

# THESE

pour l'obtention du grade de  
Docteur délivré par Aix -Marseille Université

École doctorale n°251 : Sciences de l'Environnement  
Discipline : Géosciences de l'Environnement

présentée par

**Abdallah MAHAMAT NOUR**

## **Fonctionnement hydrologique, chimique et isotopique du principal affluent du lac Tchad : le système Chari-Logone**

Directeur de thèse : Christine VALLET-COULOMB

Co-directeur de thèse : Pierre DESCHAMPS

Soutenue publiquement le 10 juillet 2019 devant le jury composé de :

Jérôme VIERS	Pr. Univ. Toulouse-Paul-Sabatier	Rapporteur
Benjamin NGOUNOU NGATCHA	Pr. Univ. Ngaoundéré	Rapporteur
Pierre GENTHON	DR, IRD Nouvelle Calédonie	Examineur
Florence SYLVESTRE	DR, IRD CEREGE	Examineur
Sara VASSOLO	PhD, ingénieur BGR, Hanovre	Examineur
Christine VALLET-COULOMB	MCF, AMU-CEREGE	Directeur
Pierre DESCHAMPS	CR, IRD CEREGE	Co-directeur



## RESUME

Les fluctuations spectaculaires de l'extension du lac Tchad au cours des dernières décennies ont démontré la très grande vulnérabilité de cet écosystème crucial pour près de 47 millions de personnes. La surface actuelle du lac a considérablement diminué par rapport à la dernière période humide précédant les années 1980, soulevant la question de rôle respectifs des variations climatiques et des impacts anthropiques à la réduction de surface du lac Tchad. Afin d'apporter un éclairage objectif à cette question, cette thèse s'intéresse au fonctionnement du fleuve Chari-Logone, qui représente jusqu'à 82% des apports en eau au Lac. L'objectif de cette thèse est de mieux comprendre et diagnostiquer le fonctionnement hydrologique et géochimique du bassin du Chari-Logone sous l'effet de la forte variabilité des précipitations qui a touché le Sahel depuis la fin des années 1970. Cette étude est basée sur 1) des données hydro-climatiques de la période 1950-2016 obtenues par les services nationaux du Tchad, de la Commission du Bassin du Lac Tchad (CBLT) et de base de données de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), 2) des données géochimiques provenant d'études menées par les chercheurs de l'IRD entre 1969 et 1980, offrant une perspective à long terme, et 3) des données géochimiques et isotopiques nouvelles ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ , éléments majeurs dissous,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) obtenues grâce à une campagne d'échantillonnages mensuels entre janvier 2013 et octobre 2016.

Globalement, la lame d'eau écoulee moyenne sur le bassin du Chari-Logone au cours de la période 1960-2015 (42 mm/an) représente seulement 5% des précipitations, et présente des variations temporelles et spatiales considérables. Entre les deux sous-périodes climatiquement les plus contrastées (humide : 1960-1971 et sèche : 1982-1997), l'écoulement moyen diffère de 75% (680 m<sup>3</sup>/s). Spatialement, la partie amont située sous climat soudanien fournit la grande majorité du débit : les sous bassins de Moundou et de Manda, représentant 18% de la surface totale, contribuent à 73% au débit du Chari-Logone. Nos données hydro-climatiques ne montrent aucune évidence clairement détectable d'un impact anthropique responsable d'une diminution des écoulements ou d'une modification du régime hydrologique dans le bassin du Chari-Logone.

La composition isotopique ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ ) des eaux de surface montre de fortes variations saisonnières. Les valeurs les plus appauvries permettent de proposer une composition isotopique moyenne pour les précipitations de la partie amont du bassin versant, pour laquelle aucune donnée n'est disponible dans la littérature. L'enrichissement pendant la saison sèche, beaucoup plus prononcé pour le fleuve Chari que pour le Logone, et pour les stations aval que pour les stations amont, est interprété en termes d'évaporation.

On observe également une variabilité saisonnière des éléments chimiques dissous dans les eaux du Chari et du Logone. En revanche, une stabilité interannuelle est constatée durant la crue à la fois entre les différentes années couvertes par l'échantillonnage récente, et en comparaison avec les valeurs de la période antérieure à la sécheresse. Cette situation correspond à un comportement chemostatique, dans lequel la lame d'eau écoulee est le seul facteur contrôlant les variations interannuelles des flux chimiques.

**Mots clés :** Lac Tchad, Chari-Logone, climat et variabilité

## ABSTRACT

The dramatic fluctuations in the extent of Lake Chad in recent decades have demonstrated the extreme vulnerability of this crucial ecosystem for nearly 47 million people. The current area of the lake has declined significantly from the last wet period prior to the 1980s, raising the issue of the respective role of climate variations and anthropogenic impacts on the Lake Chad surface reduction. In order to shed an objective light on this question, this thesis focuses on the functioning of the Chari-Logone River, which accounts for up to 82% of the Lake's water supply. The objective in this thesis is to better understand and diagnose the hydrological and geochemical functioning of the Chari-Logone basin under the effect of the high rainfall variability that has affected the Sahel since the end of the 1970s. This study is based on 1) hydro-climatic data from the period 1950-2016 obtained by the national services of Chad, the Lake Chad Basin Commission (LCBC) and the database of the Research Institute for Development (IRD), 2) geochemical data from IRD researchers' studies conducted between 1969 and 1980, offering a long-term perspective, and 3) new geochemical and isotopic data ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ , dissolved major elements,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) obtained through a monthly sampling campaign between January 2013 and October 2016.

Overall, the average flow of water in the Chari-Logone basin during the period 1960-2015 (42 mm / year) represents only 5% of rainfall and has considerable temporal and spatial variations. Between the two climatically most contrasting sub-periods (wet: 1960-1971 and dry: 1982-1997), the average flow differs by 75% (680 m<sup>3</sup>/s). Spatially, the upstream part located under Sudanese climate provides the vast majority of the flow: the sub-basins of Moundou and Manda, representing 18% of the total surface, contribute 73% to the flow of Chari-Logone. Our hydro-climatic data do not show any clearly detectable evidence of an anthropogenic impact responsible for a decrease in flows or a modification of the hydrological regime in the Chari-Logone basin.

The isotopic composition ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$ ) of surface waters shows strong seasonal variations. The most depleted values make it possible to propose an average isotopic composition for the precipitation of the upstream part of the watershed, for which no data is available in the literature. The enrichment during the dry season, much more pronounced for the Chari River than for the Logone, and for the downstream stations as for the upstream stations, is interpreted in terms of evaporation.

There is also seasonal variability in the concentrations of dissolved chemical elements in the Chari and Logone waters. On the other hand, interannual stability is observed during the flood both between the years covered by the recent sampling, and in comparison, with the values of the pre-drought period. This situation corresponds to a chemostatic behavior, in which the water slide is the only factor controlling the interannual variations of the chemical fluxes.

**Key words:** Lake Chad, Chari-Logone, climate and variability

## REMERCIEMENTS

Arrivé au terme de la rédaction de ce manuscrit de thèse, il m'est particulièrement agréable d'exprimer ma gratitude à tous ceux qui, par leur enseignement, leur soutien et leurs conseils, m'ont aidé à sa réalisation, en espérant que ce travail soit le reflet de la bonne formation que j'ai reçue.

Avant tout, je rends grâce à Dieu pour m'avoir accordé la capacité, la santé, le courage et la persévérance nécessaires à la réalisation de ce travail.

Je voudrais ensuite adresser toute ma gratitude à mes deux directeurs de thèse, Christine Vallét-Coulomb et Pierre Deschamps, qui ont dirigé ce travail de recherche, malgré leurs multiples occupations. Je les remercie pour tout ce qu'ils m'ont apporté, leurs compétences, leurs conseils, leur présence, leur patience, pour m'avoir fait confiance et m'avoir laissé la liberté nécessaire à l'accomplissement de mes travaux, tout en y gardant un œil critique et avisé.

Je remercie très chaleureusement les membres du jury qui m'ont fait l'honneur d'évaluer ce travail : le professeur Jérôme Viers, le professeur Benjamin Ngounou Ngatcha, le docteur Pierre Genthon, le docteur Florence Sylvestre et le docteur Sara Vassolo. La discussion et l'échange que j'ai eus avec les membres du jury me permettra de continuer dans le monde scientifique.

Je tiens à remercier tous les personnels d'Aix Marseille Université et du CEREGE, en particulier le Directeur du CEREGE, le professeur Olivier Bellier, qui m'a accepté au sein du laboratoire et pour le dynamisme de l'équipe. Ce fut un grand plaisir de travailler dans un laboratoire aussi actif. Je remercie beaucoup le professeur Nicolas Thouveny, Directeur de l'OSU Pytheas, le professeur Bruno Hamelin, le professeur Julio Gonçalves, Thomas Stieglitz, Hélène Mariot, Wulfran Barthelemy, Abel Guihou, Nicolas Godeau, Yacoub Abdallah Nassour, Jennifer Weil-Accardo, Chloé Poulin, Remadji Rirongarti, Aladin Andrisoa, Kevin Mbusnum Gweth, Souleyman Abba, Yannick Garcin, Corinne Sonzogni, Martine Couapel, Phillippe Dussouillez et tous les autres ceregiens et doctorants.

Ma reconnaissance va aussi à Camille Bouchez pour sa disponibilité, ses idées et son regard critique pour ce travail, ainsi qu'à Dagnachew Belachew qui m'a aidé et encouragé pour l'utilisation du modèle «IAEA Water Balance Model with Isotopes (IWMBISO)» dans le cadre du CRP «Isotope enabled models for improved estimates of water balance in catchments ».

Je tiens également à remercier le président de l'université de N'Djaména, le professeur Mahamat Barka, ainsi que le doyen de la faculté des Sciences Exactes et Appliquées de

*Farcha, le docteur Ahmat Charfadine Mahamat et le chef du département de géologie, le docteur Siddig Ahmed Abbas, pour leurs aides et soutiens.*

*J'adresse encore un grand merci à mes collègues enseignants-chercheurs du Tchad, et plus particulièrement : le professeur Abderamane Hamit, le professeur Jean Claude Doumnang, le professeur Abakar Mahamat Taher, le professeur Likuis Andossa, le professeur Makaye Hassane Taïso, le docteur Moussa Isseini, le docteur Moussa Abderamane, le docteur Zakinet Dangbet, le docteur Brahim Taha, le docteur Adam Abgassi, le docteur Baba Mallaye, le docteur Kadjangaba Edith, le docteur Adoum Issak, le docteur Sandrine Diondoh, le docteur Leontine, le docteur Clarisse Nekoulngang, Le docteur Hamza Brahim, le docteur Massing Oursimbé, le docteur Al-hadj Hamid zagalo, Loukman Bichara, Ibrahim Alhadj Mahamat, Mahamat Moussa Hellou, Mahamat Moustapha, Yacoub Ousmane Bourma, Bangoba Kaguina. Que celles ou ceux que je n'ai pas cités ici me pardonnent.*

*Cette thèse a reçu le soutien matériel et financier de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), du Fond Français pour l'Environnement Mondial (FFEM), du Service de Coopération et d'Action Culturelle (SCAC) de l'ambassade de France à N'Djamena et de l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (AIEA). Je remercie la Commission du Bassin du Lac Tchad, le Centre National de Recherche et le Développement (CNRD), la Direction des Ressources en Eau (DRE) et la Direction générale de la Météorologie nationale (DGMN) pour leurs aides et leurs encouragements dans ce travail. Je remercie vivement les responsables de ces institutions.*

*Enfin, je voudrais rendre hommage à ma famille et à mes amis pour leur soutien indispensable tout au long de mes études.*

Merci à tous !

# TABLE DES MATIÈRES

<b>RESUME</b> .....	<b>I</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>II</b>
<b>REMERCIEMENTS</b> .....	<b>III</b>
<b>TABLE DES MATIÈRES</b> .....	<b>V</b>
<b>LISTE DES FIGURES</b> .....	<b>IX</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX</b> .....	<b>XV</b>
<b>INTRODUCTION GÉNÉRALE</b> .....	<b>1</b>
<b>CHAPITRE 1. CADRE NATUREL DE L'ÉTUDE</b> .....	<b>7</b>
1.1. BASSIN DU LAC TCHAD ET DU SYSTEME CHARI-LOGONE.....	7
1.2. CADRE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE.....	9
1.2.1. <i>Géologie du bassin du lac Tchad</i> .....	9
1.2.1.1. Structure géologique régionale.....	9
1.2.1.2. Géologie du bassin du Chari-Logone.....	10
1.2.2. <i>Hydrogéologie du bassin du lac Tchad et du Chari-Logone</i> .....	11
1.3. CADRE PEDOLOGIQUE .....	13
1.4. DESCRIPTION DU CADRE CLIMATIQUE.....	15
1.4.1. <i>Températures</i> .....	15
1.4.2. <i>Précipitations</i> .....	15
1.4.3. <i>Humidité de l'air</i> .....	16
1.4.4. <i>Évaporation</i> .....	17
1.4.5. <i>Synthèse climatique</i> .....	18
1.5. RESEAU HYDROGRAPHIQUE ET PLAINE D'INONDATION DU BASSIN DU CHARI-LOGONE.....	20
1.5.1. <i>Logone</i> .....	21
1.5.2. <i>Chari</i> .....	21
1.5.3. <i>Régime du Chari-Logone</i> .....	23
1.5.4. <i>Principales plaines d'inondations du bassin</i> .....	23
1.5.5. <i>Lac Tchad et variabilité hydrologique</i> .....	24
1.5.5.1. Lac Tchad et situation géographique.....	24
1.5.5.2. Morphométrie du lac Tchad .....	24
1.5.5.3. États du lac Tchad .....	27
1.5.5.4. Bilan hydrique du lac Tchad .....	28
1.5.5.5. Composition chimique des eaux du lac Tchad.....	29
<b>CHAPITRE 2. VARIATIONS SPATIALES ET TEMPORELLES DU BILAN HYDROLOGIQUE AU SEIN DU BASSIN VERSANT DU CHARI-LOGONE</b> .....	<b>31</b>
2.1. DONNEES HYDRO-PLUVIOMETRIQUES DISPONIBLES .....	32
2.1.1. <i>Données pluviométriques</i> .....	32
2.1.1.1. Données pluviométriques des réseaux nationaux.....	32
2.1.1.2. Base de données du projet FFEM-IRD.....	34
2.1.1.3. Données de la littérature.....	34
2.1.1.4. Données du CRU (Climate Research Unit).....	35
2.1.2. <i>Données hydrologiques disponibles</i> .....	35
2.1.2.1. Débits mensuels : base de données de la CBLT.....	35
2.1.2.2. Débits journaliers fournis par la Direction de la Ressource en Eau du Tchad .....	38
2.1.3. <i>Analyse critique des données de débit</i> .....	39
2.1.3.1. Analyse des courbes de tarage disponibles .....	39
2.1.3.2. Comparaison des deux sources de données .....	42
2.1.3.3. Cas de la station « Mailao » .....	43
2.1.4. <i>Reconstitution des valeurs manquantes de débits</i> .....	45
2.1.4.1. Débits journaliers.....	45

2.1.4.2.	Débits mensuels.....	45
2.2.	METHODOLOGIE.....	46
2.2.1.	Détermination des sous-bassins de référence.....	47
2.2.2.	Détermination des périodes de référence.....	48
2.2.3.	Estimation des précipitations par sous bassins pour 1960-2015.....	52
2.2.3.1.	Spatialisation des précipitations.....	52
2.2.3.1.1.	Données utilisées pour la spatialisation des précipitations.....	53
2.2.3.1.2.	Méthode de l'interpolation par krigeage.....	53
2.2.3.2.	Précipitations moyennes par sous bassin et pour chaque période de référence.....	55
2.2.4.	Bilan hydrologique des sous-bassins versants.....	55
2.3.	RESULTATS ET DISCUSSIONS.....	57
2.3.1.	Interpolation par krigeage des précipitations.....	57
2.3.1.1.	Semi variogramme.....	57
2.3.1.2.	Précipitations moyennes sur le bassin du Chari-Logone.....	58
2.3.1.3.	Comparaison avec les données du CRU.....	59
2.3.2.	Bilan global moyen de 1960-2007 et rôle des sous bassins.....	60
2.3.3.	Comparaison des bilans hydriques entre les périodes humides et sèches.....	63
2.3.4.	Comparaison des bilans hydriques pour les périodes climatiques dites intermédiaires.....	67
2.3.5.	Comparaison entre années individuelles.....	68
2.3.6.	Situation hydro-climatique de la période récente de 2000-2015.....	71
2.3.6.1.	Régimes annuels au pas de temps journalier.....	71
2.3.6.2.	Situation hydro-climatique de la période 2013-2016.....	71
2.3.7.	Synthèse et conclusion.....	73
<b>CHAPITRE 3. CARACTERISATION DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE EN <math>\delta^{18}\text{O}</math> ET <math>\delta^2\text{H}</math> DES EAUX DU SYSTÈME CHARI-LOGONE.....</b>		<b>77</b>
3.1.	GENERALITES SUR LA COMPOSITION ISOTOPIQUE EN $\Delta^2\text{H}$ ET EN $\Delta^{18}\text{O}$ DES EAUX CONTINENTALES.....	78
3.1.1.	Notation delta.....	78
3.1.2.	Fractionnement isotopique et droite météorique mondiale (DMM).....	78
3.1.3.	Droite d'évaporation.....	80
3.2.	SYNTHESE DES CONNAISSANCES SUR LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DES PRECIPITATIONS EN AFRIQUE TROPICALE.....	82
3.2.1.	Synthèse des connaissances.....	82
3.2.2.	Stations de mesure de la composition isotopique du réseau GNIP.....	83
3.2.3.	Relations entre $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ des eaux de pluies.....	85
3.2.4.	Variabilité interannuelle de la composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ .....	86
3.2.5.	Composition isotopique en fonction de la précipitation.....	87
3.2.6.	Variabilité spatiale de la composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux de pluie.....	88
3.3.	METHODES D'ECHANTILLONNAGES DES EAUX ET DES ANALYSES.....	89
3.3.1.	Échantillonnages.....	89
3.3.2.	Méthode d'analyse en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ de la molécule d'eau.....	90
3.4.	RESULTATS.....	91
3.4.1.	Relations entre $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ .....	91
3.4.2.	Évolution temporelle de la composition en $\delta^2\text{H}$ du système Chari-Logone.....	92
3.4.3.	Comparaison de la composition isotopique des eaux du Chari amont et aval.....	93
3.4.4.	Comparaison de la composition isotopique des eaux du Logone amont et aval.....	94
3.5.	DISCUSSION.....	96
3.5.1.	Signal d'entrée du système.....	96
3.5.2.	Ampleur du signal évaporatoire sur le bassin versant.....	98
3.5.2.1.	Une composition représentative de celle de l'aquifère.....	98
3.5.2.2.	Ampleur du signal évaporatoire en fin de saison sèche.....	98

## CHAPITRE 4. CARACTERISATION CHIMIQUE ET ISOTOPE DU STRONTIUM DES EAUX DU SYSTEME CHARI-LOGONE101

4.1.	CADRE THEORIQUE SUR L'ALTERATION.....	103
4.1.1.	<i>Lien entre climat et cycle long de carbone</i> .....	103
4.1.2.	<i>Facteurs contrôlant l'altération chimique</i> .....	103
4.1.2.1.	Lithologie .....	103
4.1.2.2.	Hydro-climat .....	104
4.1.3.	<i>Transport du produit d'altération chimique</i> .....	104
4.1.4.	<i>Dépôt des poussières atmosphériques</i> .....	104
4.2.	ÉCHANTILLONNAGES ET ANALYSE DES DONNEES .....	105
4.2.1.	<i>Échantillonnages</i> .....	105
4.2.2.	<i>Analyse des éléments majeurs</i> .....	105
4.2.3.	<i>Validité des résultats d'analyse : Balance ionique</i> .....	105
4.2.4.	<i>Analyses de la composition isotopique du strontium (<math>^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}</math>)</i> .....	106
4.3.	RESULTATS.....	107
4.3.1.	<i>Paramètres physico-chimiques des eaux du système Chari-Logone global</i> .....	107
4.3.1.1.	Conductivité électrique (CE) .....	107
4.3.1.2.	Température et pH .....	108
4.3.2.	<i>Chimie élémentaire et typologie des eaux du système Chari-Logone global</i> .....	109
4.3.2.1.	Ordre d'abondance des éléments dans les eaux .....	109
4.3.2.2.	Diagramme de Piper .....	111
4.3.3.	<i>Variabilité temporelle de la composition chimique des éléments</i> .....	111
4.3.3.1.	Teneur en bicarbonate et en chlore dans les eaux.....	111
4.3.3.2.	Teneurs en cations majeurs dans les eaux .....	112
4.3.3.3.	Teneur en silice dans les eaux .....	114
4.3.3.4.	Rapports X/Na des éléments au cours du temps .....	114
4.3.4.	<i>Concentration et composition isotopique du strontium (<math>^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}</math>)</i> .....	116
4.3.5.	<i>Comparaison des éléments chimiques entre Chari amont et Chari entier</i> .....	117
4.3.5.1.	Variabilité de la concentration du chlorure et du bicarbonate .....	117
4.3.5.2.	Variabilité des cations majeurs .....	119
4.3.6.	<i>Comparaison des éléments chimiques entre Logone à Bongor et Logone entier à Ngueli</i> .....	121
4.3.6.1.	Variabilité de la concentration du chlorure et du bicarbonate .....	121
4.3.6.2.	Variabilité des cations majeurs .....	122
4.4.	GEOCHIMIE DU PRINCIPAL AFFLUENT DU LAC TCHAD : UNE STABILITE DE 50 ANS A LONG TERME DANS DES CONDITIONS HYDRO-CLIMATIQUES TRES VARIABLES .....	124
4.4.1.	<i>Abstract</i> .....	124
4.4.2.	<i>Introduction</i> .....	125
4.4.3.	<i>Study area</i> .....	126
4.4.3.1.	Geological and geomorphological context.....	126
4.4.3.2.	Climate and hydrography .....	127
4.4.4.	<i>Data acquisition</i> .....	128
4.4.4.1.	Sampling.....	128
4.4.4.2.	Hydrological data .....	129
4.4.4.3.	Reconstruction and validation of discharge data.....	129
4.4.4.4.	Geochemical analysis.....	130
4.4.5.	<i>Results</i> .....	130
4.4.5.1.	Chemical and isotopic composition.....	130
4.4.5.2.	Seasonal variation .....	134
4.4.6.	<i>Discussion</i> .....	135
4.4.6.1.	Contribution of silicate weathering to the dissolved load.....	135
4.4.6.1.1.	Atmospheric contributions.....	135
4.4.6.1.2.	A silicate weathering signature .....	136
4.4.6.1.3.	Comparison with other African systems .....	138
4.4.6.2.	Concentration-discharge relationship at the seasonal scale.....	139

4.4.6.3.	Driving factors of silicate weathering fluxes .....	142
4.4.6.3.1.	Annual average weathering fluxes in Chari and Logone sub-basins.....	142
4.4.6.3.2.	Comparison with historical data on the Chari-Logone.....	143
4.4.7.	<i>Conclusions</i> .....	145
4.4.8.	<i>Acknowledgments</i> .....	145
<b>CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....</b>		<b>147</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>		<b>151</b>

## LISTE DES FIGURES

- FIGURE 1.1 CARTE DE LA ZONE D'ETUDE : LE TRAIT NOIR CONTINUE MARQUE LE BASSIN DU LAC TCHAD, LE TRAIT NOIR DISCONTINU CELUI DU BASSIN DU CHARI-LOGONE ET ENFIN LE TRAIT MARRON LE MEGA LAC TCHAD A L'Holocène (GIENNE ET AL., 2002 ; SCHUSTER ET AL., 2005 ; LEBLANC ET AL., 2006). DONNEES SRTM (SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY) TOPO 30, FACILEMENT ACCESSIBLE ET TELECHARGEABLE GRATUITEMENT SUR LE SITE DE [HTTPS://EARTHEXPLORER.USGS.GOV/](https://earthexplorer.usgs.gov/) ----- 8
- FIGURE 1.2. EXTENSION DE LA CHAÎNE PANAFRICAINNE EN AFRIQUE CENTRALE (MODIFIEE D'APRES TOTEU ET AL. (2004). CAR : REPUBLIQUE CENTRAFRICAINE ----- 10
- FIGURE 1.3. CARTE GEOLOGIQUE DU BASSIN DU CHARI-LOGONE (D'APRES LOUIS, 1970, MODIFIEE). AA' EST LA COUPE GEOLOGIQUE QUI EST REALISEE ET DECRITE DANS LE PARAGRAPHE SUIVANT (FIGURE 1.4). ----- 11
- FIGURE 1.4. COUPE GEOLOGIQUE N-NO ET S-SE (AA' SUR LA CARTE DE LA FIGURE 1.3) QUI MET EN EVIDENCE LES DIFFERENTS AQUIFERES PRESENTS DANS LE BASSIN DU CHARI-LOGONE AINSI QUE LEURS EPAISSEURS. ELLE MONTRE EGALEMENT LA ZONE DE RECHARGE ET LA ZONE DE REPRISE EVAPORATOIRE (SOURCE : COUPE SCHEMATIQUE DU LAC TCHAD – GORE REALISEE PAR SCHNEIDER ET WOLF, 1992 MODIFIEE ET SIMPLIFIEE) ----- 13
- FIGURE 1.5. CARTE PEDOLOGIQUE DU BASSIN DU CHARI-LOGONE (SOURCE PIAS, 1970 MODIFIEE). ----- 14
- FIGURE 1.6. MOYENNE MENSUELLE DE LA TEMPERATURE A N'DJAMENA ET SARH ENTRE 1984 ET 2014.----- 15
- FIGURE 1.7. MOYENNE MENSUELLE DES PRECIPITATIONS A N'DJAMENA ET SARH DE 1984 A 2014.----- 16
- FIGURE 1.8. MOYENNE MENSUELLE DE L'HUMIDITE RELATIVE DE L'AIR A N'DJAMENA ET SARH ENTRE 1984 A 2014. ---- 17
- FIGURE 1.9. MOYENNE MENSUELLE DE L'EVAPORATION (TECHNIQUE PICHE) A N'DJAMENA ET SARH ENTRE 1984 ET 2014 ----- 18
- FIGURE 1.10. : SCHEMA DES PRINCIPAUX FLUX DE MASSES D'AIR EN AFRIQUE DE L'OUEST ; COUPE NORD SUD DE LA TROPOSPHERE AVEC LA LOCALISATION DES ZONES PLUVIEUSES AU SOL. A : ZONE SANS PLUIE ; B : ZONE AVEC DES ORAGES ISOLEES ; C : ZONE OU DOMINENT LES LIGNES DE GRAIN ET LES « PLUIES DE MOUSSON » ; D : ZONE AVEC DES PLUIES REDUITES (D'APRES OLIVRY ET AL., 1996 ; ROCHE, 1980).----- 19
- FIGURE 1.11. REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTS TYPES DE CLIMAT (L'HÔTE ET AL., 1996). LE TRAIT ROUGE EST LA ZONE DU CHARI-LOGONE----- 20
- FIGURE 1.12. CARTE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE ET PLAINES INONDABLES DU BASSIN DU CHARI-LOGONE. TRAIT ROUGE LIMITE ADMINISTRATIVE DES PAYS, LE TRAIT JAUNE BASSIN DU LOGONE ET TRAIT NOIR BASSIN DU CHARI.----- 22
- FIGURE 1.13. REGIME DU DEBIT MOYEN MENSUEL INTERANNUEL DE 2005-2015 DU FLEUVE CHARI-LOGONE (SOURCE DES DONNEES : DRE).----- 23
- FIGURE 1.14. CARTE SCHEMATIQUE DE LA SITUATION MOYENNE DU LAC TCHAD AU TOUR DE 2010 (LEMOALLE ET AL., 2014). ----- 26
- FIGURE 1.15. COUPE SCHEMATIQUE SIMPLIFIEE ENTRE DELTA DU CHARI-LOGONE ET N'GUIGMI (VUILLAUME, 1981, OLIVRY ET AL., 1996, LEBLANC ET AL., 2011, LEMOALLE & MAGRIN., 2014) MONTRANT LE REGIME DU FONCTIONNEMENT DU LAC TCHAD. CETTE REPRESENTATION MONTRE LE DEBORDEMENT DE LA CUVETTE SUD VERS LA CUVETTE NORD. --- 26
- FIGURE 1.16. DIFFERENTS ETATS DE REMPLISSAGE DU LAC TCHAD (VUILLAUME, 1981). ----- 27
- FIGURE 1.17. CONDUCTIVITE MESUREE DANS LES EAUX DU LAC TCHAD EN mS/cm D'APRES ROCHE ET AL. (1980). LES FLECHES MONTRENT L'INFILTRATION DE LA SALINITE VERS L'AQUIFERE BORDIERE DU QUATENAIRE ----- 30
- FIGURE 2.1. LOCALISATION DES ONZE STATIONS PLUVIOMETRIQUES TCHADIENNES POUR LESQUELLES LES DONNEES SONT DISPONIBLES AU PAS DE TEMPS MENSUEL ENTRE 1960 ET 2015 DANS LE BASSIN DU CHARI-LOGONE (SOURCE : DGMN). LE TRAIT POINTILLE NOIR EST LE CONTOUR DU BASSIN DU CHARI-LOGONE.----- 33
- FIGURE 2.2. STATIONS HYDROMETRIQUES DU BASSIN DU CHARI-LOGONE RETENUES POUR CETTE ETUDE.----- 36
- FIGURE 2.3. LACUNES OBSERVEES POUR LES 8 STATIONS HYDROMETRIQUES DE LA PERIODE 1960-2007 (SOURCE : CBLT). LES HISTOGRAMMES BLEUS DONNENT LES POURCENTAGES DE LACUNES POUR TOUTE LA PERIODE ET LES ROUGES LES POURCENTAGES DES LACUNES CALCULEES SANS LES ANNEES 1980 ET 1981. ----- 37
- FIGURE 2.4. VARIATION DES DEBITS MOYENS JOURNALIERS DE 2000 A 2016 A LA STATION DE N'DJAMENA TP SUR LE CHARI-LOGONE, DE CHAGOUA SUR CHARI AVAL AVANT LA CONFLUENCE, DE SARH SUR LE CHARI EN AMONT, DE NGUELI SUR LOGONE AVAL AVANT LA CONFLUENCE ET DE BONGOR SUR LE LOGONE EN AMONT. LES LACUNES MOYENNES

INTERANNUELLES OBSERVEES SONT 3%, 11%, 17%, 4% ET 11% RESPECTIVEMENT POUR SARH, CHAGOUA, BONGOR, NGUELI ET N'DJAMENA. LES ANNEES D'INTERRUPTION NE SONT PAS INCLUSES DANS LES LACUNES. -----	38
FIGURE 2.5. COURBE DE TARAGE DES STATIONS HYDROMETRIQUES NDJAMENA ET LOGONE-GANA AVEC LE REPORT DES NOUVEAUX JAUGEAGES REALISES EN 2013.-----	41
FIGURE 2.6. COMPARAISON DES JEUX DE DONNEES DE DEBIT DE LA CBLT (DONNEES MENSUELLES) ET DE LA DRE (DONNEES JOURNALIERES) POUR LA PERIODE COMMUNE DE 2000-2007 POUR TROIS STATIONS DE MESURE HYDROMETRIQUE DU CHARI-LOGONE (N'DJAMENA, BONGOR ET SARH).-----	43
FIGURE 2.7. COMPARAISON DES DONNEES DE DEBIT DE LA STATION DE MAÏLAO VS N'DJAMENA DE DEUX PERIODES (1960-1978 ET 1982-2007).-----	44
FIGURE 2.8. COMPARAISON DE DEUX JEUX DE DONNEES ENTRE STATION DE MAÏLAO ET STATION DE CHAGOUA. LES DONNEES A LA STATION DE MAÏLAO SONT DES DONNEES MOYENNES MENSUELLES (CBLT) ET CELLES DE CHAGOUA SONT DES DONNEES JOURNALIERES (DRE).-----	45
FIGURE 2.9. DEBIT MOYEN MENSUEL INTERANNUEL DE 1960-2007 DU CHARI-LOGONE A N'DJAMENA TP POUR UNE ANNEE HYDROLOGIQUE.-----	46
FIGURE 2.10. SOUS BASSINS VERSANTS DU SYSTEME CHARI-LOGONE. -----	47
FIGURE 2.11. INDICES STANDARDISES HYDROMETRIQUES DE LA RIVIERE CHARI-LOGONE A N'DJAMENA TP. LES VALEURS MOYENNES ANNUELLES SONT CALCULEES A PARTIR DE L'ANNEE HYDROLOGIQUE (DE MAI A AVRIL) ET NON SUR L'ANNEE CIVILE. -----	49
FIGURE 2.12. INDICES STANDARDISES HYDROMETRIQUES DE 7 STATIONS DES BASSINS DU CHARI-LOGONE -----	50
FIGURE 2.13. INDICE STANDARDISE PLUVIOMETRIQUE MOYEN DES 11 STATIONS DU BASSIN DU CHARI-LOGONE CONSIDEREES DANS CETTE ETUDE.-----	50
FIGURE 2.14. INDICES STANDARDISES PLUVIOMETRIQUES DES 11 STATIONS DU BASSIN DU CHARI-LOGONE. LES VALEURS MOYENNES ANNUELLES SONT CALCULEES SUR L'ANNEE HYDROLOGIQUE (DE MAI A AVRIL).-----	51
FIGURE 2.15. VARIATION DU NIVEAU DU LAC TCHAD DE 1960-2012 DANS LA PARTIE « ARCHIPEL » (STATION DE BOL) (BADER ET AL., 2011 ; BOUCHEZ ET AL., 2016). -----	52
FIGURE 2.16. LOCALISATION (POINTS NOIRS) DE STATIONS PLUVIOMETRIQUES ISSUES DES DEUX MONOGRAPHIES DU CHARI (BILLON ET AL., 1974) ET DU LOGONE (CABOT, 1965). LA LIGNE ROUGE EST LE CONTOUR DU BASSIN DU CHARI-LOGONE.-----	53
FIGURE 2.17. SEMI-VARIOGRAMME THEORIQUE (MODELE SPHERIQUE). -----	54
FIGURE 2.18. BLOC SCHEMATIQUE MONTRANT LE BILAN D'UN CYCLE HYDROLOGIQUE. -----	56
FIGURE 2.19. SEMI VARIOGRAMMES DES DONNEES BRUTES (FIGURE DE GAUCHE) ET DES RESIDUS (FIGURE DE DROITE) DANS LES QUATRE DIRECTIONS (0, 45, 90 ET 135°) REALISES AVEC UN MODELE SPHERIQUE. -----	57
FIGURE 2.20. DISTRIBUTION SPATIALE DES PRECIPITATIONS MOYENNES POUR LA PERIODE 1940-1960 DANS LE BASSIN DU CHARI-LOGONE ET LOCALISATION DES 89 STATIONS PLUVIOMETRIQUES UTILISEES (DONNEES TIREES DES MONOGRAPHIES DU CHARI (CABOT, 1965) ET DU LOGONE BILLON ET AL. (1974)). -----	59
FIGURE 2.21. COMPARAISON DES PRECIPITATIONS SPATIALISEES SUR LE BASSIN DU CHARI-LOGONE OBTENUES PAR LE CRU ET CETTE ETUDE.-----	60
FIGURE 2.22. ÉVOLUTION DES LAMES D'EAU MOYENNES INTERANNUELLES DE CHACUN DES SOUS BASSINS DU CHARI POUR LA PERIODE 1960-2007. -----	61
FIGURE 2.23. REGIME HYDROLOGIQUE MOYEN DU CHARI-LOGONE ET DE SES DEUX PRINCIPAUX AFFLUENTS, LE CHARI ET LE LOGONE ; A) EN M <sup>3</sup> /S ET B) EN DEBIT NORMALISE (Q/QMAX).-----	62
FIGURE 2.24. ÉVOLUTION DES TERMES DU BILAN HYDROLOGIQUE GLOBAL MOYEN INTERANNUEL DE CHACUN DES SOUS BASSINS DU CHARI-LOGONE POUR LA PERIODE 1960-2007.-----	63
FIGURE 2.25. REGIME HYDROLOGIQUE MOYEN DES PERIODES HUMIDE (1960-1971) ET SECHE (1982-1997) POUR LE CHARI-LOGONE (A), LE CHARI (B) ET LE LOGONE (C).-----	66
FIGURE 2.26. REGIMES HYDROLOGIQUES MOYENS MENSUELS INTERANNUELS POUR LA PERIODE INTERMEDIAIRE 1 (1972-1979) ET LA PERIODE INTERMEDIAIRE 2 (1998-2007) POUR LA STATION DE N'DJAMENA. -----	68
FIGURE 2.27. INDICES STANDARDISES HYDROMETRIQUES DU CHARI-LOGONE POUR LA PERIODE 1960-2015 ET IDENTIFICATION DE 5 ANNEES MOYENNES SIMILAIRES. -----	69
FIGURE 2.28. REGIMES HYDROLOGIQUES DU CHARI-LOGONE DES CINQ ANNEES CHOISIES (1965 ;1976 ;1988 ;2003 ET 2010). -----	70

FIGURE 2.29. DEBITS MOYENS JOURNALIERS POUR UNE ANNEE HUMIDE (2001-2002) ET UNE ANNEE SECHE (2002-2003). -----	71
FIGURE 3.1. DROITE METEORIQUE MONDIALE (CRAIG, 1961, CLARK & FRITZ, 2013). -----	79
FIGURE 3.2. EFFET DE PLUIE EN $\Delta^{18}\text{O}$ ET $\Delta^2\text{H}$ (J. HOEFS, 1997, COPLEN <i>ET AL.</i> , 2000). -----	80
FIGURE 3.3. RELATION ENTRE LES VALEURS ( $^{18}\Delta$ , $^2\Delta$ ) DE L'EAU METEORIQUE QUI SUBIT L'EVAPORATION, LA VAPEUR ISSUE DE CETTE EAU ET L'EAU RESIDUELLE, REPRESENTEE PAR LA DROITE D'EVAPORATION, COMPAREE A LA RELATION ENTRE LES EAUX ATMOSPHERIQUES ET LES PRECIPITATIONS REPRESENTES PAR LA DROITE DES EAUX METEORIQUE. LA VAPEUR D'EAU RELATIVEMENT "LEGERE" QUITTE LE RESERVOIR EAU (FLECHE BLANCHE) PROVOQUANT UN ENRICHISSEMENT DE L'EAU RESIDUELLE (FLECHE GRISE). SOURCE (MOOK, 2001). -----	81
FIGURE 3.4. RELATION ENTRE $\Delta^{18}\text{O}$ ET $\Delta^2\text{H}$ DE QUELQUES COURS D'EAU DONT L'EVAPORATION EST INSIGNIFIANTE, A L'OPPOSE DE LA RIVIERE ORANGE, AFRIQUE DU SUD (LIGNE EN TIRETS). SOURCE (MOOK, 2001). -----	81
FIGURE 3.5. CARTE DE REPARTITION SPATIALE DES VALEURS EN $\Delta^{18}\text{O}$ ET $\Delta^2\text{H}$ DES PRECIPITATIONS. ELLE A ETE OBTENUE PAR UN MODELE D'INTERPOLATION (BOWEN & REVENAUGH, 2003). LA FIGURE A : CARTE DE LA REPARTITION DES POINTS DE MESURE, FIGURE B : CARTE DE REPARTITION SPATIALE DES VALEURS EN $\Delta^2\text{H}$ ET FIGURE C : CARTE DE REPARTITION SPATIALE DES VALEURS EN $\Delta^{18}\text{O}$ . -----	83
FIGURE 3.6. CARTE DE LOCALISATION DES SIX STATIONS DE MESURE DE PRECIPITATIONS DU GNIP (AIEA) DANS ET AUTOUR DU BASSIN DU LAC TCHAD. LE CHOIX EST FAIT PAR RAPPORT A LA DISPONIBILITE DES STATIONS AUTOUR DU SECTEUR D'ETUDE. -----	84
FIGURE 3.7. DONNEES DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE EN $\Delta^2\text{H}$ (A) ET $\Delta^{18}\text{O}$ (B) DES PRECIPITATIONS DU RESEAU GNIP DE L'AIEA DISPONIBLES DANS ET AUTOUR DU BASSIN DU LAC TCHAD. UNE ANNEE EST CONSIDEREE COMPLETE SI ELLE REPOUDRE A DEUX CRITERES. IL FAUT QU'IL EXISTE DES DONNEES D'AU MOINS 4 MOIS DE LA PERIODE PLUVIEUSE ET LES DONNEES DE JUILLET ET AOUT NE SOIENT PAS MANQUER. -----	85
FIGURE 3.8. RAPPORTS ISOTOPIQUES DE SIX STATIONS DE MESURE DU GNIP. LE TRAIT NOIR CONTINU EST LA DROITE METEORIQUE MONDIALE. LES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES EAUX DES PRECIPITATIONS DE DIFFERENTES STATIONS DE MESURE DE GNIP DISPONIBLE DANS ET AUTOUR DU BASSIN DU LAC TCHAD S'ALIGNENT SUR DES DROITES D'EQUATIONS : $\Delta^2\text{H}=6.36*\Delta^{18}\text{O}+4.50\text{‰}$ , $r^2=0.952$ ; $\Delta^2\text{H}=6.35*\Delta^{18}\text{O}+4.72\text{‰}$ , $r^2=0.830$ ; $\Delta^2\text{H}=6.98*\Delta^{18}\text{O}+3.77\text{‰}$ , $r^2=0.929$ ; $\Delta^2\text{H}=7.07*\Delta^{18}\text{O}+4.37\text{‰}$ , $r^2=0.896$ ; $\Delta^2\text{H}=7.58*\Delta^{18}\text{O}+5.27\text{‰}$ , $r^2=0.982$ ET $\Delta^2\text{H}=7.68*\Delta^{18}\text{O}+12.59 \text{‰}$ , $r^2= 0.939$ RESPECTIVEMENT POUR N'DJAMENA, GENEINA, NIAMEY, KANO, GAROUA ET BANGUI. LES EAUX SONT SUR DES DROITES D'EVAPORATIONS MAIS BIEN DISTINCTES SAUF POUR CELLES DE GAROUA ET BANGUI. -----	86
FIGURE 3.9. VARIATION INTERANNUELLE DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE EN $\Delta^{18}\text{O}$ ET $\Delta^2\text{H}$ DES EAUX DE PLUIES. DES VALEURS SONT EN MOYENNES ANNUELLES PONDEREES. UNE ANNEE EST CONSIDEREE COMPLETE ET QUE LA DONNEE SERA UTILISEE ICI DOIT REPOUDRE A DEUX CRITERES. IL FAUT QU'IL EXISTE DES DONNEES D'AU MOINS 4 MOIS DE LA PERIODE PLUVIEUSE ET LES DONNEES DE JUILLET ET AOUT NE SOIENT PAS MANQUEES. -----	87
FIGURE 3.10. RAPPORT DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DES PRECIPITATIONS DE SIX STATIONS DANS ET AUTOUR DE BASSIN DU LAC TCHAD AVEC LES HAUTEURS DES PLUIES TOMBEES. CES DONNEES PROVIENNENT DE LA BASE DU RESEAU GNIP DE L'AIEA. -----	88
FIGURE 3.11. CARTE MONTRANT LES SITES D'ECHANTILLONNAGES. LE TRAIT NOIR PRESENTE LE BASSIN DU CHARI ET LE TRAIT JAUNE, BASSIN DU LOGONE. LES POINTS NOIRS MONTRENT LES SITES D'ECHANTILLONNAGES. -----	90
FIGURE 3.12. RAPPORT EN $\Delta^{18}\text{O}$ VS $\Delta^2\text{H}$ DES EAUX DU SYSTEME CHARI-LOGONE. LE TRAIT NOIR CONTINU EST LA DROITE METEORIQUE MONDIALE (DMM) DE L'EQUATION : $\delta^2\text{H}=8*\delta^{18}\text{O}+10$ . LES POINTILLES NOIRS REPRESENTENT LA DROITE DE REGRESSION CORRESPONDANT A TOUTES LES EAUX DU SYSTEME CHARI ET LOGONE ( $\delta^2\text{H}=4.87*\delta^{18}\text{O}-1.5$ ; $r^2=0.928$ ). LA VALEUR DE LA MOYENNE PONDEREE EST CHOISIE CELLE DE LA STATION DE N'DJAMENA POUR LA PERIODE DE 1960-1995 ET 2015-2016. -----	91
FIGURE 3.13. RAPPORT DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE EN $\Delta^{18}\text{O}$ ET $\Delta^2\text{H}$ DES EAUX DU CHARI-LOGONE A DOUGUIA DE JANVIER 2013 A AOUT 2014 (LES POINTS RONDS) ET DE JUILLET 2015 A NOVEMBRE 2016 (LES TRIANGLES). LE POINT VERT EST LA MOYENNE PONDEREE DE LA PLUIE A N'DJAMENA (1960-1995 ET 2015-2016). LES DROITES DE D'EQUATIONS DE LA SERIE 2013-2014 EST DE $\delta^2\text{H}=4.79*\delta^{18}\text{O}-3.18$ AVEC $r^2=0.975$ ET CELLE DE 2015-2016 EST DE $\delta^2\text{H}=4.22*\delta^{18}\text{O}-2.12$ AVEC $r^2=0.920$ . -----	92
FIGURE 3.14. COURBES MONTRANT L'EVOLUTION DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE EN $\Delta^2\text{H}$ DES EAUX DU SYSTEME CHARI- LOGONE (A), DES COURBES DE DEBITS (B) POUR LA PERIODE DE JANVIER 2013 - NOVEMBRE 2016. LA COURBE BLEUE (A, B) REPRESENTE LES DONNEES DES ISOTOPES ET DES DEBITS DU CHARI A CHAGOUA ; LA COURBE ROUGE (A, B)	

REPRESENTE LES DONNEES DES ISOTOPES ET DES DEBITS DU LOGONE A NGUELI ET LA COURBE GRISE (A, B) REPRESENTE LES DONNEES DES ISOTOPES (A DOUGUIA) ET DES DEBITS DU CHARI-LOGONE A N'DJAMENA APRES CONFLUENCE DE DEUX RIVIERES. CIP : COMPOSITION ISOTOPIQUE DE LA PLUIE, CIGW : COMPOSITION ISOTOPIQUE DE GROUNDWATER (EAUX SOUTERRAINES, LE DEBIT DE BASE (IMPORTANT) COMMENCE A PARTIR DE NOVEMBRE ET POURSUIT JUSQU'A L'ETIAGE).----- 93

FIGURE 3.15. COMPOSITION ISOTOPIQUE DES EAUX DU CHARI AMONT ET AVAL. LA DROITE D'EQUATION DU CHARI AMONT (SARH) EST DE  $\Delta^2H = 5.05 * \Delta^{18}O + 1.24$ ,  $R^2 = 0.952$  ET CELLE DU CHARI AVAL (CHAGOUA) EST DE  $\Delta^2H = 4.99 * \Delta^{18}O - 0.86$ ,  $R^2 = 0.972$ . LES COULEURS BLEU FONCE ET BLEUE CIEL (CYAN) REPRESENTENT RESPECTIVEMENT CHARI AVAL (CHAGOUA) ET CHARI AMONT (SARH).----- 94

FIGURE 3.16. COMPOSITION ISOTOPIQUE DES EAUX DU LOGONE AMONT ET AVAL. LA DROITE D'EQUATION DU LOGONE AMONT (BONGOR) EST DE  $\Delta^2H = 4.28 * \Delta^{18}O - 3.28$ ,  $R^2 = 0.790$  ET CELLE DU LOGONE AVAL (NGUELI) EST DE  $\Delta^2H = 4.80 * \Delta^{18}O - 2.45$ ,  $R^2 = 0.886$ . LES COULEURS ROUGE ET JAUNE REPRESENTENT RESPECTIVEMENT LOGONE AVAL (NGUELI) ET LOGONE AMONT (BONGOR).----- 95

FIGURE 3.17. COMPOSITION ISOTOPIQUE DES PRECIPITATIONS DE N'DJAMENA. LA DROITE D'EQUATIONS DES DONNEES MENSUELLES DE LA PERIODE 1960-1995 EST :  $6.32 * \Delta^{18}O + 4.26$ ,  $R^2 = 0.95$  ; DE LA PERIODE 2015-2016 EST :  $6.95 * \Delta^{18}O + 4.26$ ,  $R^2 = 0.97$  ; LA DROITE D'EQUATION DES DONNEES ANNUELLES DE LA PERIODE 1960-1995 EST :  $6.34 * \delta^{18}O + 4.32$ ,  $R^2 = 0.93$  ET DE LA PERIODE 2015-2016 EST :  $6.95 * \delta^{18}O + 6.43$ ,  $R^2 = 1$ .----- 97

FIGURE 3.18. PERIODES D'ENRICHISSEMENT ISOTOPIQUE DE LA PERIODE SECHE DES EAUX DU CHARI ET LOGONE DE 2013 A 2016.----- 99

FIGURE 4.1. REPRODUCTIBILITE DES ECHANTILLONS. CARTE MONTRANT LES BALANCES IONIQUES DES EAUX DU SYSTEME CHARI-LOGONE : LES POINTS NOIRS (CHARI A CHAGOUA), LES MARRONS (LOGONE A NGUELI), LES GRIS (CHARI-LOGONE), LES BLEUS (CHARI A SARH) ET LES ROSES (LOGONE A BONGOR).-----106

FIGURE 4.2. VARIATIONS DE LA CONDUCTIVITE ELECTRIQUE DU SYSTEME CHARI-LOGONE ENTRE JANVIER 2013 ET AOUT 2014. L'HISTOGRAMME (A) PRESENTE LES PRECIPITATIONS AU COURS DU TEMPS A LA STATION DE N'DJAMENA, LES GRAPHES (B) MONTRENT LES DEBITS DU CHARI A CHAGOUA EN TRAIT NOIR FONCE ET LE DEBIT DU CHARI-LOGONE A N'DJAMENA EN COULEUR GRISE ET LES GRAPHES (C) MONTRENT LES CONDUCTIVITES ELECTRIQUES (LE TRAIT NOIR (CHARI), LE MARRON (LOGONE) ET LE GRIS (CHARI-LOGONE)).-----108

FIGURE 4.3. VARIATIONS DE LA TEMPERATURE ET DU pH DES EAUX DU SYSTEME CHARI-LOGONE : LE TRAIT BLEU (CHARI), LE ROUGE (LOGONE) ET LE GRIS (CHARI-LOGONE).-----109

FIGURE 4.4. COMPOSITIONS IONIQUES (PROPORTION MOYENNE INTERANNUELLE DE CHAQUE CATION ET ANION EN MEQ/L) DES EAUX DU LOGONE, DU CHARI ET DU CHARI-LOGONE DU SYSTEME GLOBAL.-----110

FIGURE 4.5. DIAGRAMME DE PIPER DES EAUX DU SYSTEME CHARI-LOGONE GLOBAL.-----111

FIGURE 4.6. VARIABILITE DE LA TENEUR EN BICARBONATE ET DU CHLORE AU COURS DU TEMPS DANS LES EAUX DU SYSTEME CHARI-LOGONE.-----112

FIGURE 4.7. VARIATION AU COURS DU TEMPS DES ELEMENTS CHIMIQUES CATIONIQUES DANS LES EAUX DU CHARI A CHAGOUA, DU LOGONE A NGUELI ET DU CHARI-LOGONE A DOUGUIA.-----113

FIGURE 4.8. VARIATION AU COURS DU TEMPS DE LA SILICE DANS LES EAUX DU CHARI A CHAGOUA, DU LOGONE A NGUELI ET DU CHARI-LOGONE A DOUGUIA.-----114

FIGURE 4.9. RELATIONS ENTRE LES CATIONS MAJEURS ET RAPPORT ELEMENTAIRE DES EAUX DU CHARI A CHAGOUA, DU LOGONE A NGUELI ET DU CHARI-LOGONE A DOUGUIA.-----115

FIGURE 4.10. TENEUR (A) ET LA COMPOSITION ISOTOPIQUE (B) DU STRONTIUM DANS LES EAUX DU CHARI (BLEU), DU LOGONE (ROUGE) ET CHARI-LOGONE (GRIS). LA COURBE NOIRE CONTINUE EST LE DEBIT DU CHARI-LOGONE MESURE A N'DJAMENA, LA COURBE NOIRE DISCONTINUE EST LE DEBIT DU LOGONE DEDUIT DE LA DIFFERENCE ENTRE LE DEBIT DE CHARI-LOGONE ET LE DEBIT DU CHARI MESURES. LES LIGNES POINTILLEES VERTES SONT LES DEBITS DE LOGONE CALCULES A PARTIR DES DONNEES DE STRONTIUM. LA REPRODUCTIBILITE ANALYTIQUE DES DONNEES DE  $^{87}Sr/^{86}Sr$  EST INFERIEURE A LA TAILLE DES POINTS.-----117

FIGURE 4.11. ÉVOLUTION DE LA CONCENTRATION DU CHLORURE ET DU BICARBONATE AU COURS DU TEMPS POUR LE CHARI AMONT A SARH ET CHARI ENTIER A CHAGOUA.-----118

FIGURE 4.12. ÉVOLUTION DE LA CONCENTRATION DES CATIONS MAJEURS AU COURS DU TEMPS POUR LE CHARI AMONT A SARH ET CHARI ENTIER A CHAGOUA.-----120

FIGURE 4.13. ÉVOLUTION DE LA CONCENTRATION DU CHLORURE ET DU BICARBONATE AU COURS DU TEMPS POUR LE LOGONE A BONGOR ET LOGONE ENTIER A NGUELI.-----121

FIGURE 4.14. ÉVOLUTION DE LA CONCENTRATION DES CATIONS MAJEURS AU COURS DU TEMPS POUR LE CHARI AMONT A SARH ET CHARI ENTIER A CHAGOUA. -----	123
FIGURE 4.15. GEOLOGICAL MAP OF THE CHARI-LOGONE BASIN (LOUIS, 1970 MODIFIED), WITH SAMPLE LOCATIONS (NGUELI, CHAGOUA AND DOUGUIA). THE BLACK LINE REPRESENTS THE BOUNDARY OF THE CHARI-LOGONE BASIN AND THE RED LINE THE BOUNDARY OF THE LOGONE BASIN. -----	127
FIGURE 4.16. MONTHLY RAINFALL AT THE N'DJAMENA STATION (A); DAILY DISCHARGE (B): THE DISCONTINUOUS BLACK CURVE REPRESENTS THE FLOW OF CHARI AT CHAGOUA BEFORE THE CONFLUENCE, THE YELLOW CURVE REPRESENTS THE FLOW OF LOGONE AT NGUELI AND THE CONTINUOUS BLACK CURVE IS THE FLOW OF CHARI - LOGONE AT THE CONFLUENCE OF THE TWO RIVERS CHARI AND LOGONE MEASURED AT N'DJAMENA. -----	128
FIGURE 4.17. IONIC COMPOSITIONS (AVERAGE ANNUAL PROPORTION OF EACH CATION AND ANION IN MEQ/L) OF THE LOGONE, CHARI AND CHARI-LOGONE WATERS. -----	131
FIGURE 4.18. CONCENTRATION AND ISOTOPIC COMPOSITION OF STRONTIUM IN CHARI (BLUE), LOGONE (RED) AND CHARI-LOGONE (GREY) WATERS. THE CONTINUOUS BLACK LINE IS THE CHARI-LOGONE FLOW RATE MEASURED AT N'DJAMENA, THE DOTTED BLACK LINE IS THE LOGONE FLOW RATE DEDUCED FROM THE DIFFERENCE BETWEEN THE CHARI-LOGONE AND CHARI FLOW RATES. THE GREEN DIAMONDS ARE THE LOGONE FLOWS CALCULATED FROM THE STRONTIUM MASS BALANCE. -----	132
FIGURE 4.19. EVOLUTION CONCENTRATIONS OF DISSOLVED ELEMENTS IN THE CHARI AND LOGONE RIVERS BETWEEN 2013 AND 2016. -----	135
FIGURE 4.20. MIXING DIAGRAM SHOWING CONCENTRATION RATIOS IN RIVER WATER, AND IN ALTERATION END-MEMBERS DEFINED IN PREVIOUS STUDIES. THE VALUES OF THE Ca/Na, Mg/Na AND HCO <sub>3</sub> /Na RATIOS OF THE SILICATE, CARBONATE, AND EVAPORITIC END-MEMBERS ARE FROM NÉGREL ET AL. (1993), GAILLARDET ET AL. (1999), PICOUET ET AL. (2002) AND HARMON ET AL. (2016). THE DATA OF THE VARIOUS WORLD AND AFRICAN RIVERS PLOTTED IN THIS DIAGRAM ARE TAKEN FROM GAILLARDET ET AL. (1997) , MEYBECK (2003), PICOUET ET AL. (2002), ORANGE (1996) AND AGBRI ET AL. (2010). -----	137
FIGURE 4.21. EVOLUTION OF IONIC CONCENTRATIONS (Ca <sup>2+</sup> , Mg <sup>2+</sup> , K <sup>+</sup> AND Na <sup>+</sup> ) AS A FUNCTION OF THE DISCHARGE FLOW OF THE CHARI (A) AND THE LOGONE (B) RIVERS OVER THE 2013-2014 PERIOD. STARS CORRESPOND TO RECONSTITUTED FLOWS. -----	141
FIGURE 4.22. AVERAGE CONCENTRATIONS CORRESPONDING TO THE TWO MAIN PERIODS OF AN ANNUAL CYCLE: LOW WATER PERIOD, MARCH-JUNE, AND HIGH WATER (FLOOD) PERIOD, SEPTEMBER-NOVEMBER, COMPARED TO DATA FOR 1969, 1972 AND 1973 (FROM GAC, 1980). -----	144



## LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1.1. CLASSIFICATION DES TYPES DE CLIMAT EN AFRIQUE DU SUD AU NORD (D'APRÈS MALEY & MALEY, 1981, L'HOTE & MAHE, 1996; OLIVRY, 2002, MODIFIEE).-----	19
TABLEAU 1.2. CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DES DIFFERENTS ETATS DU LAC-----	28
TABLEAU 1.3. LE BILAN HYDRIQUE DU LAC TCHAD (D'APRES BADER <i>ET AL.</i> , 2011, ODADA <i>ET AL.</i> , 2003, ZHU <i>ET AL.</i> , 2017). OU P ET E SONT LA QUANTITE DE PRECIPITATION DIRECTE ET D'EVAPORATION, RESPECTIVEMENT. QIN EST L'AFFLUX DU LAC A PARTIR DU SYSTEME FLUVIAL CHARI-LOGONE. QOUT EST LE DEBIT SORTANT DU LAC, QUI COMPREND A LA FOIS LE REJET DES EAUX DE SURFACE DANS LE BASSIN NORD ET LE SUINTEMENT DU LAC SOUS FORME DE REJET DES EAUX SOUTERRAINES. -----	29
TABLEAU 2.1. CARACTERISTIQUES DES ONZE STATIONS PLUVIOMETRIQUES POUR LESQUELLES LES DONNEES SONT DISPONIBLES AU PAS DE TEMPS MENSUEL ENTRE 1960 ET 2015 DANS LE BASSIN DU CHARI-LOGONE (SOURCE : DGMN). -----	34
TABLEAU 2.2. STATIONS DE MESURE DES DEBITS SELECTIONNES ET LES COORDONNEES (SYSTEME DE PROJECTION WGS 84) POUR LA PERIODE DE 1960-2007-----	37
TABLEAU 2.3. SYNTHESE DES INFORMATIONS DISPONIBLES SUR LES COURBES DE TARAGES UTILISEES POUR LA PREMIERE PERIODE (AVANT 1979) ET POUR LA DEUXIEME PERIODE (1982 A NOS JOURS), D'APRES NELNGAR (1989). IL EST A NOTER QUE LES STATIONS DE MANDA ET NGUELI N'APPARAISSENT PAS DANS CE RAPPORT. -----	40
TABLEAU 2.4. JAUGEAGES REALISES DANS LE BASSIN DU CHARI-LOGONE PAR LA CBLT-DRE-BGR -----	41
TABLEAU 2.5. ESTIMATION DES INCERTITUDES RESULTANT DE LA SYNTHESE DES INFORMATIONS REALISEES SUR LES JAUGEAGES ET LES COURBES DE TARAGES. -----	42
TABLEAU 2.6. NOMS ET LES SURFACES DRAINEES DES SOUS BASSINS VERSANTS DU SYSTEME CHARI-LOGONE. -----	48
TABLEAU 2.7. PARAMETRES DU CALAGE ET LES MODELES DES SEMI VARIOGRAMMES.-----	58
TABLEAU 2.8. BILAN HYDRIQUE GLOBAL DU CHARI-LOGONE POUR LES BASSINS AMONTS ET TOTAUX, POUR LA PERIODE 1960- 2007. -----	60
TABLEAU 2.9. BILAN HYDRIQUE GLOBAL DU CHARI-LOGONE POUR LES BASSINS INTERMEDIAIRES, POUR LA PERIODE 1960- 2007. -----	61
TABLEAU 2.10. VARIATION DES BILANS HYDRIQUES POUR LA PERIODE HUMIDE (1960-1971) ET LA PERIODE SECHE (1982- 1997) ET ESTIMATION DU COEFFICIENT D'ELASTICITE $\epsilon$ . -----	65
TABLEAU 2.11. BILAN HYDRIQUE POUR LA PERIODE INTERMEDIAIRE 1 (1972-1979) ET LA PERIODE INTERMEDIAIRE 2 (1998-2007). -----	68
TABLEAU 2.12. BILANS HYDROLOGIQUES DU CHARI-LOGONE DE CINQ ANNEES PARTICULIERES (1965, 1976, 1988, 2003 ET 2010) CARACTERISES PAR DES INDICES STANDARDISES SIMILAIRE ET PORCHE DE 0. LES DONNEES PLUVIOMETRIQUES DE 2003 ET 2010 ONT ETE RECONSTITUEES RESPECTIVEMENT AVEC 8 ET 9 STATIONS PLUVIOMETRIQUES DISPONIBLES DANS LE BASSIN. -----	70
TABLEAU 2.13. BILAN HYDROLOGIQUE DES ANNEES RECENTES (2013-2015) -----	72
TABLEAU 3.1. STATIONS DE MESURE DES PRECIPITATIONS DU GNIP (POINTS DE MESURE, PERIODE DE MESURE ET MOYENNES PONDEREES EN $\Delta^{18}\text{O}$ ET $\Delta^2\text{H}$ ).-----	85
TABLEAU 3.2. COMPARAISON ENTRE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE EN $\Delta^{18}\text{O}$ ET $\Delta^2\text{H}$ DES EAUX DE PLUIE A NIAMEY ET BANGUI. -----	89
TABLEAU 3.3. COMPOSITION ISOTOPIQUE MINIMALE DES EAUX DU CHARI ET DU LOGONE : SIGNAL D'ENTREE DU SYSTEME. 98	
TABLEAU 3.4. COMPOSITION ISOTOPIQUE MOYENNE DES EAUX DE LA CRUE : SIGNATURE DES EAUX SOUTERRAINES -----	98
TABLEAU 3.5. VALEURS DE L'INTERSECTION ENTRE LA DMM ET LES DROITES D'EVAPORATION DES EAUX SOUTERRAINES 99	
TABLEAU 4.1. MEASURED CONCENTRATIONS IN CHARI RIVER MONTHLY WATER SAMPLES -----	133
TABLEAU 4.2. MEASURED CONCENTRATIONS IN LOGONE RIVER MONTHLY WATER SAMPLES -----	133
TABLEAU 4.3. MEASURED CONCENTRATIONS IN CHARI-LOGONE RIVER MONTHLY WATER SAMPLES-----	134
TABLEAU 4.4. CONTRIBUTION OF RAINFALL INPUTS IN THE CHARI-LOGONE WATER. -----	136
TABLEAU 4.5. SYNTHESIS OF DISSOLVED FLUX (TDS) IN UPSTREAM NIGER (PICOUET <i>ET AL.</i> , 2002) AND IN CHARI-LOGONE. -----	138

---

TABLEAU 4.6. IONIC ELEMENTAL CONCENTRATION ( $\mu\text{EQ/L}$ ) AND ( $\mu\text{MOL/L}$ ) FOR SILICA OF THE CHARI-LOGONE BASIN, THE UPPER NIGER (PICOUET <i>ET AL.</i> , 2002), THE CONGO BASIN AND THE WORLD WEIGHTED AVERAGE (MEYBECK & RAGU, 1987; MEYBECK, 2003). -----	139
TABLEAU 4.7. SPECIFIC FLUXES ( $\text{SiO}_2 + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{HCO}_3^-$ ) AND SPECIFIC ALTERATION RATES ( $\text{SiO}_2 + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ) IN AFRICAN RIVERS. LOGONE, CHARI AND CHARI-LOGONE DATA ARE OBTAINED FROM THIS STUDY AND DATA FOR OTHER RIVERS ARE FROM MEYBECK AND RAGU (1987), PICOUET <i>ET AL.</i> (2002) AND MEYBECK (2003). -----	143
TABLEAU 4.8. EVOLUTION OF SPECIFIC FLUXES ( $\text{SiO}_2 + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{HCO}_3^-$ ) AND SPECIFIC ALTERATION ( $\text{SiO}_2 + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ) IN THE CHARI-LOGONE RIVERS OVER TIME. DATA FROM THE 1970S COME FROM CARMOUZE (1976) AND GAC (1980). -----	144

## INTRODUCTION GÉNÉRALE

Au cours du vingtième siècle, le bassin du lac Tchad a subi, à l'instar de l'ensemble de la bande sahélienne, plusieurs phases de chute drastique et durable de la pluviométrie (Figure i) (Nicholson, 2001, Ali & Lebel, 2009). Ces changements ont eu des conséquences spectaculaires sur le niveau et l'extension du lac Tchad (Olivry *et al.*, 1996; Lemoalle *et al.*, 2012), avec des répercussions politiques et sociales majeures pour la sous-région entraînant des migrations importantes et en étant à l'origine de conflit pour l'usage des terres (Fourissala & Gormo, 2012; Okpara *et al.*, 2016; Lavergne, 2017).

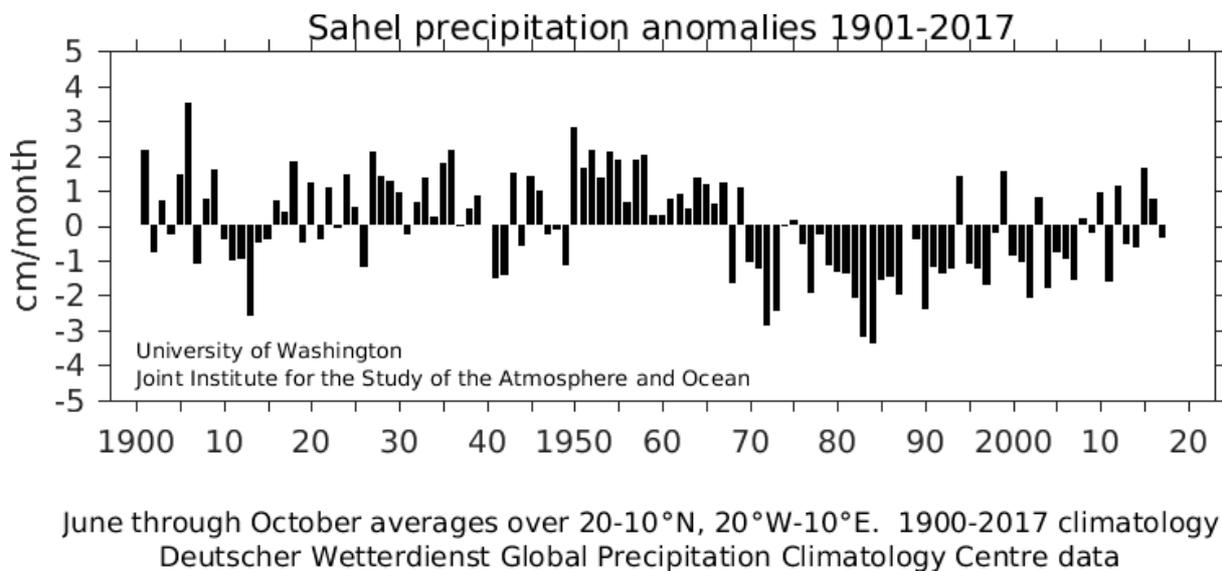


Figure i. Anomalies des précipitations dans le sahel de 1901-2017. Source : Becker *et al.* (2013) <http://research.jisao.washington.edu/data/sahel/>

Le lac Tchad, vaste étendue d'eau douce, se situe entre les 12<sup>ème</sup> et 14<sup>ème</sup> parallèles Nord, au cœur du continent africain. A la limite sud du désert du Sahara, il est au centre d'un des plus grands bassins endoréiques au monde (Tilho, 1928). Actuellement il occupe moins de 1% du bassin de drainage, mais demeure le quatrième lac africain (en terme de superficie) après les lacs Victoria, Tanganika et Nyassa (Touchebeuf de Lussigny *et al.*, 1969). Bordé par quatre pays (Cameroun, Tchad, Niger et Nigéria), le lac Tchad constitue une source d'eau vitale pour plus de 47 millions de personnes dans ces États riverains. C'est une source d'eau douce importante pour les communautés pastorales, de pêcheurs et d'agriculteurs qui bénéficient de la forte variabilité du lac et de l'apparition annuelle de terres exondées pour développer leur activités (Lemoalle & Magrin, 2014).

Comme la plupart des lacs situés dans un système de drainage hydrologiquement fermé, la fluctuation du lac Tchad est directement liée à l'afflux des rivières qui varie en fonction des précipitations annuelles sur le bassin. Ainsi la superficie du lac est fortement variable. De 25 000 km<sup>2</sup> dans les années 1960, elle s'est réduite à 2 500 km<sup>2</sup> au milieu des

années 1980 pendant les grandes sécheresses qu'a connu la région pour revenir à environ 14 000 km<sup>2</sup> en 2013 et 2018 (Figure ii) (Lemoalle *et al.*, 2012; Bouchez *et al.*, 2016).

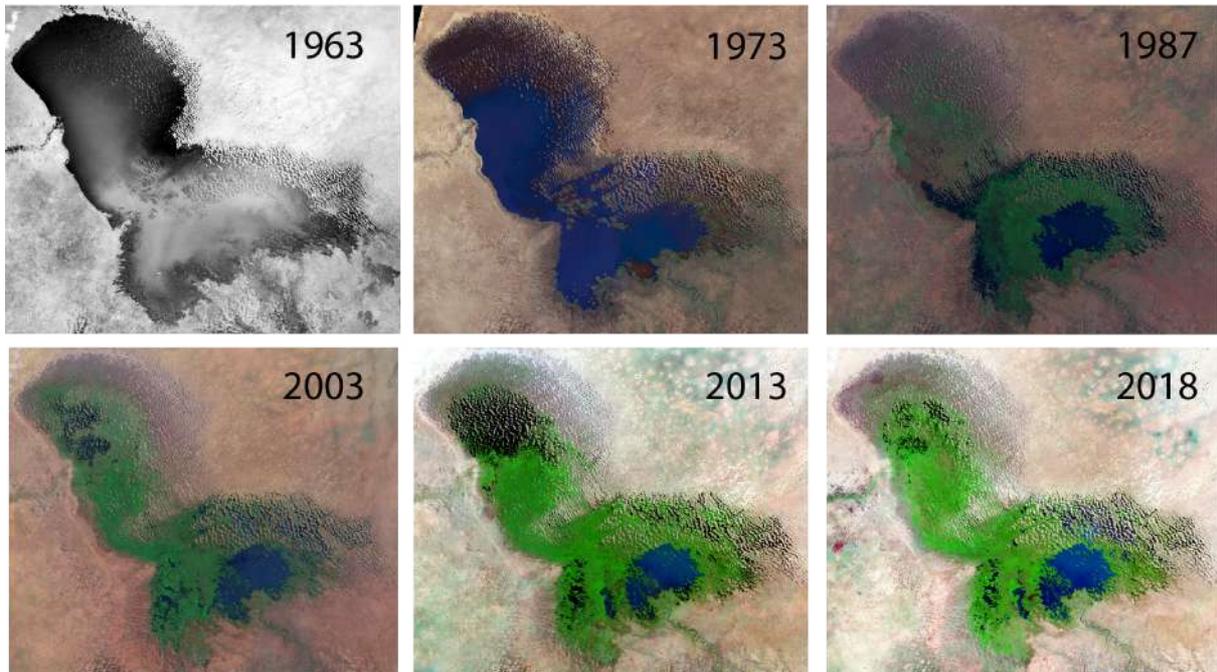


Figure ii. Variabilité du lac Tchad au cours du temps. Source : <https://earthshots.usgs.gov/earthshots/node/34#ad-image-0-2>

Des variations significatives du niveau et de l'extension du lac ont toujours été observées. A l'échelle historique, des très bas niveaux ont été reportés au début du XX<sup>ème</sup> siècle, ainsi qu'en témoignent les premières observations effectuées par Tilho (1928), ainsi que dans les années 40. Pendant la période humide holocène, au contraire, le lac atteignait la superficie de près de 350 000 km<sup>2</sup> et s'étendait jusque dans le Bas Pays au Nord du Tchad (Schuster *et al.*, 2005; Leblanc *et al.*, 2006).

Cette forte variabilité de la surface du lac témoigne de sa grande sensibilité à la variabilité climatique. Les différentes études menées sur le bilan hydrologique du lac Tchad (Olivry *et al.*, 1996; Bader *et al.*, 2011; Bouchez *et al.*, 2016) ont montré que ses eaux proviennent principalement du système Chari-Logone (à plus de 82%, complétées par les précipitations directes (14%) sur le lac et les apports moins significatifs d'El Beid (exutoire des Yaérés) et de Komadougou Yobe (Lemoalle *et al.*, 2012).

Les variations de niveau et d'extension du lac Tchad sont à mettre en relation avec les précipitations sur le bassin du Chari-Logone situé dans la partie sud du bassin du lac Tchad et qui en constitue l'essentiel du bassin hydrologiquement actif. La contraction du lac est donc directement au moins au premier ordre liée à la diminution des précipitations observées dans toute la région du Sahel à partir des années 1970 (Lemoalle *et al.*, 2012). La remontée du niveau observé depuis plus d'une dizaine d'année est attribuée au rétablissement partiel des précipitations dans les années 90 dans la zone sahélienne (Nicholson, 2005; Mahé & Paturel, 2009; Ali & Lebel, 2009; Giannini *et al.*, 2015; Oe *et al.*, 2017).

Une compréhension fine de la variabilité du lac Tchad nécessite de connaître la réponse des écoulements au sein du bassin Chari-Logone aux variations de précipitation. Ceci est essentiel pour estimer les rôles respectifs du changement climatique et des activités humaines dans l'évolution récente et future du lac Tchad.

Sur la base de l'analyse des séries de données hydro-climatiques, une première quantification suggère que lorsque la pluie sur le bassin varie de 10 %, le débit du Chari varie d'environ 30 % (Lemoalle *et al.*, 2012). D'autres études ont cherché à évaluer cette relation à partir de modélisation pluie-débit (Vuillaume, 1981; Ardoin-Bardin *et al.*, 2009). Dans tous les cas, une des difficultés majeures auxquelles se heurtent ces travaux reste le caractère limité et lacunaire des données hydro-climatiques à long terme dans la région. En outre, les contraintes logistiques, techniques et le contexte sahélien rendent délicat l'établissement et la mise à jour de courbes de jaugeage robustes, et il est important de prendre en compte les incertitudes associées aux données de débits. Une quantification robuste de la relation entre la variabilité climatique et les écoulements au sein du bassin versant du Chari-Logone, ainsi que des incertitudes associées, reste donc nécessaire.

Si les activités humaines ont eu dans la région sahélienne un impact indéniable sur le ruissellement et le débit des rivières, c'est plutôt à travers le changement d'utilisation des sols liés au déboisement et au défrichage (Descroix *et al.*, 2009; Leblanc *et al.*, 2003), se traduisant le plus souvent par une augmentation des débits malgré la diminution globale des précipitations en zone sahélienne (Descroix *et al.*, 2009; Gal *et al.*, 2017). Ce phénomène est décrit comme le « paradoxe sahélien ». En effet, Descroix *et al.* (2018) ont mis en évidence deux comportements hydrologiques paradoxaux dans le Sahel. Ils se sont produits au cours des cinq dernières décennies dans le Sahel Ouest Africain. Le premier paradoxe a été observé au cours de la période de « grande sécheresse », dans laquelle le ruissellement a considérablement augmenté. Il est attribué depuis sa mise en évidence dans les années 1980 au changement d'usage des sols (Descroix *et al.*, 2013). Le deuxième paradoxe est apparu au cours de la période de récupération des pluies qui a suivi (c'est-à-dire depuis les années 90), au cours de laquelle le coefficient de ruissellement a diminué malgré le reverdissement général du Sahel.

Contrairement à cette tendance générale dans la zone sahélienne, la réponse des écoulements aux activités humaines est moins claire en zone soudanienne. Pour le lac Tchad, dont le bassin est à la fois influencé par le climat sahélien et soudanien, il existe quelques rares études hydro-climatiques. Coe & Foley (2001) ont mené une étude pour déterminer les impacts de la variabilité du climat et des activités humaines sur les apports du lac par le fleuve depuis le Chari pour la période allant de 1985 à 1994 par rapport à 1956-1975. Gao *et al.* (2011) ont exploré les raisons de la contraction du lac Tchad pour la période 1952-2006. Nkiaka *et al.* (2017) ont étudié les tendances de la variabilité des précipitations dans le bassin du fleuve Logone pour la période 1950-2000. Zhu *et al.* (2019) ont mené une étude pour évaluer la contribution relative des activités humaines et de la variabilité climatique sur la perte en eau du débit de la rivière Chari-Logone en utilisant une approche conceptuelle et statistique. Mahmood & Jia (2019) ont utilisé une approche hydrologique pour déterminer les changements hydro-climatiques dans les

parties actives du bassin du lac Tchad en utilisant une analyse des tendances et les causes de la baisse du débit des cours d'eau vers le lac Tchad en raison d'interventions humaines et de la variabilité climatique. Certaines de ces études pointent l'impact prépondérant des activités humaines, et en particulier une augmentation des prélèvements à des fins principalement d'irrigation par rapport à celui de la variabilité climatique pour expliquer la baisse globale du niveau du lac observée de ces dernières décennies.

Toutefois, ces travaux assument plus que ne démontrent l'existence d'une augmentation significative des prélèvements en eau dans le bassin du Chari-Logone.

Par ailleurs, comme pour tous les systèmes endoréiques, le lac Tchad est particulièrement sensible aux flux chimiques (Bouchez *et al.*, 2016). Dans ces systèmes fermés sans exutoire vers la mer, les flux chimiques du bassin versant transportés par les cours d'eau seront restés dans cette cuvette fermée. Par conséquent ces systèmes deviennent des points de dépôts et d'accumulations des produits d'altération et d'érosion. Cela rend ces systèmes vulnérables aux flux chimiques qui l'alimente. Donc, il est important de comprendre comment ces flux chimiques répondent aux variations climatiques, environnementales, et anthropiques. Cette question reste encore moins comprise pour le système Chari-Logone, qui bien qu'étant le principal système hydrologiquement actif du bassin du lac Tchad (l'un des plus grands bassins endoréiques du Monde), n'a fait l'objet de quasiment aucune étude récente. C'est à Roche (1980) que nous devons les premières données illustrant la physico-chimie des eaux du Chari et du Logone. Carmouze (1976) et Gac (1980) ont également étudié le transport du sel par les rivières qui alimentent le lac Tchad, afin de décrire l'équilibre chimique du lac et d'identifier les mécanismes qui le régulent. Mais depuis ces premiers travaux, aucune étude conséquente n'a cherché à caractériser la charge dissoute du système Chari-Logone.

Des questions centrales que nous devons poser ici sont de : la variabilité hydrologique du lac Tchad et de son système Chari-Logone est-elle imputable aux changements climatiques et/ou aux activités humaines ? Cette variabilité hydrologique a-t-elle entraîné un changement sur le comportement et le fonctionnement de la charge dissoute transportée par le Chari et le Logone ?

### **Objectif et structure de la thèse**

Afin d'apporter un éclairage objectif à ces questions, cette thèse s'intéresse au fonctionnement du fleuve Chari-Logone. L'objectif est de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique et géochimique du bassin du Chari-Logone sous l'effet de la forte variabilité des précipitations qui a touché le Sahel depuis la fin des années 1970. Cette étude est basée sur 1) des données hydro-climatiques de la période 1950-2016 obtenues par les services nationaux du Tchad, de la Commission du Bassin du Lac Tchad (CBLT) et de base de données de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), 2) des données géochimiques provenant d'études menées par les chercheurs de l'IRD entre 1969 et 1980, offrant une perspective à long terme, et 3) des données géochimiques et isotopiques nouvelles ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ , éléments majeurs dissous,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) obtenues grâce à une campagne d'échantillonnages mensuels entre janvier 2013 et octobre 2016.

Cette thèse est structurée en quatre chapitres :

**Chapitre 1.** Ce chapitre décrit l'état de l'art et les caractéristiques physiques du bassin du Chari-Logone ;

**Chapitre 2.** L'objectif de ce chapitre est de mieux comprendre la sensibilité du fonctionnement hydrologique du bassin du Chari-Logone aux fluctuations pluviométriques et d'identifier l'impact potentiel des facteurs anthropiques. L'analyse de la relation entre la sécheresse pluviométrique observée depuis 1970 et la sécheresse hydrologique au cours de ces dernières décennies est un élément clé pour évaluer la vulnérabilité de la ressource en eau au sein du bassin du Chari-Logone.

**Chapitre 3.** L'objectif de ce chapitre est de comprendre la variabilité isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  des eaux du système Chari-Logone, de déterminer le signal de la composition isotopique des précipitations des bassins amonts du Chari et du Logone et aussi de déterminer à quelle période les eaux souterraines sont dominant aux apports de la rivière.

**Chapitre 4.** L'objectif de ce chapitre est d'étudier et caractériser la phase dissoute transportée par le système Chari-Logone. En s'appuyant sur des analyses des éléments majeurs et de la composition isotopique  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de l'eau, il s'agit plus particulièrement d'élucider l'origine et le comportement des éléments majeurs dans le bassin versant et également d'estimer le flux dissous transporté par le système Chari-Logone et le taux d'altération des différentes formations géologiques du bassin versant. On se propose en particulier de regarder si ces flux ont varié sur les derniers 50 ans en comparant les données acquises dans le cadre de ce travail avec les données obtenues dans les années 60 et 70 par l'ORSTOM (Carmouze, 1976 ; Gac, 1980 ; Roche, 1980).



## CHAPITRE 1. CADRE NATUREL DE L'ÉTUDE

### 1.1. Bassin du lac Tchad et du système Chari-Logone

Le bassin du lac Tchad (BLT) est situé en Afrique centrale, entre 6° et 24° de latitude Nord et 8° et 24° de longitude Est. Il occupe une superficie d'environ 2 500 000 km<sup>2</sup>, soit 8% de celle du continent africain et se répartit entre l'Algérie, le Cameroun, la Libye, le Niger, le Nigéria, la République Centrafricaine, le Soudan et le Tchad. Ce bassin occupe une vaste cuvette bordée par le Hoggar et le Tibesti au nord, les massifs montagneux de l'Ennedi et du Ouaddaï à l'est, les plateaux de Jos (Nigéria) et de l'Air (Niger) à l'ouest, ceux de l'Oubangui (massif Centrafricain) au sud ainsi que le massif de l'Adamaoua au Cameroun (Figure 1.1). Cet ensemble montagneux montre une variété de reliefs. Au centre du bassin, on retrouve les reliefs peu contrastés du Kanem et du Borkou formés par une alternance de dunes et de dépressions (Schuster *et al.*, 2005).

Le bassin du lac Tchad est principalement constitué de deux sous-bassins (Maley & Maley, 1981, Ghienne *et al.*, 2002, Schuster *et al.*, 2005, Lemoalle *et al.*, 2012). Le bassin nord qui forme les basses terres centrales du Tchad, avec au centre la dépression du Bodélé (Moussa, 2010). Il est limité au nord et à l'est par des zones montagneuses, respectivement le Tibesti et l'Ennedi, et au Sud-ouest par le champ de dunes du Pléistocène tardif du Kanem (Maley, 2000, Schuster *et al.*, 2005). Son altitude la plus basse (c'est-à-dire la partie la plus profonde du lac Tchad géant présumé) est d'environ 210 m (Ghienne *et al.*, 2002).

Au sud, le bassin du Chari-Logone (BCL), qui constitue l'objet de ce travail, est la partie hydrologiquement active du bassin du lac Tchad. Il couvre une superficie de 613 000 km<sup>2</sup>, et ses rives sont entourées par un ensemble de massifs montagneux : massifs de Guera, du Ouaddaï, de massif Centrafricain et de l'Adamaoua (Figure 1.1).

Le lac Tchad est situé au centre de ce bassin endoréique. Son niveau actuel varie entre 275 et 283 m (Tilho, 1928; Vuillaume, 1981; Olivry *et al.*, 1996; Lemoalle *et al.*, 2012). Au-dessus du niveau 285m, le bassin sud est relié au bassin nord par la vallée sèche de Bahr el Ghazal (Figure 1.1), qui peut être occasionnellement inondée (Guiraud *et al.*, 1992, Ghienne *et al.*, 2002, Schuster *et al.*, 2005). Au Quaternaire, ce bassin a connu plusieurs épisodes lacustres (Maley & Maley, 1981, Servant, 1973, Schuster *et al.*, 2005). Sur la base du caractère endoréique de ce bassin intracratonique (Burke, 1976) et des observations/l'identification de terrasses ou morphologiques lacustres (Schneider & Thiéry, 2001, Schuster *et al.*, 2005) et à l'aide d'images satellitales (Ghienne *et al.*, 2002; Schuster *et al.*, 2005), un Méga Lac Tchad couvrant plus de 350 000 km<sup>2</sup> (Leblanc *et al.*, 2006) a été décrit à l'Holocène. Son niveau maximum, à environ 325 m d'altitude, était contrôlé par le Mayo Kebbi, où l'eau coulait vers la Bénoué au Cameroun (Ghienne *et al.*, 2002, Schuster *et al.*, 2005).

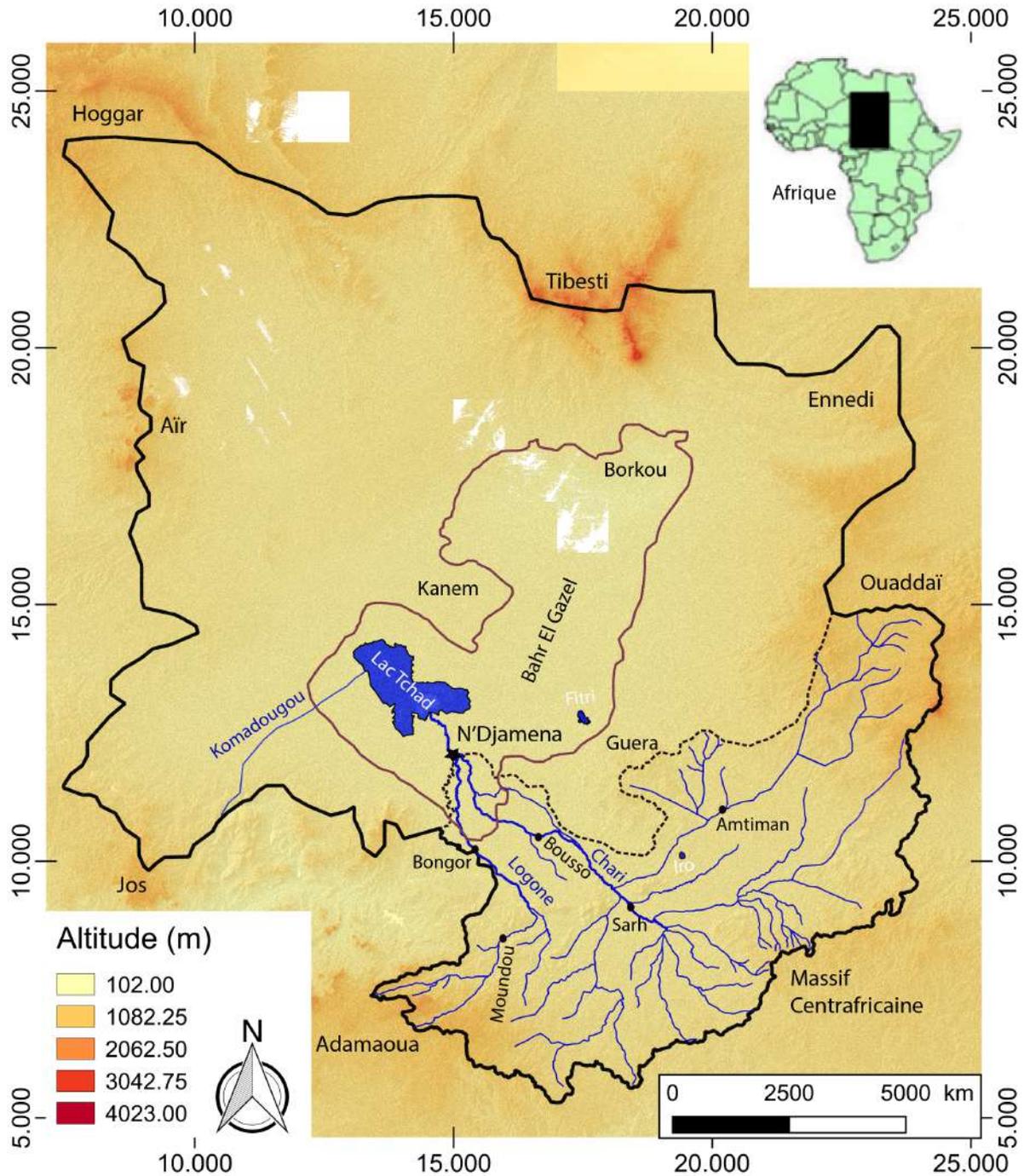


Figure 1.1 Carte de la zone d'étude : le trait noir continue marque le bassin du lac Tchad, le trait noir discontinu celui du bassin du Chari-Logone et enfin le trait marron le Méga lac Tchad à l'Holocène (Gienne et al., 2002 ; Schuster et al., 2005 ; Leblanc et al., 2006). Données SRTM (*Shuttle Radar Topography*) topo 30, facilement accessible et téléchargeable gratuitement sur le site de <https://earthexplorer.usgs.gov/>

## 1.2. Cadre géologique et hydrogéologique

### 1.2.1. Géologie du bassin du lac Tchad

#### 1.2.1.1. Structure géologique régionale

Le bassin du lac Tchad fait partie des grands bassins sédimentaires africains post-paléozoïques (Durand, 1993) mis en place lors de la phase de distension jurassique supérieur-crétacé inférieur (150-120 Ma) par l'ouverture d'un grand fossé (Kusnir & Moutaye, 1997, Black, 1992, Guiraud *et al.*, 1992) qui s'est opéré par un affaissement à grande profondeur du socle précambrien (Louis, 1970). Il est caractérisé par la présence de cratons (Figure 1.2) qui comportent des noyaux stables depuis l'Archéen, entourés de ceintures orogéniques (Bessolles & Trompette, 1980). Ce bassin se situe sur la zone centrafricaine de la « zone mobile pan africaine » (Schandelmeier *et al.*, 1990; Kusnir & Moutaye, 1997; Toteu *et al.*, 2004). Depuis l'orogénèse panafricaine (700-520 Ma), ce bassin fait partie d'un bloc stable (Kusnir & Moutaye, 1997; Guiraud *et al.*, 1992). A partir du Paléozoïque, son histoire géologique est marquée par le dépôt de formations sédimentaires de plate-forme sur la majeure partie de son territoire (Mathieu, 1978). Ces dépôts sédimentaires sont les résultats de l'interaction entre trois facteurs principaux (Massuel, 2001; Schneider & Wolf, 1992; Schuster *et al.*, 2005; Moussa *et al.*, 2016):

- les transgressions lacustres en périodes humides (dépôts des argiles) ;
- les régressions lacustres en périodes arides (dépôts de sables) ;
- la subsidence du bassin responsable de l'épaisseur des couches (tectonique).

Le bassin du lac Tchad est entouré par des zones montagneuses correspondant à des affleurements des roches précambriennes (Louis, 1970) et passant à des plateaux de grès primaires ou à des formations de piémont tertiaires auxquelles font suite des dépôts deltaïques dans des vastes plaines (Pias, 1970; Schuster *et al.*, 2005).

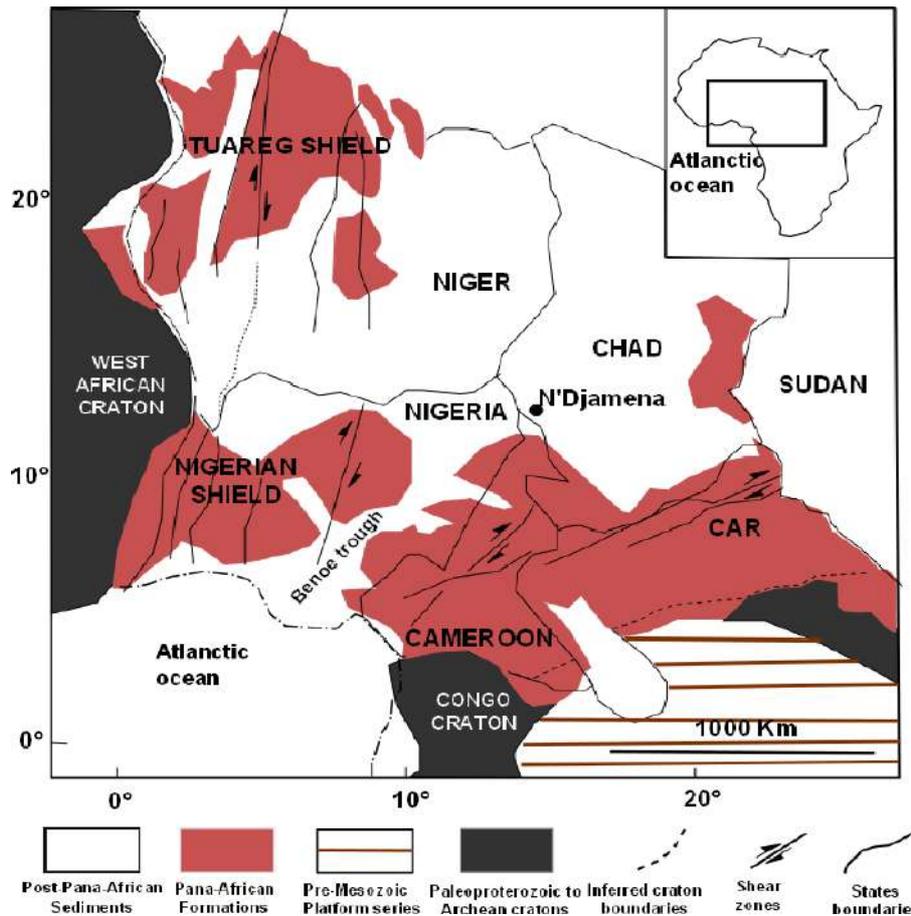


Figure 1.2. Extension de la chaîne panafricaine en Afrique centrale (modifiée d'après Toteu *et al.* (2004). CAR : République Centrafricaine

### 1.2.1.2. Géologie du bassin du Chari-Logone

Les grands traits de la géologie du bassin du Chari et du Logone ont été abondamment étudiés par Louis (1970). On distingue deux grandes unités géologiques (Figure 1.3) :

- au Sud et au Nord-nord-est, affleurent les formations du socle précambrien. Ce socle est essentiellement constitué de granites, de migmatites, de gneiss, de quartzites, d'amphibolites, de schistes et de micaschistes. Le bassin du Logone draine des terrains granitiques, magmatiques et/ou volcaniques et le bassin du Chari draine quant à lui des gneiss, des quartzites, des amphibolites, des schistes et des micaschistes (Roche, 1980).
- au Centre et au Nord-ouest, se développent des séries de couverture de sédiments gréseux d'âge cénozoïque (Continental Terminal) et de formations fluviales ou fluviaux-lacustres du Quaternaire récent. La formation du Continental Terminal est constituée essentiellement d'argiles et de sables, qui se sont mis en place lors de la période des transgressions et des régressions successives du méga-lac Tchad (Pias, 1970).

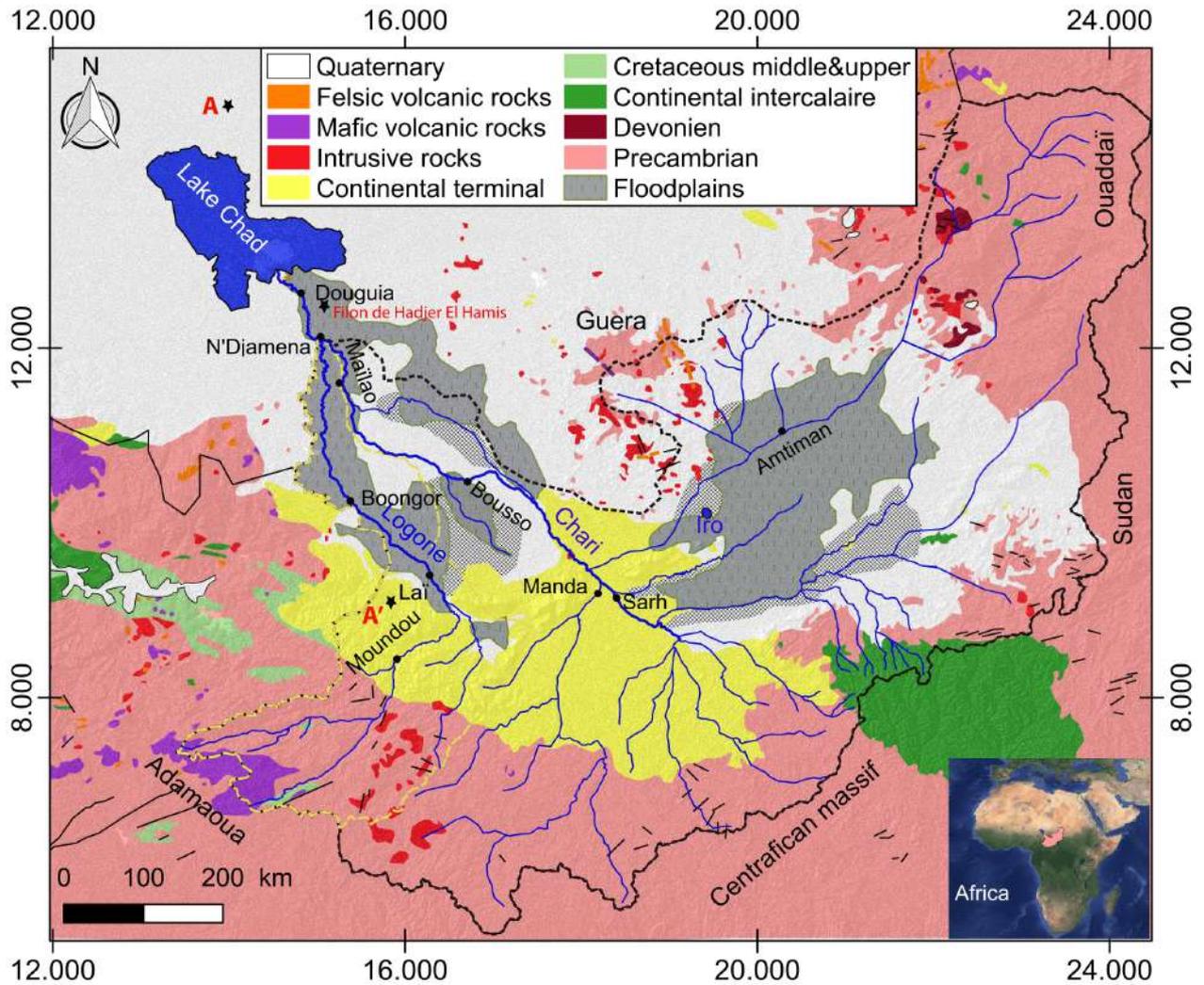


Figure 1.3. Carte géologique du bassin du Chari-Logone (d'après Louis, 1970, modifiée). AA' est la coupe géologique qui est réalisée et décrite dans le paragraphe suivant (Figure 1.4).

### 1.2.2. Hydrogéologie du bassin du lac Tchad et du Chari-Logone

Les études hydrogéologiques menées antérieurement dans le bassin du lac Tchad (Louis, 1970; Gear & Schroeter, 1973; Schneider & Wolf, 1992; Ngounou Ngatcha *et al.*, 2007; Djoret, 2000; Kadjangaba, 2007; Abderamane, 2012; Bouchez, 2015) répertorient les différents aquifères, leurs ressources en eau, leurs caractéristiques géométriques ainsi que les caractéristiques chimiques et isotopiques de leurs eaux souterraines.

L'analyse des coupes hydrogéologiques montre un système d'aquifères superposés partagé entre le Tchad, le Cameroun, la RCA, le Niger et le Nigeria (Djoret & Favreau, 2014).

Ainsi, on distingue de bas en haut les principales unités hydrogéologiques connues dans le bassin du lac Tchad que sont :

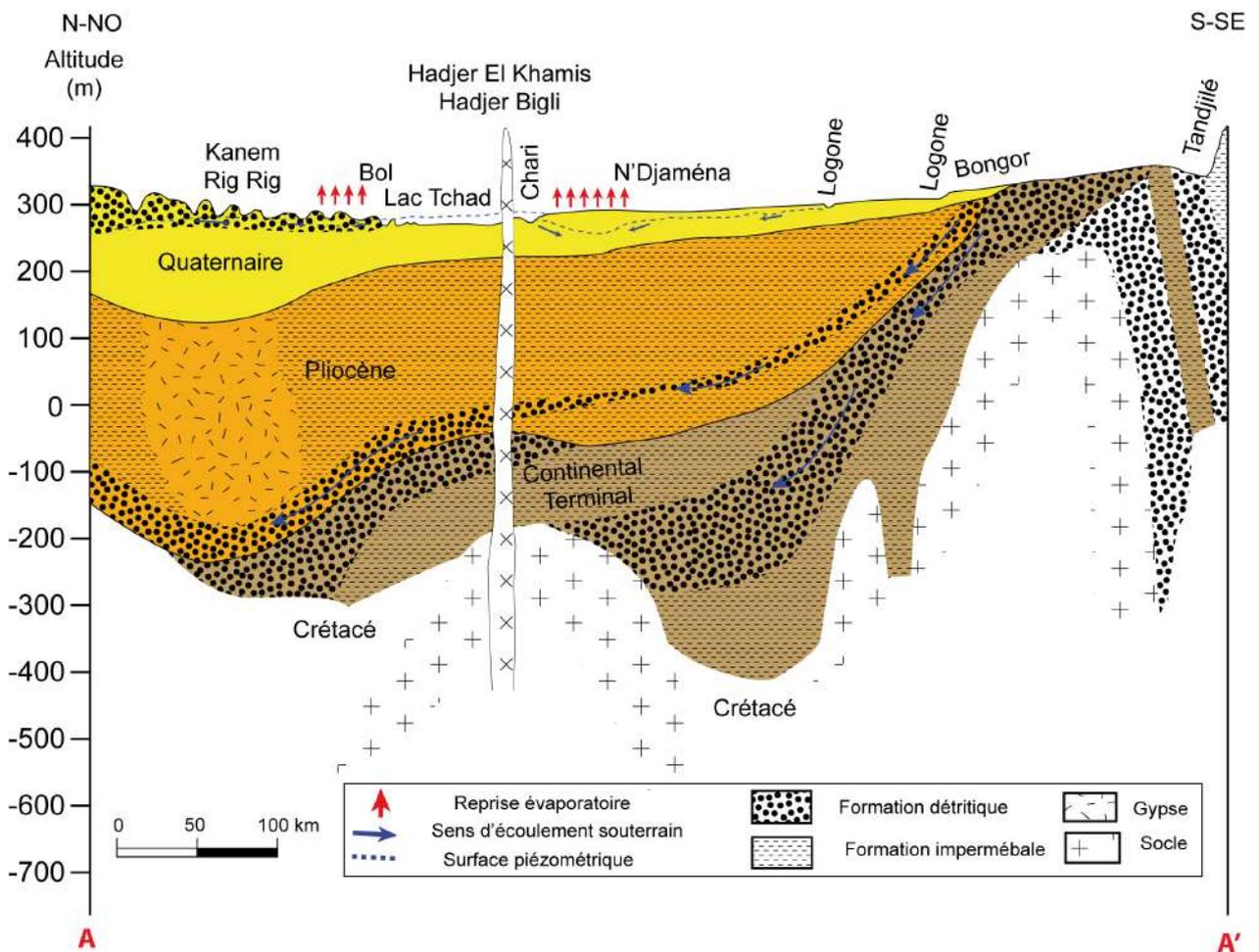
- le Continental Terminal (Cénozoïque): Par leur étendue, les formations du Continental Terminal discordantes sur le socle constituent l'une des unités géologiques principales du bassin. A l'exception de la partie la plus orientale où le Quaternaire est directement en contact avec les séries cristallophylliennes, les assises gréseuses du Continental Terminal assurent toujours la transition entre le socle et les alluvions. Elles présentent essentiellement des grès feldspathiques à ciment siliceux (Wacrenier, 1958). Il est souvent caractérisé par son faciès sidérolithique, riche en fer (Bouchez, 2015). La qualité chimique des eaux est variable mais les concentrations des éléments en solution sont généralement faibles. L'analyse géochimique des eaux du Continental Terminal indique des périodes de recharge passées, à la limite de détection du Carbone-14 (La Salle *et al.*, 2001; Bouchez *et al.*, 2016). Les études isotopiques réalisées antérieurement suggèrent des eaux rechargées entre 20 000 et 1 000 000 ans, à la fois dans le Pliocène et dans le Continental Terminal (Leduc *et al.*, 1998; Schneider & Wolf, 1992; Bouchez *et al.*, 2016). Cet aquifère est captif dans le centre du bassin et autour du lac Tchad mais phréatique dans les pays bas (Nord du Kanem) et au sud du Tchad. Néanmoins, leur importance dans le bassin versant du Chari et du Logone est relativement faible. Sur la partie amont, il s'agit plutôt d'aquifères déconnectés des formations superficielles (Schneider & Wolf, 1992). Il est artésien autour du lac Tchad sur une superficie d'environ 60 000 km<sup>2</sup> et est exploité au Niger et au Nigeria par plusieurs forages artésiens (Djoret & Favreau, 2014).

- le Pliocène inférieur : l'aquifère du Pliocène inférieur se situe entre 250 et 300 m sous la surface du sol. Il n'y a pas de limite nette entre cet aquifère et celui du Continental Terminal. La sédimentation argileuse imperméable du Pliocène, mur de l'aquifère phréatique, marque la limite entre le Continental Terminal - Quaternaire et le début d'une sédimentation essentiellement sableuse (Servant, 1973; Schneider & Wolf, 1992). La série pliocène débute par une série sableuse de 10 à 30 m d'épaisseur (Pliocène inférieur) et se poursuit par une sédimentation argileuse épaisse de 200 m qui sépare le Pliocène de la nappe des formations du Quaternaire (Pias, 1970). A l'échelle du bassin tchadien, l'écoulement s'effectue du Sud vers le Nord-est dans les Pays-Bas tchadiens où la nappe est artésienne (Schneider & Thiéry, 2001).

- le Quaternaire : l'histoire géologique de la cuvette centrale peut se résumer par une succession de régressions et de transgressions lacustres, provoquées au cours du Quaternaire par l'alternance de périodes arides et humides (Servant, 1973). Ces formations quaternaires sont d'origine continentale (Schneider, 1989). Elles participent à la continuation du remblaiement des bassins tectoniques créés au début du Crétacé (Burgis & Symoens, 1987). L'environnement lacustre de la cuvette tchadienne s'est modifié considérablement au cours du Quaternaire récent en fonction des variations climatiques (Moussa, 2010). Les dépôts sont essentiellement sableux avec des intercalations argileuses (Roche, 1980). L'aquifère quaternaire se situe entre 50 et 180 m. Les profondeurs par rapport au sol des niveaux statiques varient de 5 m en bordure du Chari et à 80 m au centre du creux piézométrique de la nappe du Chari Baguirmi (Djoret, 2000; Abderamane, 2012; Bouchez, 2015) principale dépression piézométrique de la zone. A l'échelle locale, les formations sont certes marquées par de fortes hétérogénéités

lithologiques et granulométriques, horizontales et latérales, mais à l'échelle du bassin, elles apparaissent largement homogènes et continues, pour former un aquifère productif dit du Quaternaire (Schneider & Thiéry, 2001; Massuel, 2001). Par rapport à son extension régionale et à sa profondeur d'eau proche de la surface, la nappe du Quaternaire constitue la principale ressource exploitable par la population.

La coupe hydrogéologique du bassin du lac Tchad (Figure 1.4) dressée par Schneider & Wolf (1992) fait encore référence dans la description des systèmes aquifères du bassin du système Chari-Logone. Orientée N-NO et S-SE, cette coupe passe par le lac Tchad, le Chari, le Logone jusqu'à Tandjilé.



### 1.3. Cadre pédologique

La plus grande partie des sols du bassin du Chari-Logone s'est formée sur des sédiments fluvio-lacustres de la cuvette tchadienne (Boulvert, 1968, 1975; Pias, 1968). Ces sédiments ont été déposés pendant les périodes d'extensions fluvio-lacustres (Moussa *et*

al., 2016). Certains types des sols (ferrallitiques) sont issus des arènes granitiques (Pias, 1968).

La répartition des types de sols dépend de la géologie et des conditions climatiques (Pias, 1968; Boulvert, 1975). Les principaux types de sols sont (Figure 1.5) :

- ◇ les sols ferrallitiques se sont développés sur les formations du socle précambrien et du CT. Ils sont riches en hydroxydes de fer et d'alumine et sont abondants au sud du 10<sup>ème</sup> parallèle ;
- ◇ des sols ferrugineux tropicaux à cuirasse sont sur de formations quaternaires anciennes, qui proviennent du remaniement du Continental Terminal et occupent d'importantes surfaces au niveau du Logone moyen et du Chari moyen ;
- ◇ des vertisols, des sols hydromorphes et des sols halomorphes se sont développés sur les formations quaternaires des plaines centrales, les plaines alluviales d'inondation du Chari et du Logone, les rives du Lac Tchad ;
- ◇ des sols à minéraux bruts, non climatiques, d'apport alluvial, des sols peu évolués hydromorphes dans la zone lacustre actuelle.

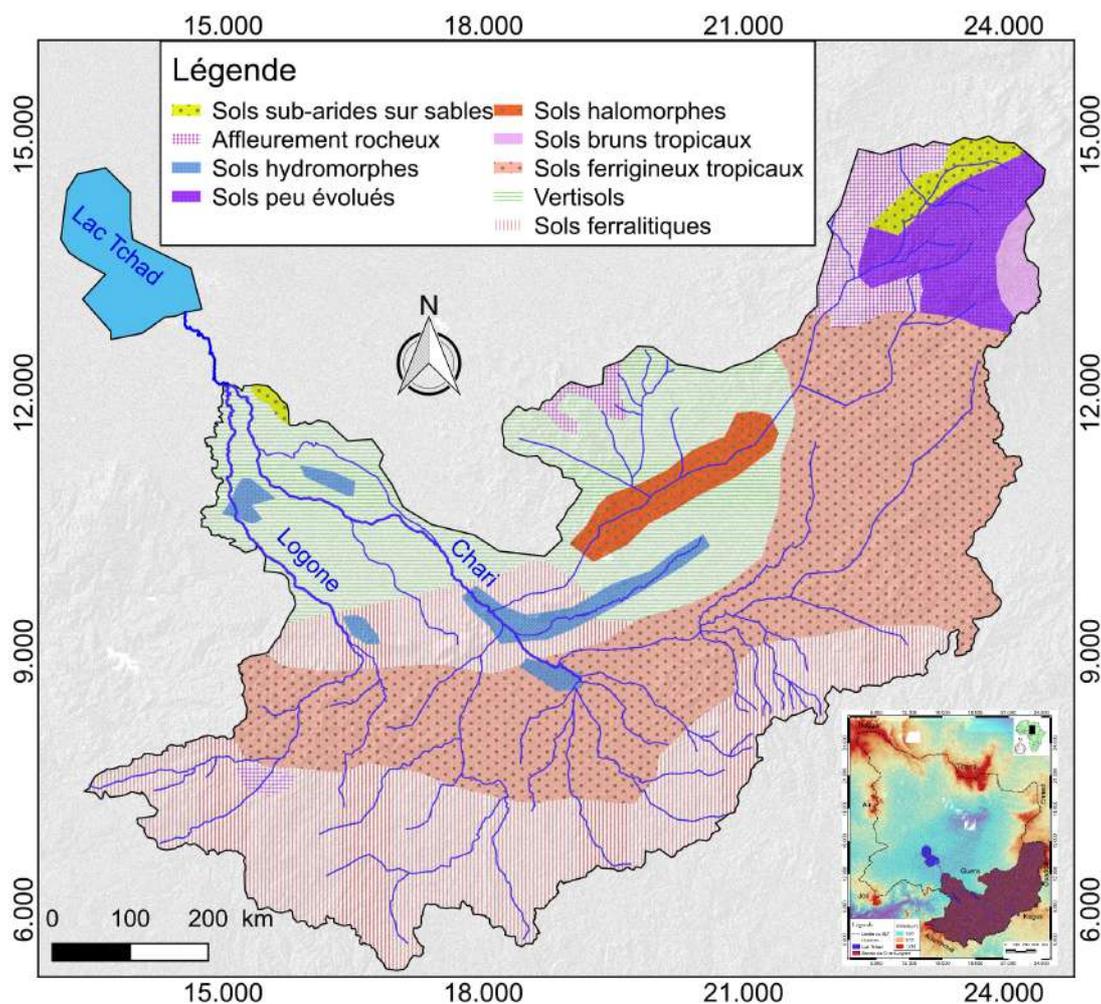


Figure 1.5. Carte pédologique du bassin du Chari-Logone (source Pias, 1970 modifiée).

## 1.4. Description du cadre climatique

Les données climatologiques décrites ici ont été fournies par la Direction Générale de la Météorologie Nationale du Tchad (DGMN). Le climat du bassin du Chari-Logone est contrasté, du climat tropical au climat sahélien. Les éléments climatiques étudiés sont la température, les hauteurs pluviométriques, l'humidité et l'évaporation, moyens mensuels pour la période de 1984 – 2014 aux stations de N'Djaména et Sarh. Ces stations peuvent être représentatives de la zone tropicale (Sarh) et la zone sahélienne (N'Djaména).

### 1.4.1. Températures

Le régime thermique moyen mensuel montre deux maxima : un maximum principal en avril, qui constitue la saison chaude avant l'arrivée des premières pluies, et un maximum secondaire en octobre, à la fin de la saison des pluies (Figure 1.6). L'écart entre les moyennes mensuelles des températures montre des minima de 24°C pour N'Djaména et 25.3°C pour Sarh (janvier) et des maxima de 31.7°C pour Sarh et 34.1°C pour N'Djaména (avril). Les températures moyennes interannuelles sont très variables. Elles varient entre 27.3°C (2000) et 31°C (2013) à la station N'Djaména, avec une moyenne de 29.2°C, et entre 27°C (2002) et 28.7°C (2010) à Sarh, avec une moyenne de 27.8°C. À l'échelle spatiale, la variabilité est de 1 à 3°C entre Sarh et N'Djaména.

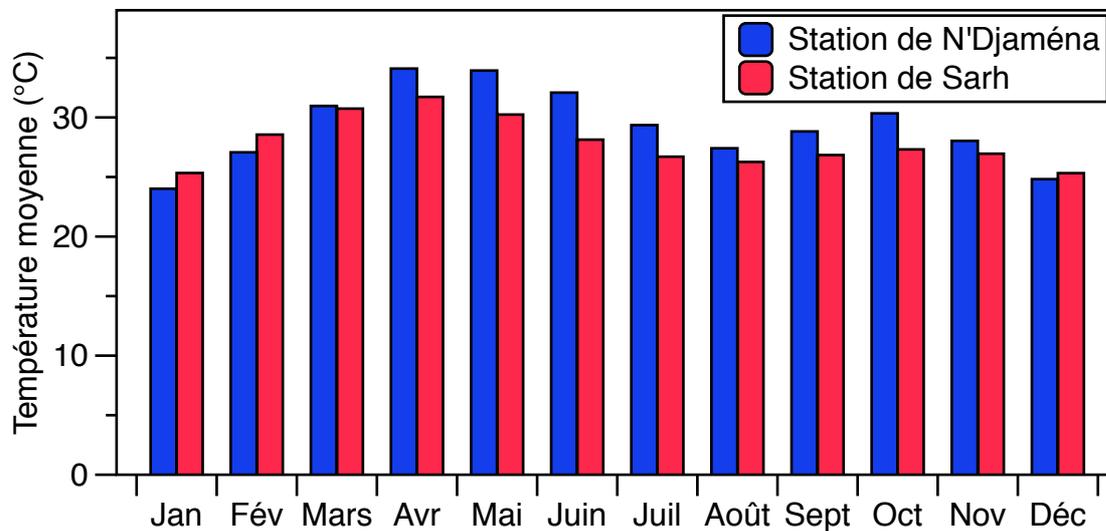


Figure 1.6. Moyenne mensuelle de la température à N'Djaména et Sarh entre 1984 et 2014.

### 1.4.2. Précipitations

L'analyse de l'histogramme des moyennes mensuelles et interannuelles des données pluviométriques des deux stations implantées sur le bassin du Chari-Logone, indique que les précipitations décroissent du Sud vers le Nord. La station du sud (Sarh) est la plus

arrosée, avec une pluviométrie moyenne annuelle de 972 mm, et celle de N'Djamena est la moins arrosée avec une pluviosité moyenne de 544 mm. Dans le Sud du bassin, la saison des pluies commence plus tôt que dans le Nord (avril), et finit plus tard (octobre) ; l'écart étant d'un mois environ. On remarque que les pluies augmentent progressivement pour atteindre un maximum en août, avant de décroître brutalement. L'évolution mensuelle révèle une alternance de périodes humides et sèches. Cette évolution de la pluviométrie au cours de l'année montre que le bassin du Chari-Logone possède un régime pluviométrique tropical à deux saisons (Figure 1.7) : une saison humide (de mai ou juin à septembre ou octobre) et une saison sèche (de novembre à avril). La durée de la saison pluvieuse n'est pas la même partout. Si elle dure de quatre à six mois dans la partie sud, elle ne dure que deux à trois mois dans le nord du bassin. Les mois les plus pluvieux sont ceux de juillet et d'août, qui sont au cœur de la saison pluvieuse.

Les hauteurs pluviométriques interannuelles varient très significativement d'une année à l'autre et d'une station à une autre. Par exemple, le maximum enregistré à N'Djamena est de 711 mm en 2006, et le minimum est de 226 mm en 1984, la moyenne interannuelle étant de 544 mm ; pour la station de Sarh, les valeurs extrêmes enregistrées sont de 1276 mm en 2006 et de 641 mm en 1984, avec une moyenne de 972 mm.

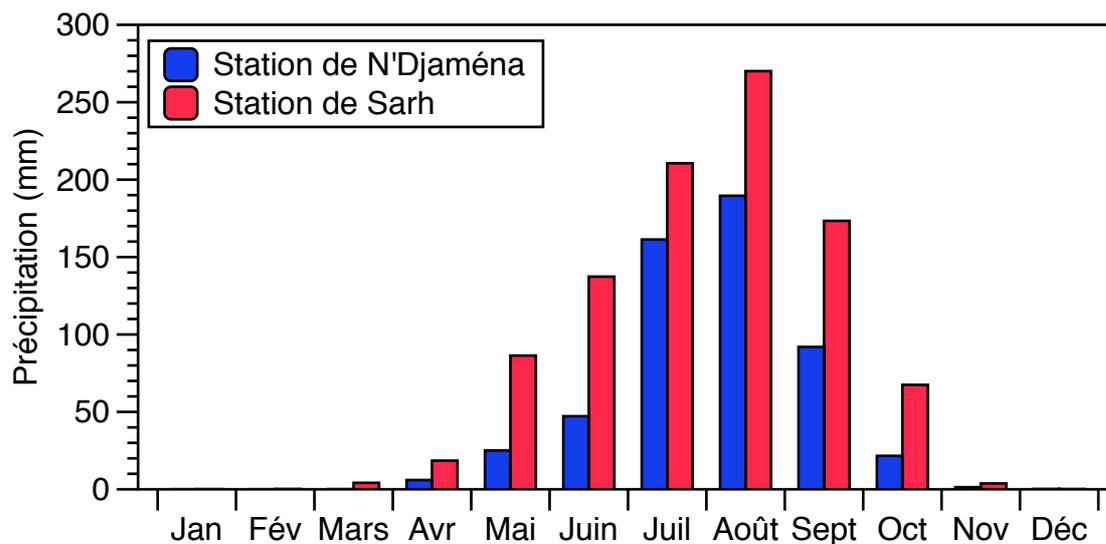


Figure 1.7. Moyenne mensuelle des précipitations à N'Djamena et Sarh de 1984 à 2014.

### 1.4.3. Humidité de l'air

L'humidité relative de l'air suit une évolution saisonnière identique à celle des précipitations. Le maximum mensuel se situe en août (Figure 1.8) et est de l'ordre de 79.6% à Sarh et de 85.2% à N'Djamena. Le minimum, qui s'observe en février-mars, varie de 22.7% pour N'Djaména à 28.6% pour Sarh. Le taux d'humidité de l'air varie en fonction de la fréquence des vents dans la région.

La valeur moyenne interannuelle est de 50.5% à N'Djamena et de 57.2% à Sarh.

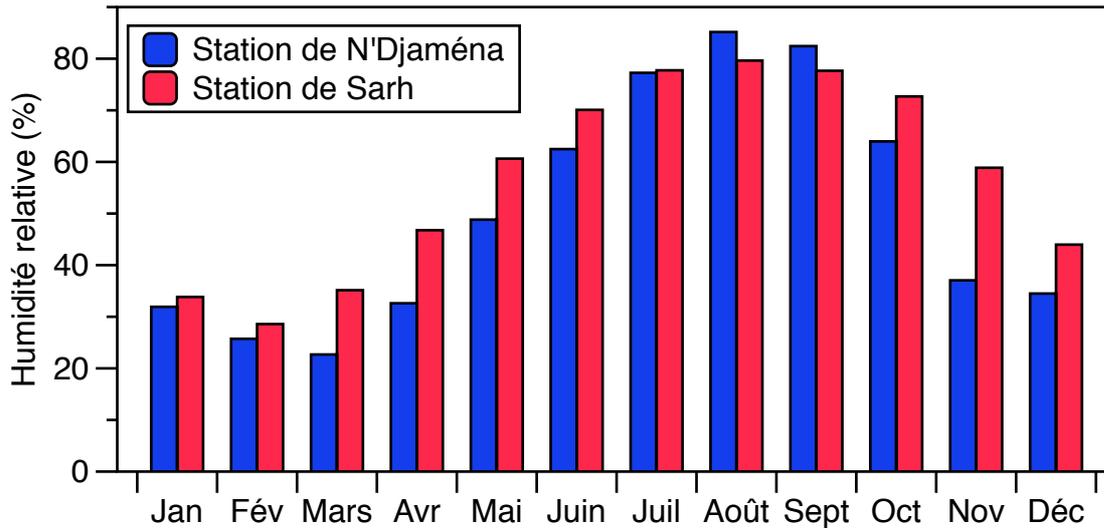


Figure 1.8. Moyenne mensuelle de l'humidité relative de l'air à N'Djaména et Sarh entre 1984 à 2014.

#### 1.4.4. Évaporation

Mesurée avec la technique Piche, l'évaporation varie presque de la même façon que la température de l'air, et va en sens inverse de la pluviométrie (Figure 1.9). Le cycle saisonnier est bien marqué. L'évaporation moyenne mensuelle maximale s'observe en mars et atteint 281 et 416 mm, à Sarh et à N'Djaména respectivement. Le minimum est obtenu au mois d'août, avec 53 mm pour Sarh et 77 mm pour N'Djaména.

L'évaporation moyenne annuelle est fonction de la latitude. Les valeurs extrêmes sont mesurées à N'Djaména (3804 mm en 1984 et 1979 mm en 1991). Les valeurs minimales sont obtenues à Sarh (2119 mm en 1984 et 1706 mm en 1993) en climat soudanien. Les moyennes annuelles sont de 1870 et 2979 mm, pour Sarh et N'Djaména respectivement.

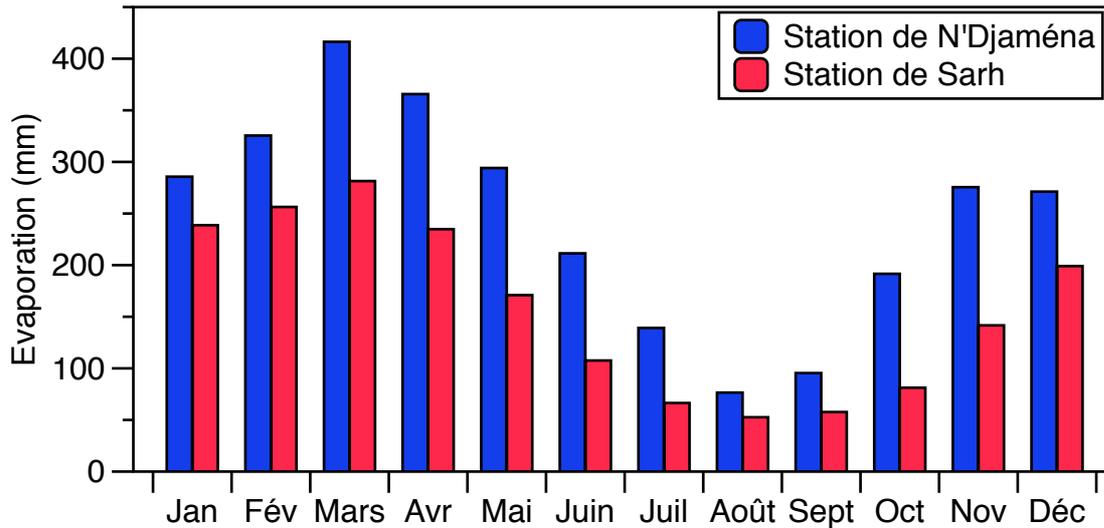


Figure 1.9. Moyenne mensuelle de l'évaporation (technique Piche) à N'Djaména et Sarh entre 1984 et 2014

#### 1.4.5. Synthèse climatique

Le bassin du Chari-Logone est tributaire de l'Océan Atlantique qui est soumis à un climat induit par le mouvement saisonnier de deux masses d'air séparées par un front (Olivry, 2002). Le front ou la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) est le lieu d'une confluence entre deux masses d'air : d'une part, la mousson, humide, d'origine océanique, de secteur sud-ouest ; d'autre part, l'Harmattan, sec, de secteur nord-est et d'origine continentale (Nicholson, 2015). Ce mouvement de la ZCIT entraîne la variabilité saisonnière du régime pluviométrique dans le bassin du Chari-Logone. Ce dernier enregistre deux saisons bien marquées dans l'année : une courte saison de pluie centrée sur l'été (juin-septembre) et une longue saison sèche centrée sur l'hiver.

Pendant la saison sèche, de novembre à mars, la ZCIT (Figure 1.10) se retrouve aux environs de 5°-7° N (Lienou, 2007) où il y a une prédominance de l'Harmattan (Leroux, 1986). A partir d'avril, une légère remontée de la ZCIT donne lieu à des précipitations dans la partie sud du bassin du Chari-Logone. Puis la ZCIT remonte progressivement dans la partie la plus septentrionale en juillet-août, les mois les plus pluvieux de l'année. A partir de septembre octobre la ZCIT rétrograde rapidement vers le Sud (Nicholson, 2000). La saison sèche s'installe vers le début du mois d'octobre dans la partie nord du pays alors qu'au Sud, les pluies peuvent être enregistrées jusqu'en novembre.

Par ailleurs, les facteurs contrôlant la variabilité temporelle des précipitations doivent être des aspects à grande échelle de la circulation atmosphérique générale, telle que la circulation de Walker ou Hadley ou les intensités de mousson, ou les influences océaniques, telles que les températures à la surface de la mer (Nicholson, 2000). Le contraste entre des années sèches et humides est associé à un affaiblissement et à une contraction de la ceinture de pluie tropicale (Nicholson, 2008, 2009). Les températures à

la surface de la mer jouent un rôle déterminant dans l'emplacement de la ZCIT (Giannini *et al.*, 2003).

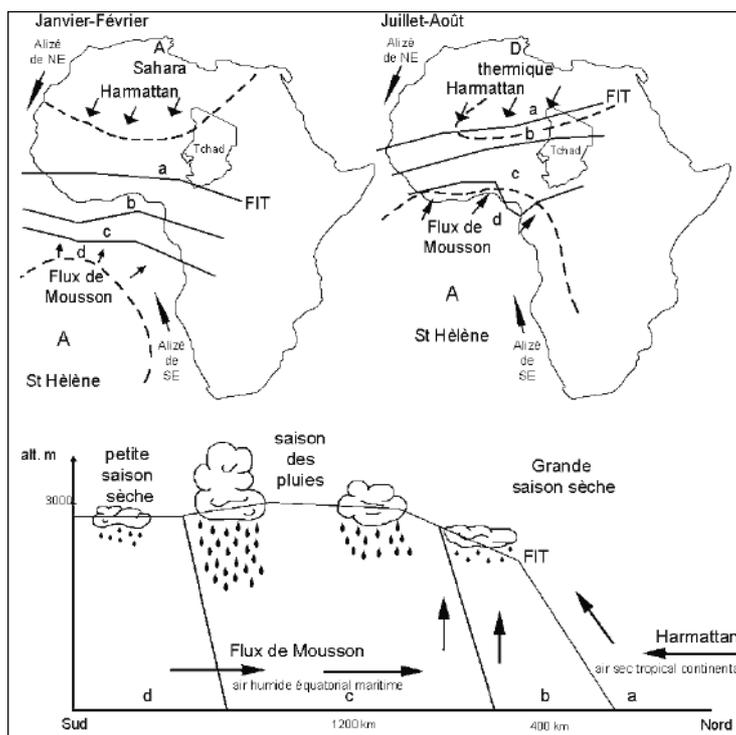


Figure 1.10. : Schéma des principaux flux de masses d'air en Afrique de l'Ouest ; coupe nord sud de la troposphère avec la localisation des zones pluvieuses au sol. a : zone sans pluie ; b : zone avec des orages isolés ; c : zone où dominent les lignes de grain et les « pluies de mousson » ; d : zone avec des pluies réduites (d'après Olivry *et al.*, 1996 ; Roche, 1980).

Les travaux de Maley & Maley (1981) et L'Hôte & Mahé (1996) ont montré une répartition des différentes zones climatiques de l'Afrique Centrale et de l'Ouest (Tableau 1.1, Figure 1.11).

Tableau 1.1. Classification des types de climat en Afrique du sud au nord (d'après Maley & Maley, 1981, L'Hôte & Mahé, 1996; Olivry, 2002, modifiée).

Précipitation annuelle (mm)	Classification climatologique
> 1200	Soudanien/Tropical de transition
1200-750	Soudanien/Tropical pur
750-300	Sahélien/tropical semi-aride
300-150	Sahélien/semi-aride
150-100	Saharien/aride/désertique

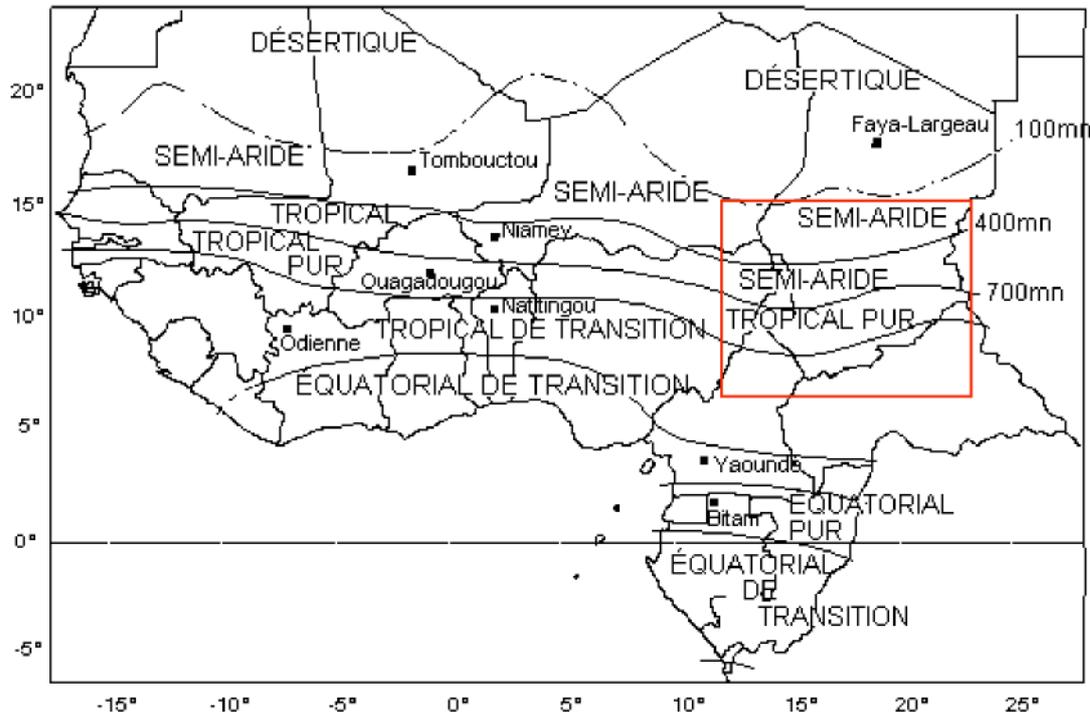


Figure 1.11. Répartition géographique des différents types de climat (L'Hôte et *al.*, 1996). Le trait rouge est la zone du Chari-Logone

Le bassin du Chari-Logone est caractérisé par les aléas de son climat et notamment la variabilité de ses précipitations. En fonction de la hauteur des précipitations annuelles, ce bassin est divisé en trois zones climatiques (Figure 1.11).

- ◇ **La zone soudano - guinéenne** : elle va de l'isohyète de plus de 1300 mm à 700 mm. Cette zone correspond au climat tropical ;
- ◇ **La zone soudano - sahélienne** : elle est comprise entre les isohyètes 700 et 400 mm ;
- ◇ **La zone sahélo - saharienne** : elle est caractérisée par une pluviométrie, limitée au Sud qui va de 400 à 100 mm.

Du Sud au Nord, le bassin du Chari-Logone présente ainsi des variations climatiques importantes, avec un passage progressif de régions humides ou semi-humides, à des régions sahéliennes. Cette configuration climatique imprime des régimes pluviométriques variables en fonction de la latitude.

## 1.5. Réseau hydrographique et plaine d'inondation du bassin du Chari-Logone

La description du réseau hydrographique du Chari et du Logone ici présentée s'appuie sur la monographie de Cabot (1965) sur le Logone, des documents de Carmouze (1976), de la synthèse hydrologique du lac Tchad d'Olivry (1996), de la monographie de Billon *et al.*

(1968) sur le Chari, d'une étude sur le lac Tchad et ses tributaires (Vassolo *et al.*, 2016) et de l'expertise collégiale du lac Tchad (Lemoalle & Magrin, 2014) et les cartes du Système d'Informations Environnementales sur les Ressources en Eau et leur Modélisation (SIEREM) de Montpellier.

### 1.5.1. Logone

Le Logone prend naissance à 1000 m d'altitude sur le plateau de l'Adamaoua (Cameroun). Long de 1000 km, il porte le nom de Vina au Cameroun et reçoit les apports de la M'Béré (Figure 1.12). Ces deux rivières pénètrent dans la plaine tchadienne et constitue le Logone occidental. Un peu en aval de Moundou, ce cours d'eau reçoit la Pendé ou Logone oriental. Après cette confluence, le fleuve marqué par d'importants bourrelets de berge commence en période de hautes eaux à submerger les plaines avoisinantes (Cabot, 1965). On observe de nombreuses zones dépressionnaires qui servent de passages aux eaux de déversement (Chouret & Mathieu, 1975; Vassolo *et al.*, 2016). Les déversements sur les deux rives sont importants à partir de Laï où la pente du Logone devient faible et la plaine d'inondation s'élargit régulièrement sur la couverture alluviale (Cabot, 1965; Vassolo *et al.*, 2016). Entre Laï et Bongor, le fleuve décrit de nombreux méandres dans les formations quaternaires anciennes (Moussa, 2010). Ces eaux alimentent de nombreuses zones dépressionnaires dans la région inter Chari-Logone (Olivry *et al.*, 1996; Lemoalle & Magrin, 2014). En aval de Bongor et jusqu'à la confluence avec le Chari, les berges sont à peine marquées. Le Logone va se déverser dans les Yaérés (Rodier, 1966; Cabot, 1965; Lemoalle *et al.*, 2012; Vassolo *et al.*, 2016), plaine d'inondation de 70 Km de largeur (Figure 1.12).

### 1.5.2. Chari

Le Chari prend naissance dans le massif centrafricain des Kagas à une altitude de 500 à 600 m à la jonction de 3 rivières Bamingui, Gribingui et Bangoran (Billon *et al.*, 1968). Il est long de 1200 Km. Après son entrée dans le territoire tchadien, le Chari reçoit plusieurs affluents dont les principaux sont (Figure 1.12) :

- ◇ **Le Bahr Aouk** qui prend sa source à proximité de la frontière soudanaise. Il parcourt plusieurs centaines de kilomètres entre la frontière centrafricaine, soudanaise et tchadienne avant de rejoindre le Chari à Sarh.
- ◇ **L'Ouham** ou le **Bahr Sara** prend son origine dans les monts Yadé en Centrafrique, se dirige globalement du Sud vers le Nord et se jette dans le Chari à 25 Km après la ville de Sarh. Il est le plus important affluent du Chari après le Logone.
- ◇ **Le Bahr Keïta** qui ne devient fonctionnel qu'au cours de périodes très humides (Pias, 1970; Billon *et al.*, 1968). Dans l'ensemble il ne contribue que médiocrement à l'alimentation du Chari.
- ◇ **Le Bahr Salamat** ou le **Bahr Azoum** prend naissance dans les massifs soudanais. Il s'oriente du Nord-est vers le Sud-ouest et son cours se présente comme celui



### 1.5.3. Régime du Chari-Logone

Le réseau hydrologique suivi par la Direction de la Ressource en Eau du Tchad (DRE) sur le bassin du Chari-Logone comporte plusieurs stations hydrométriques équipées d'échelles limnimétriques réparties le long du fleuve Chari et du fleuve Logone. Les premières stations ont été installées vers 1906 par l'ORSTOM puis par la DRE.

Le régime du Chari-Logone est du type tropical et est caractérisé par une crue qui débute avec le commencement de la saison des pluies (mai-juin). Peu importante pendant cette première phase, elle annonce la grande crue qui s'amorce en juillet et se poursuit jusqu'en décembre avec un maximum en octobre (Figure 1.13). La décrue est régulière dès fin octobre. L'étiage s'étale de décembre à juin.

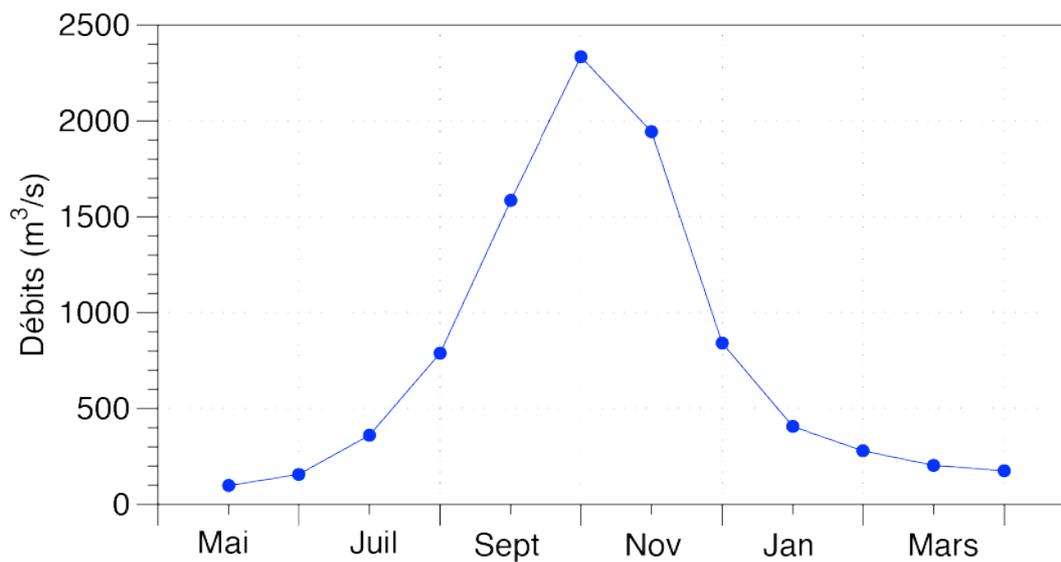


Figure 1.13. Régime du débit moyen mensuel interannuel de 2005-2015 du fleuve Chari-Logone (Source des données : DRE).

### 1.5.4. Principales plaines d'inondations du bassin

Les zones inondables donnent naissance à des écosystèmes riches soutenant la biodiversité et les activités économiques clés tels que la pêche, l'élevage et l'agriculture de décrue. En plus de l'importance régionale, ces zones d'inondations sont d'importance internationale en matière d'écologie, la botanique, la zoologie, l'hydrologie et sont admises aux sites Ramsar.

Au plus fort de la crue, le Logone et le Chari inondent les plaines environnantes par leurs déversements (Olivry et *al.*, 1996). Les plaines inondables du bassin du Chari-Logone sont d'une importance particulière pour contribuer aux renouvellements des eaux souterraines dans le bassin (Seeber et *al.*, 2014). Des études récentes effectuées par CBLT-BGR (Vassolo et *al.*, 2016) montrent que la recharge des aquifères provient de l'eau stagnante dans les plaines inondables. Elles jouent également un rôle important dans le bilan hydrologique du bassin du Chari-Logone, en constituant en particulier

d'importantes surfaces d'évaporation et en ayant un impact potentiel sur la chimie des eaux (Lienou, 2007; Delclaux *et al.*, 2011; Seeber *et al.*, 2014; Lemoalle *et al.*, 2014). Les précipitations sur ces plaines inondées ne compensent pas la perte nette par évaporation. La surface des plaines d'inondation est variable et dépend de la quantité de pluies tombées sur le bassin (Vassolo *et al.*, 2016). Les principales plaines d'inondation du bassin du Chari-Logone sont (Figure 1.12) :

- ◇ **La plaine de Yaéré** : Le Yaéré est une plaine d'inondation du Nord Cameroun. Cette plaine est inondée par les pluies et les débordements du Logone. L'eau accumulée est reprise par l'effet évaporatoire.
- ◇ **La plaine de Massenya**: Le Bahr Erguig, partiellement ensablé, est un défluent qui alimente occasionnellement la plaine inondable de Massenya.
- ◇ **La plaine du Salamat (Am Timan)** : Le sous bassin du **Bahr Salamat** forme des marais plus ou moins temporaires et inonde une dépression de 20 km de long. En période humide, les plaines inondables du Salamat sont très largement inondées, à l'exception des bourrelets sableux.
- **La plaine de Bongor-Ba - Illi**: Sur le Logone, les débordements dans les parties basses du bourrelet de rive commencent après Laiï, en rive droite vers la grande plaine drainée par le Ba-illi du Nord et d'autres dépressions secondaires (naturelles et artificielles), et en rive gauche par les seuils de Bongor.

## 1.5.5. Lac Tchad et variabilité hydrologique

### 1.5.5.1. Lac Tchad et situation géographique

Le lac Tchad, vaste étendue d'eau douce, au cœur de l'Afrique tropicale sèche, se situe entre les 12<sup>ème</sup> et 14<sup>ème</sup> parallèles Nord (Figure 1.14). Il est situé dans un bassin endoréique sans exutoire de surface, situé à la limite sud du désert du Sahara (Tilho, 1928). Comme la plupart des lacs situés dans un système de drainage hydrologiquement fermé, la fluctuation du lac Tchad est directement liée à l'afflux des rivières, qui varie en fonction des précipitations annuelles sur le bassin (Lemoalle *et al.*, 2012, Bouchez *et al.*, 2016). Actuellement ce lac occupe moins de 1% du bassin de drainage, mais demeure le quatrième lac africain après les lacs Victoria, Tanganika et Nyassa (Touchebeuf de Lussigny *et al.*, 1969; Carmouze, 1976).

### 1.5.5.2. Morphométrie du lac Tchad

Le lac Tchad est un lac peu profond, de l'ordre de quelques mètres (2 à 4 m). La superficie du lac est fortement variable, de 25 000 km<sup>2</sup> dans les années 1960 à 1970, qui était la sixième plus grande masse d'eaux libres continentales au monde (Zhu *et al.*, 2017). Elle s'est réduite à 2500 km<sup>2</sup> au milieu des années 1980 pour revenir à environ 14 000 km<sup>2</sup> en 2018 (Figure ii). La surface du lac était de 340 000 km<sup>2</sup> il y a 6 000 ans (Leblanc *et al.*,

2006). Au cours de ces deux derniers siècles, il n'a jamais dépassé 25 000 km<sup>2</sup> (Bader *et al.*, 2011).

La variation la plus frappante du lac Tchad au cours de ces 60 dernières années est la récession du lac en 1973-1975, qui a été largement relayée par les médias (Lemoalle *et al.*, 2012). Cette forte variabilité de la surface du lac témoigne de sa grande sensibilité aux conditions climatiques. A cela s'ajoute son endoréisme qui ne fait qu'accentuer cette sensibilité.

Le lac Tchad a été dans une phase relativement stable au cours des 25 dernières années avec une légère tendance à la hausse (Zhu *et al.*, 2017, Lemoalle *et al.*, 2014). Sur une échelle annuelle moyenne, le taux d'augmentation du niveau de l'eau, de la superficie et du volume d'eau est de 0.5 cm/an, 0.14 km<sup>2</sup>/an et 0.007 km<sup>3</sup>/an, respectivement (Zhu *et al.*, 2017). L'amplitude de variation saisonnière du niveau d'eau, de la superficie du lac et du volume d'eau est respectivement de 1.38 m, 38.08 km<sup>2</sup> et 2 km<sup>3</sup>.

Du point de vue topographique, le bassin du Lac Tchad est composé de deux cuvettes séparées par un haut-fond (Bouchardeau & Lefevre, 1957; Chouret & Mathieu, 1975; Olivry *et al.*, 1996; Leblanc *et al.*, 2011; Bouchez *et al.*, 2016) qui sont (Figure 1.15) :

- ◇ La cuvette nord
- ◇ La zone de grande barrière
- ◇ La cuvette sud est constituée d'un archipel et une zone d'eaux libres

La cuvette nord, alimentée seulement par la Komadougou Yobé et le débordement de la cuvette sud, a connu des variations très importantes de son extension au cours des dernières décennies et a été parfois totalement asséchée (Olivry *et al.*, 1996). La cuvette sud est alimentée principalement par le système de rivière Chari-Logone et par les pluies directes.

Les fluctuations annuelles du niveau du lac suivent avec un certain décalage temporel les variations de régime du Chari-Logone (Zaïri, 2008; Bader *et al.*, 2011; Lemoalle *et al.*, 2014; Bouchez, 2015; Bouchez *et al.*, 2016).

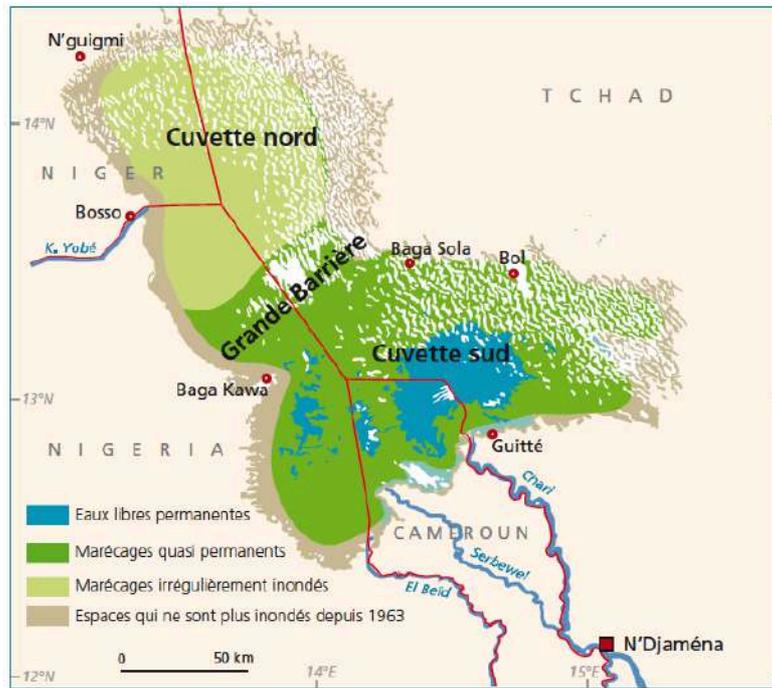


Figure 1.14. Carte schématique de la situation moyenne du lac Tchad au tour de 2010 (Lemoalle *et al.*, 2014).

La coupe schématique de la figure 1.15 montre la relation et le fonctionnement entre les deux cuvettes. Le seuil constitué par la Grande barrière a une altitude de 279,3m environ, mais l'eau ne la traverse que lorsque le niveau dans la cuvette sud atteint au moins 280,5 m. Le fond de la cuvette nord est situé vers 275,3 m (Figure 1.15).

En une année de crue du Chari-Logone, la cuvette sud peut déborder vers la cuvette nord et vers l'archipel (Figure 1.15) si les apports sont suffisants (Tilho, 1928, Lemoalle *et al.*, 2014, Bader *et al.*, 2011) . En période de décrue, la cuvette nord peut alors rester à sec pendant plusieurs mois.

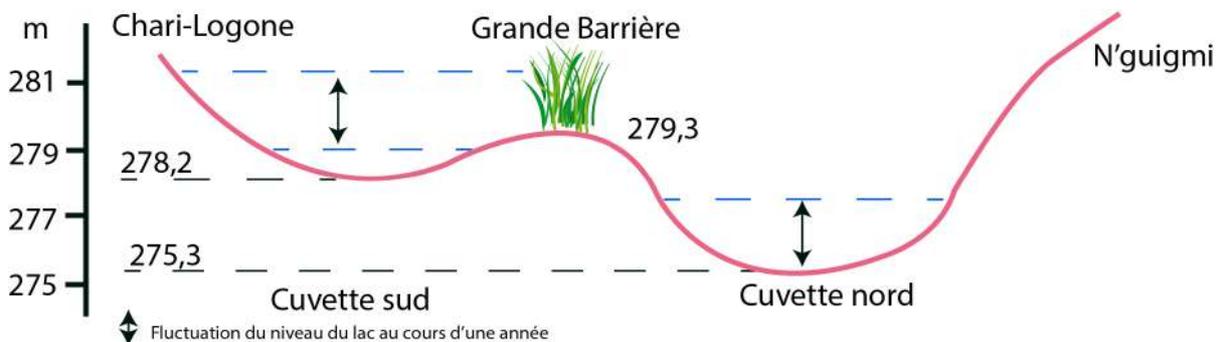


Figure 1.15. Coupe schématique simplifiée entre delta du Chari-Logone et N'guigmi (Vuillaume, 1981, Olivry *et al.*, 1996, Leblanc *et al.*, 2011, Lemoalle & Magrin., 2014) montrant le régime du fonctionnement du lac Tchad. Cette représentation montre le débordement de la cuvette sud vers la cuvette nord.

### 1.5.5.3. États du lac Tchad

Tilho (1928), Vuillaume (1981), Lemoalle *et al.* (2012) définissent trois états du lac (Figure 1.16) :

- ◇ **Grand Tchad** : l'altitude du plan d'eau est de 283 m. Il est caractérisé par une grande surface d'eau libre d'environ 25 000 km<sup>2</sup>. Cette situation a été observée par exemple de 1963 et 1965. A ce stade, le haut niveau des eaux entraîne la disparition d'une grande part des îlots blancs et l'inondation du Bahr el Ghazal, l'eau se déverse vers les pays bas tchadiens (e.g. dépression du Bodélé).
- ◇ **Moyen Tchad** correspond à une situation moyenne. L'altitude du plan d'eau est de 282 m pour une surface d'environ 20 000 km<sup>2</sup>. La profondeur moyenne de la cuvette sud est de l'ordre de 3 m, celle de la cuvette nord de 4 m.
- ◇ **Petit Tchad** pour une altitude moyenne autour de 280 m. Il y a séparation des cuvettes nord et sud par exondation de la Grande Barrière et assèchement de la cuvette nord, dont la superficie cumulée varie entre 2 000 et 15 000 Km<sup>2</sup>. Le lac est alors réduit à la cuvette sud. Cette situation est survenue en 1975 par exemple.
- ◇ **Petit Tchad sec** a été proposé par Lemoalle *et al.* (2012). Ce stade est caractérisé par la séparation de deux cuvettes à lieu quand les apports annuels du Chari sont inférieurs à 34 km<sup>3</sup>/an. La cuvette nord du lac n'est pas alimentée quand les apports annuels du Chari sont inférieurs à 15 km<sup>3</sup>/an. Elle peut alors rester totalement asséchée pendant plus d'une année, ce qui définit un état de Petit Tchad sec. En considérant cette nouvelle classification, le lac a fonctionné comme Petit Tchad ou Petit Tchad sec depuis 1975.

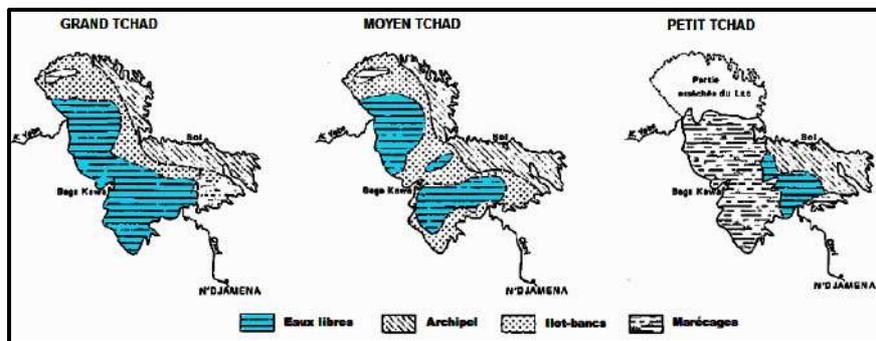


Figure 1.16. Différents états de remplissage du Lac Tchad (Vuillaume, 1981).

D'après Bader *et al.* (2011), entre 1957 et 2008, le lac Tchad a été dans un état de Grand ou Moyen Tchad 31% du temps et dans un état de petit Tchad 69% du temps. Le tableau (Tableau 1.2) ci-dessous montre les caractéristiques principales des différents états du lac Tchad (Lemoalle & Magrin, 2014).

Tableau 1.2. Caractéristiques principales des différents états du lac

Caractéristiques	Différents états du lac Tchad		
	Petit	Moyen	Grand
Apport du Chari-Logone (km <sup>3</sup> /an)	10 - 34	40	45
Niveau de l'eau	Différents niveaux	280 - 282	>282,3
Surface totale du lac (km <sup>2</sup> )	2 000 - 15 000	15 000 - 20 000	20 000 - 25 000

#### 1.5.5.4. Bilan hydrique du lac Tchad

Le bilan hydrique du lac Tchad a été étudié par plusieurs auteurs (Audoin, 1905; Vuillaume, 1981; Olivry *et al.*, 1996; Bader *et al.*, 2011; Lemoalle *et al.*, 2012; Bouchez *et al.*, 2016; Zhu *et al.*, 2017).

Le bilan hydrique est constitué des apports des fleuves (Chari-Logone, Komadougou Yobé) et la pluie directe, et les pertes par évaporation ainsi que de faibles infiltrations vers les nappes bordières (Bader *et al.*, 2011; Lemoalle *et al.*, 2014; C. Bouchez, 2015; Bouchez *et al.*, 2016; Zhu *et al.*, 2017).

Le Chari-Logone apporte au lac en moyenne 80 à 90% de ses apports totaux selon l'état du lac pour un bassin de l'ordre de 613 000 km<sup>2</sup> (Olivry *et al.*, 1996, Lemoalle *et al.*, 2012). En période de Moyen Tchad, le Chari-Logone contribue pour 82% des apports totaux au lac, tandis que le Komadougou Yobé en fournit 0.9% (Lemoalle *et al.*, 2012). Les apports annuels du Chari au lac ont fortement fluctué au cours des décennies successives à causes des variations de la pluie sur le bassin (Lemoalle & Magrin, 2014; Bouchez *et al.*, 2016). Une variation de  $\pm 10\%$  de la pluie sur le bassin se traduit par une variation de  $\pm 30\%$  du débit annuel du Chari-Logone (Lemoalle & Magrin, 2014). Cette variabilité est la cause de la fluctuation de la surface/volume du lac. Donc, la surface en eau du lac est proportionnelle aux apports annuels du Chari-Logone. Par conséquent, les variations de niveau du lac dépendent essentiellement de l'aléa des précipitations (Lemoalle *et al.*, 2014) et suit ainsi un cycle annuel rythmé par la mousson, mais en décalage avec celle-ci avec un minimum vers Avril-Mai et un maximum vers Décembre - Janvier (Bader *et al.*, 2011). Les pertes en eau résultent principalement des débits sortants et de l'évaporation (Zhu *et al.*, 2017). D'après Olivry *al.* (1996), Bouchez *et al.* (2016) l'infiltration et l'évaporation représentent, respectivement, 5% et 95% des pertes moyennes du lac.

Le tableau 1.3 présente le résumé de résultats de certaines études précédentes sur le bilan hydrique du lac Tchad. Ce bilan est effectué à l'état Moyen et Petit Tchad. La comparaison entre ces résultats montre qu'il existe une différence significative dans les composantes du bilan hydrique. Cette différence est en partie due au choix de la zone d'étude (Bader *et al.*, 2011; Lemoalle & Magrin, 2014; Bouchez *et al.*, 2016) s'intéressent à l'ensemble de la surface totale du lac Tchad, alors que les travaux de Zhu *et al.* (2017) portent sur les eaux libres permanentes de la cuvette sud. Les eaux libres du lac Tchad ne représentent qu'un tiers de sa superficie totale (Odada *et al.*, 2003). Cela explique bien pourquoi les

précipitations obtenues par Bader *et al.* (2011) entre 1988 et 2010 sont trois fois plus importantes que celles de l'étude de Zhu *et al.* (2017). Par contre, aucune différence significative n'est observée dans la quantité de débit entrant (Tableau 1.3).

Tableau 1.3. Le bilan hydrique du lac Tchad (d'après Bader *et al.*, 2011, Odada *et al.*, 2003, Zhu *et al.*, 2017). Où P et E sont la quantité de précipitation directe et d'évaporation, respectivement. Qin est l'afflux du lac à partir du système fluvial Chari-Logone. Qout est le débit sortant du lac, qui comprend à la fois le rejet des eaux de surface dans le bassin nord et le suintement du lac sous forme de rejet des eaux souterraines.

Période étudiée	État du lac	Zone étudiée	P (km <sup>3</sup> /an)	E (km <sup>3</sup> /an)	Qin (km <sup>3</sup> /an)	Qout (km <sup>3</sup> /an)	Références
Avant 1970	Moyen	Lac Tchad	6	43	42.89	3	Odada <i>et al.</i> (2003)
1954-1969	Moyen	Lac Tchad	7.4	48.8	44.2	2.5	Bader <i>et al.</i> (2011)
1971-1990	Petit	Lac Tchad	2.1	23.1	22.57	1.4	Odada <i>et al.</i> (2003)
1988-2010	Petit	Lac Tchad	1.9	22.6	21.9	1	GIZ-CBLT (2016)
1991-2013	Petit	Cuvette sud	0.67	4.03	23.91	20.54	Zhu <i>et al.</i> (2017)

#### 1.5.5.5. Composition chimique des eaux du lac Tchad

Les travaux effectués par Bouchez (2015), Carmouze (1976), Gac (1980), Roche (1980) restent des références pour la compréhension de la chimie du lac Tchad. Les eaux du lac Tchad sont douces avec une salinité faible inférieure à 1g/L. La douceur des eaux du lac Tchad est expliquée par deux facteurs. Les eaux du système Chari-Logone, principal affluent du lac sont faiblement minéralisée puis, la faible infiltration relative des eaux suffit à évacuer les sels vers l'aquifère quaternaire (Figure 1.17) assurant la régulation chimique du lac (Bouchez, 2015; Carmouze, 1976; Fontes *et al.*, 1970). La conductivité augmente de la cuvette sud vers la cuvette nord du fait de l'évaporation (Roche, 1980). Le faciès bicarbonaté calcique est dominant dans la cuvette sud par contre la cuvette nord est dominée par un faciès bicarbonaté sodique (Carmouze, 1976). Ceci a été expliqué par des réactions d'échanges cationiques avec les argiles du lac (Gac, 1980) et d'interaction avec la végétation (Bouchez, 2015). Cette évolution dépend du temps de séjour des eaux dans les deux cuvettes. Donc, le temps de résidence des eaux est de 1an dans la cuvette sud et de 2 à 10 ans dans la cuvette nord (Bouchez, 2015).

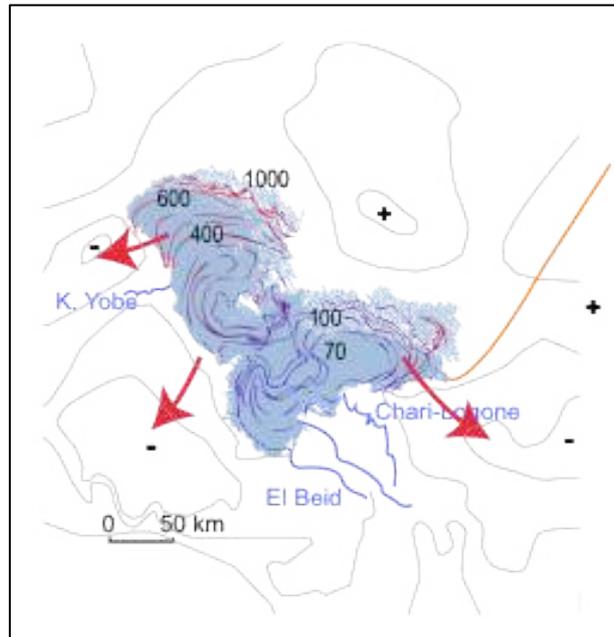


Figure 1.17. Conductivité mesurée dans les eaux du lac Tchad en  $\mu\text{S}/\text{cm}$  d'après Roche et *al.* (1980). Les flèches montrent l'infiltration de la salinité vers l'aquifère bordière du Quaternaire

## CHAPITRE 2. VARIATIONS SPATIALES ET TEMPORELLES DU BILAN HYDROLOGIQUE AU SEIN DU BASSIN VERSANT DU CHARI-LOGONE

### Introduction

Le bassin du Lac Tchad a subi au cours du vingtième siècle les effets du changement climatique, à l'instar de la situation de l'ensemble du Sahel qui a connu plusieurs phases de diminution drastique et durable de la pluviométrie (Fourissala & Gormo, 2012, Lavergne, 2017). Ces changements ont eu des conséquences spectaculaires sur le niveau et l'extension du lac Tchad (Olivry *et al.*, 1996, Lemoalle *et al.*, 2012).

Néanmoins, les facteurs qui ont entraîné la réduction du grand lac des années 60 (environ 25 000 km<sup>2</sup>) et le passage à un « Petit Tchad » (2 500 km<sup>2</sup>) restent encore insuffisamment établis (Lemoalle *et al.*, 2012). Des variations significatives du niveau et de l'extension du lac ont toujours été observées, y compris des niveaux très bas au début du XX<sup>ème</sup> siècle, ainsi qu'en témoignent les premières observations effectuées par Tilho (1928). Néanmoins, certains travaux pointent l'impact prépondérant des activités humaines et en particulier une augmentation des prélèvements à des fins principalement d'irrigation par rapport à celui de la variabilité climatique pour expliquer la baisse globale du niveau du lac observée ces dernières décennies (Coe & Foley, 2001; Gao *et al.*, 2011; Zhu *et al.*, 2019). Toutefois, ces travaux assument plus qu'ils ne démontrent l'existence d'une augmentation significative des prélèvements en eau dans le bassin du Chari-Logone.

Si les activités humaines ont eu dans la région sahélo-soudanienne un impact indéniable sur le ruissellement et le débit des rivières, c'est plutôt à travers le changement d'utilisation des sols liés au déboisement et au défrichage (Leblanc *et al.*, 2006; Descroix *et al.*, 2009), se traduisant le plus souvent par une augmentation des débits malgré la diminution globale des précipitations en zone sahélienne et une réponse plus contrastée en zone soudanienne (Descroix *et al.*, 2009, Gal *et al.*, 2017). La diminution des précipitations observée dans toute la région du Sahel à partir des années 1970 est indéniable, et il est important d'apporter des éléments quantitatifs sur la réponse des écoulements au sein du bassin versant du Lac Tchad à ces variations de précipitation pour estimer les rôles respectifs des activités humaines et du changement climatique.

Sur la base de l'analyse des séries de données hydroclimatiques, une première quantification suggère que lorsque la pluie sur le bassin varie de 10 %, le débit du Chari varie d'environ 30 % (Descroix *et al.*, 2009; Lemoalle *et al.*, 2012; Gal *et al.*, 2017). D'autres études ont cherché à évaluer cette relation à partir de modélisation pluie-débit (Vuillaume, 1981; Ardoin-Bardin *et al.*, 2009). Dans tous les cas, une des difficultés majeures auxquelles se heurtent ces travaux reste le caractère limité et lacunaire des données hydro-climatiques à long terme dans la région. En outre, les contraintes logistiques, techniques et le contexte sahélien rendent délicat l'établissement et la mise à jour de courbes de jaugeage robustes, et il est important de prendre en compte les incertitudes incontournables associées aux données de débits. Une quantification robuste

de la relation entre la variabilité climatique et les écoulements au sein du bassin versant du Chari-Logone, ainsi que des incertitudes associées, reste donc nécessaire.

## **Objectif et démarches**

L'objectif de ce chapitre est de mieux comprendre la sensibilité du fonctionnement hydrologique du bassin du Chari-Logone aux fluctuations pluviométriques et d'identifier l'impact potentiel des facteurs anthropiques. L'analyse de la relation entre la sécheresse pluviométrique observée depuis 1970 et la sécheresse hydrologique au cours de ces dernières décennies est un élément clé pour évaluer la vulnérabilité de la ressource en eau au sein du bassin du Chari-Logone, mais également dans toute la sous-région dont l'économie dépend en grande partie du lac Tchad et de ces variations.

La démarche proposée ici est de quantifier le bilan hydrologique du bassin du Chari-Logone sous différentes conditions de précipitations à partir de l'analyse des données de précipitation et de débit disponibles, tout en explorant les variations spatiales de ce bilan hydrologique.

Nous présentons d'abord les données de débit et de précipitation et leurs méthodes de traitement, ainsi qu'une analyse minutieuse de la robustesse des données de débit. La méthodologie est ensuite détaillée. Elle repose sur la détermination de périodes de référence permettant de caractériser une situation moyenne humide ou sèche, ainsi que différentes situations intermédiaires au cours de la période 1950-2015. L'analyse est ensuite conduite sur sept sous-bassins du Chari-Logone pour lesquels les précipitations moyennes spatialisées sont déterminées. Les bilans hydrologiques sont établis, comparés et discutés pour chacun des sous-bassins et pour ces périodes de références. Ces variations spatiales et temporelles, ainsi que l'analyse des régimes hydrologiques sous différentes conditions climatiques, permettent de caractériser les impacts respectifs des fluctuations pluviométriques et des activités anthropiques potentielles sur le fonctionnement hydrologique du bassin au cours des dernières décennies.

## **2.1. Données hydro-pluviométriques disponibles**

### **2.1.1. Données pluviométriques**

Il existe plusieurs types de jeux de données des hauteurs de pluies disponibles sur le bassin du lac Tchad. Nous en faisons ici une brève description.

#### **2.1.1.1. Données pluviométriques des réseaux nationaux**

Le bassin du Chari-Logone est partagé entre 4 pays : le Cameroun, la Centrafrique, le Soudan et le Tchad. L'acquisition et la gestion des données pluviométriques sur chaque territoire national sont gérées par les services compétents de chaque pays.

Au Tchad, la Direction Générale de la Météorologie Nationale (DGMN) du Ministère de l'aviation civile et de la météorologie possède plusieurs stations météorologiques dans toutes les principales villes ou chefs-lieux des régions du pays. La plupart de ces stations ont été installées par les chercheurs de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM) et de l'Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar (ASECNA), durant la période coloniale. Elles sont encore le plus souvent fonctionnelles malgré quelques périodes d'interruption liées en particulier à la guerre civile qu'a connue le Tchad et la sous-région à la fin des années 80.

Les données de la DGMN sont les seules données « réelles » ou mesurées directement sur le terrain. La division climatique de la DGMN nous a fourni les données mensuelles de 1960 à 2015 de 11 stations météorologiques (pluviométriques) au sein et sur le pourtour du bassin du Chari-Logone (Figure 2.1).

Un contrôle systématique de la qualité de ces données a été effectué sur les données brutes pour s'assurer de la fiabilité de la série. Nous avons corrigé et supprimé de la base les valeurs douteuses facilement identifiables dues à des fautes de frappe ou de saisie des relevés. Cette vérification n'a permis de supprimer que les valeurs visiblement fausses ; mais ne garantit pas l'exactitude/justesse des données conservées.

Nous n'avons pas pu obtenir les données des réseaux nationaux des parties camerounaise, centrafricaine et soudanaise.

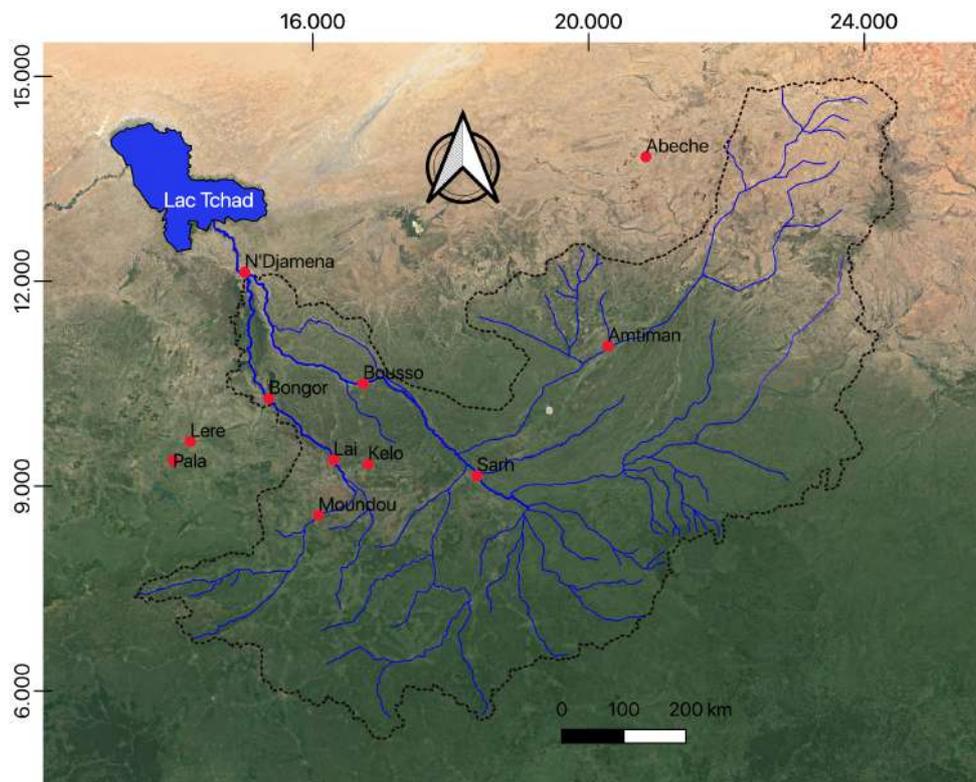


Figure 2.1. Localisation des onze stations pluviométriques tchadiennes pour lesquelles les données sont disponibles au pas de temps mensuel entre 1960 et 2015 dans le bassin du Chari-Logone (Source : DGMN). Le trait pointillé noir est le contour du bassin du Chari-Logone.

Les noms de station, les coordonnées géographiques et les moyennes interannuelles des données pluviométriques obtenues sont consignés dans le tableau 2.1.

Tableau 2.1. Caractéristiques des onze stations pluviométriques pour lesquelles les données sont disponibles au pas de temps mensuel entre 1960 et 2015 dans le bassin du Chari-Logone (Source : DGMN).

Noms stations	Coordonnées (projection: WGS 84)			Moyenne inter-annuelle (mm)	Ecartype	Lacune
	Latitude	Longitude	Altitude (m)			
Abeché	13,82	20,83	545	351	109	0%
Amtiman	11,05	20,28	436	773	135	7%
Bongor	10,28	15,37	328	786	172	4%
Boussou	10,5	16,73	336	813	193	21%
Kélo	9,32	16,8	378	1006	202	5%
Laï	9,38	16,3	375	1004	173	11%
Léré	9,65	14,22	265	875	144	14%
Moundou	8,57	16,08	410	1078	154	4%
N'Djamena	12,13	15,02	295	540	119	0%
Pala	9,37	13,97	464	975	185	9%
Sarh	9,15	18,38	365	990	159	0%

#### 2.1.1.2. Base de données du projet FFEM-IRD

Les données mensuelles de 71 stations pluviométriques de 1907 à 2003 sont disponibles dans la base de données réalisée dans le cadre du projet 'La sauvegarde du lac Tchad' soutenu par le Fonds Français pour l'Environnement Mondial (FFEM) et l'IRD pour la Commission du Bassin du lac Tchad entre 2012 et 2016. Cette base regroupe les données de précipitation issues de la base « Système d'Information Environnemental sur les Ressources en Eaux et leur Modélisation » (SIEREM) du laboratoire HydroSciences Montpellier (HSM), et de différentes thèses des Universités de Montpellier, N'Gaoundéré et Aix-Marseille. Les données pluviométriques de la base SIEREM proviennent principalement des réseaux nationaux et des organisations internationales, comme la Direction de la Ressource en Eau du Tchad (DRE), l'Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar (ASECNA) et de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM). La base de données du projet FFEM-IRD est accessible dans l'outil HYDRACCESS (développé par Philippe VAUCHEL – hydrologue IRD – Observatoire de Recherche en Environnement HYBAM), en utilisant ce lien : <http://www.ore-hybam.org/index.php/fre/Logiciels/Hydraccess>.

Après examen de ces données, de leur couverture temporelle et spatiale (de nombreuses stations sont situées en dehors du bassin du Chari-Logone) et du fait de l'absence de données après 2003, nous ne les avons pas utilisées directement pour notre analyse.

#### 2.1.1.3. Données de la littérature

Nous avons complété cette base de données par des données pluviométriques (moyennes mensuelles interannuelles) issues de deux monographies réalisées sur le Chari et le Logone par l'ORSTOM :

- ◇ Une monographie de Billon et *al.* (1968) sur le Chari utilisant des données tirées de 74 stations réparties sur le bassin versant, couvrant des durées de 6 à 34 ans sur une période choisie de 1940 à 1967 ;
- ◇ Une monographie de Cabot (1965) sur le Logone exploitant les données de 27 stations sur le Logone, de durées de 4 à 27 ans sur une période 1934 à 1956.

Au total les données moyennes de 89 stations pluviométriques référencées sont disponibles dans ces deux monographies (74 stations de monographie du Chari et 15 stations de monographie du Logone, ces monographies ayant 12 stations communes).

#### 2.1.1.4. Données du CRU (Climate Research Unit)

La *Climate Research Unit* (CRU), de l'Université d'East Anglia, Norwich, Royaume-Uni et le Département britannique de l'environnement, des transports et des régions mettent à disposition un ensemble de ré-analyses des données climatiques mondiales. Celles-ci sont calculées à partir d'un modèle et des données réelles dont les précipitations mensuelles depuis 1900, à une résolution d'une maille de 0.5° de latitude et de longitude. La méthode de traitement des précipitations dans les grilles est décrite dans les travaux de Hulme et *al.* (1995) et Jones and Hulme (1996). Nous avons utilisé les données de la version CRU TS 4.02 (<https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/hrg/>) décrite par Harris et *al.* (2014). Les précipitations mensuelles du CRU ont déjà été utilisées dans plusieurs études sur le bassin du Chari-Logone (Ardoin-Bardin et *al.*, 2009; Lemoalle et *al.*, 2012; Zhu et *al.*, 2019). Ces données de pluies spatialisées ont été utilisées comme un des paramètres d'entrées des modèles pluies-débits.

### 2.1.2. Données hydrologiques disponibles

#### 2.1.2.1. Débits mensuels : base de données de la CBLT

Une base de données hydrométriques est disponible à la CBLT. Ces données, qui proviennent initialement du réseau national de la DRE, ont été traitées dans un cadre du « Programme de Gestion Intégrée des ressources des bassins transfrontaliers en Afrique - Composante du Bassin du Lac Tchad » (PGIRE/CBLT/EU) lié à la Convention de financement signée entre la Commission Économique des États de l'Afrique Centrale (CEEAC) et l'Union Européenne (Chenevey, 2011). Ce programme a été effectué par une Assistance Technique Internationale confiée à un bureau d'étude, BRL Ingénierie. Les principales activités du projet étaient de collecter les données hydrométéorologiques, améliorer le réseau de mesure et établir un modèle d'allocation d'eau. Dans cette perspective, un modèle développé sous WEAP (Stockholm Environment Institute, Boston, USA) a été construit, modèle qui permet de gérer l'allocation des ressources en eau sur le bassin du Lac Tchad. Les données hydrométéorologiques utilisées en entrée du modèle d'allocation proviennent de la base de données de la CBLT, qui a été continuellement

enrichie par les projets CBLT/BGR, CBLT/GIZ/AHT et GIRE/CBLT/UE, notamment pour répondre aux besoins du modèle.

L'origine des données, leur traitement, les types des modèles, les paramètres d'entrée et de calages ainsi que la méthode de reconstitution sont tous détaillés dans un rapport de la CBLT et 9<sup>e</sup> FED (Verdonck, 2011).

Cette base de données comprend les débits moyens mensuels et annuels de 1950 à 2007 de trente stations hydrométriques du bassin du Chari-Logone dont huit ont été sélectionnées et présentées dans ce travail (Figure 2.2, Tableau 2.2). Le choix de ces stations est basé d'une part sur la qualité et quantité des données disponibles dans la base de données obtenues et d'autre part sur l'homogénéité de la taille des sous bassins.

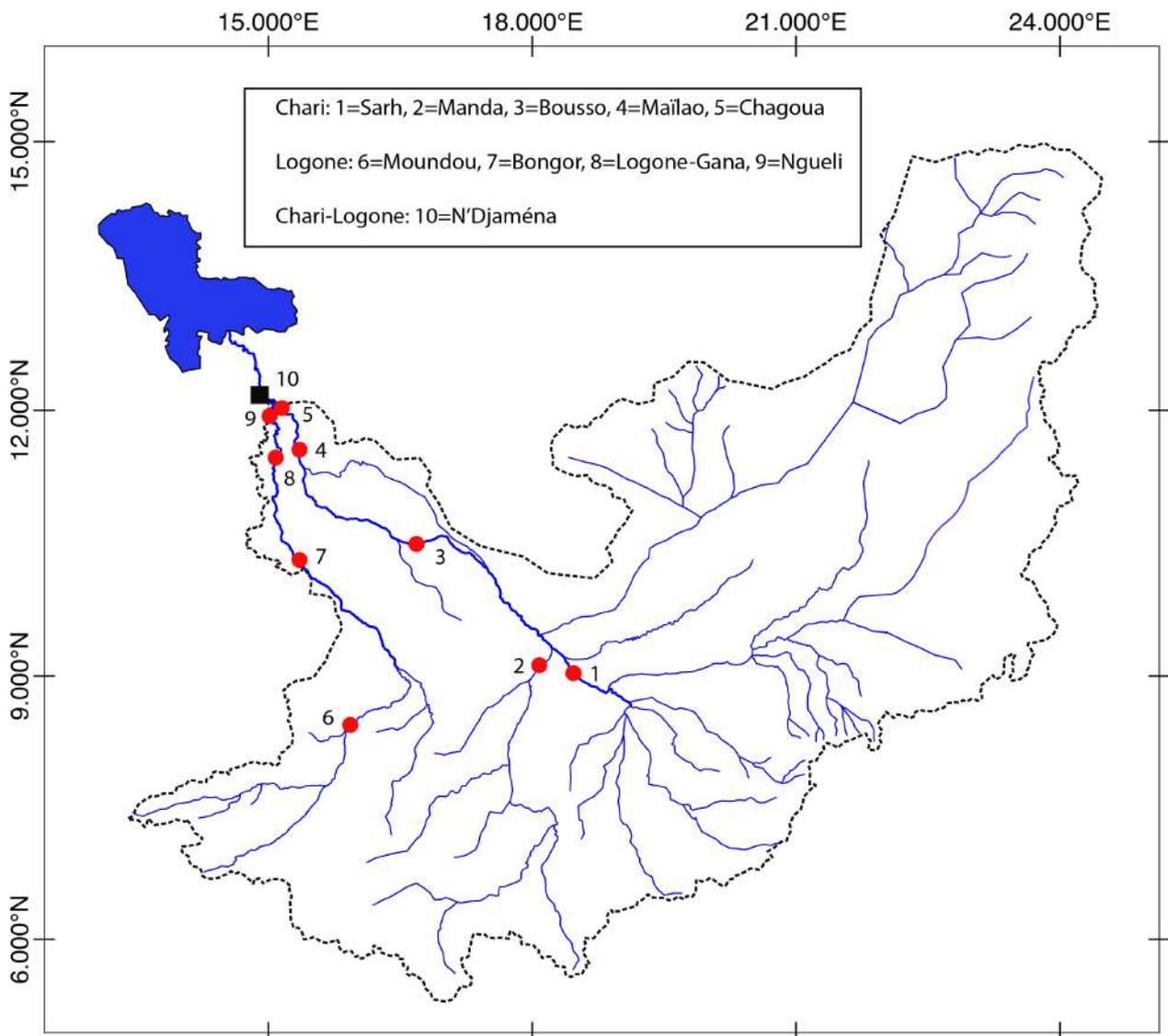


Figure 2.2. Stations hydrométriques du bassin du Chari-Logone retenues pour cette étude.

Tableau 2.2. Stations de mesure des débits sélectionnés et les coordonnées (système de projection WGS 84) pour la période de 1960-2007

BV	Rivière	Coordonnées (projection: WGS 84)			Surface (km <sup>2</sup> )	Moyenne interannuelle (m <sup>3</sup> /s)	Lacune (1960-2007)	Lacune (sans 1980 et 1981)
		Lat	Long	Alt (m)				
Manda	Chari	9,18	18,20	362	80000	348	21%	17%
Sarh	Chari	9,15	18,41	355	194000	178	8%	4%
Bouso	Chari	10,50	16,71	325	475000	576	27%	24%
Mailao	Chari	11,60	15,28	294	510000	543	4%	-
Moundou	Logone	8,56	16,08	393	33000	319	10%	-
Bongor	Logone	10,26	15,41	321	72000	396	35%	33%
Logone-Gana	Logone	11,55	15,15	295	89000	293	17%	-
N'Djamena	Chari-Logone	12,11	15,03	286	613000	918	15%	11%

Les données de débits montrent des lacunes entre 4 et 35% sur les valeurs moyennes interannuelles pour l'ensemble de la période 1960-2007 (Tableau 2.2). Il est important de noter que les observations ont été interrompues sur la plupart des stations de mesure au cours en 1980 et 1981, durant la période de guerre civile, excepté sur les stations de Mailao, Logone Gana et Moundou. Les lacunes observées sans les périodes d'interruption des mesures (1980 et 1981) sont entre 4 et 33% (Figure 2.3).

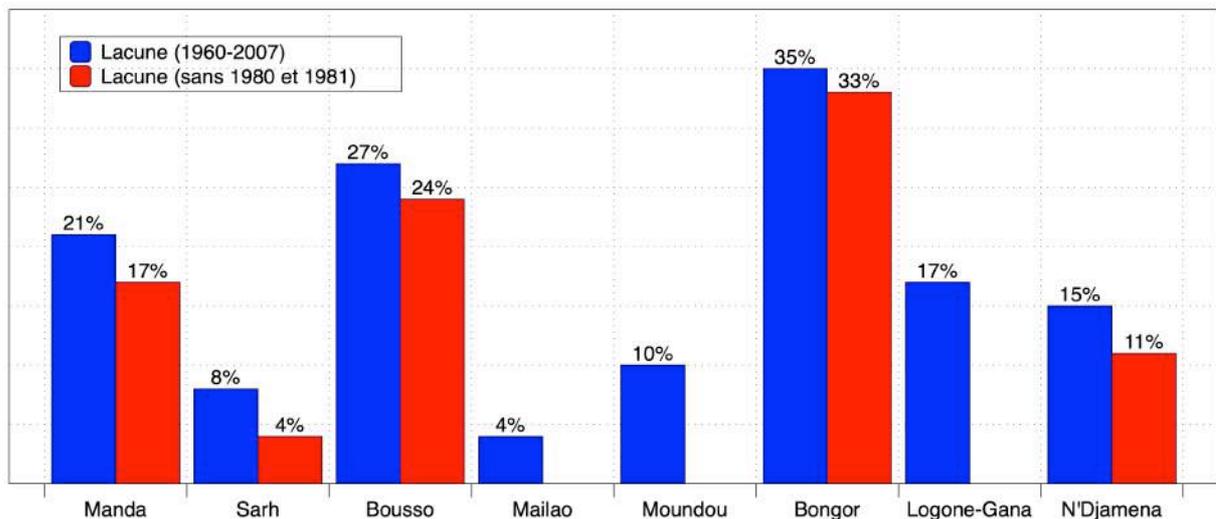


Figure 2.3. Lacunes observées pour les 8 stations hydrométriques de la période 1960-2007 (source : CBLT). Les histogrammes bleus donnent les pourcentages de lacunes pour toute la période et les rouges les pourcentages des lacunes calculées sans les années 1980 et 1981.

### 2.1.2.2. Débits journaliers fournis par la Direction de la Ressource en Eau du Tchad

Pour la période de 2000 – 2016, nous avons obtenu de la DRE des données des débits journaliers de cinq stations de mesures : deux sur le Chari (stations Sarh et Chagoua), deux sur le Logone (stations Bongor et Ngueli) et une sur le Chari-Logone (N'Djamena TP) (Figure 2.2).

Un contrôle de vérification systématique de la qualité des données a été effectué sur les données brutes pour s'assurer de la fiabilité de la série.

La figure 2.4 montre les débits journaliers et les lacunes sur les données de cinq stations hydrométriques de la DRE du système Chari-Logone pour la période de 2000 – 2016. On observe une grande variabilité annuelle des débits du système Chari-Logone. Les lacunes observées sur les séries hydrologiques du système Chari-Logone sont dues à une interruption totale ou partielle des mesures. Cela peut être dû à un problème technique comme un défaut fonctionnel de l'enregistrement limnimétrique. Ces lacunes peuvent aussi être dues à une perte des relevés des données lors de transferts depuis la station de mesure jusqu'à la DRE à N'Djamena.

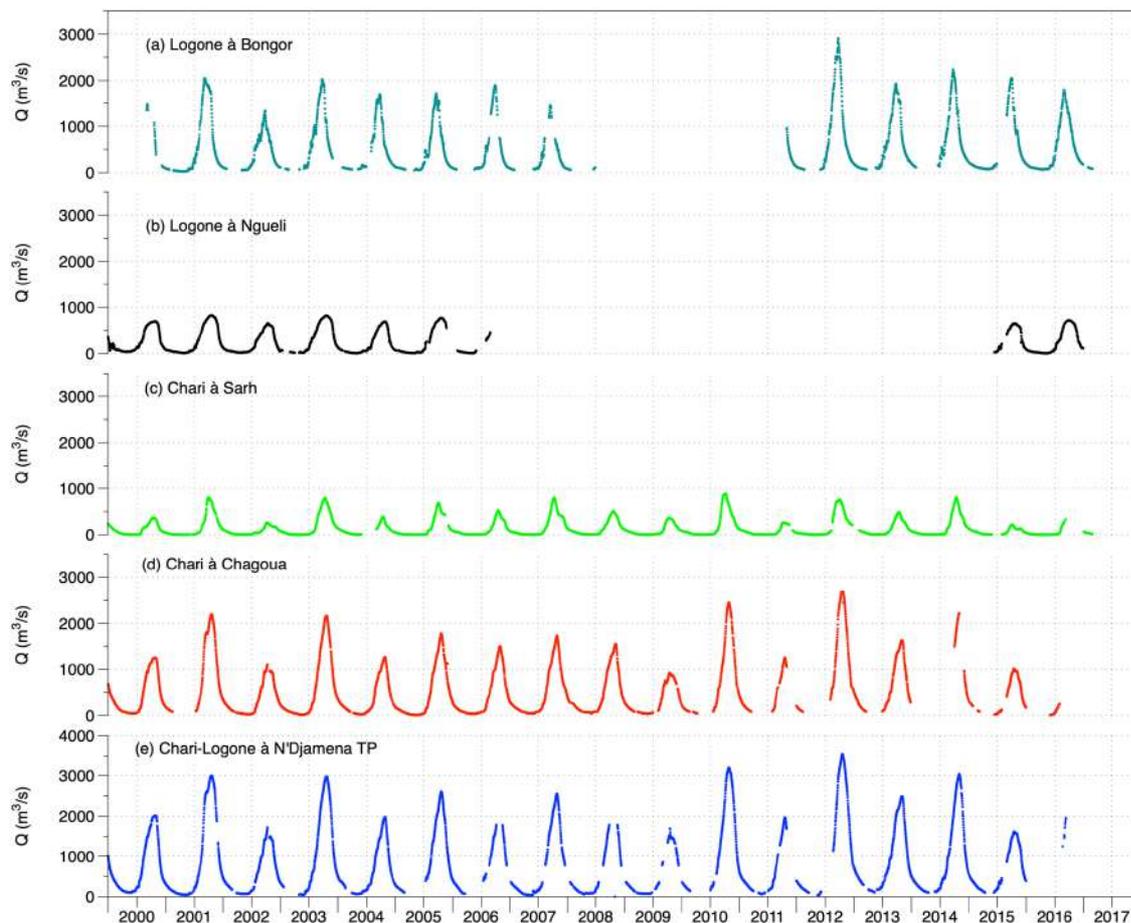


Figure 2.4. Variation des débits moyens journaliers de 2000 à 2016 à la station de N'Djamena TP sur le Chari-Logone, de Chagoua sur Chari aval avant la confluence, de Sarh sur le Chari en amont, de Ngueli sur Logone aval avant la confluence et de Bongor sur le Logone en amont. Les lacunes moyennes interannuelles

observées sont 3%, 11%, 17%, 4% et 11% respectivement pour Sarh, Chagoua, Bongor, Nguéli et N'Djaména. Les années d'interruption ne sont pas incluses dans les lacunes.

### **2.1.3. Analyse critique des données de débit**

#### **2.1.3.1. Analyse des courbes de tarage disponibles**

Les caractéristiques des stations hydrométriques du système Chari-Logone et leurs étalonnages sont détaillés dans un rapport de l'ORSTOM (Nelngar, 1989). Après l'interruption des mesures en 1980-1981, la majorité des stations a été remise en service. Les échelles limnimétriques ont été repositionnées lorsque nécessaire et pour chaque station une nouvelle courbe de tarage a été établie à partir de nouveaux jaugeages. Une comparaison exhaustive des courbes de tarage avant et après cette période d'interruption est proposée par Nelngar (1989) et synthétisée dans le tableau 2.3 pour dix stations hydrométriques utilisées dans ce travail.

Tableau 2.3. Synthèse des informations disponibles sur les courbes de tarages utilisées pour la première période (avant 1979) et pour la deuxième période (1982 à nos jours), d'après Nelngar (1989). Il est à noter que les stations de Manda et Ngueli n'apparaissent pas dans ce rapport.

stations	avant 1979: nombre de jaugeages (période)	après 1982: nombre de jaugeages (période)	débit max jaugé après 1982	observations
Moundou	17 ( non précisée)	15 (1984-1987)	1090	bonne repartition des points pour hautes eaux; dispersion des points pour basses eaux
Bongor	41 (1948-1966)	17 (1983-1985)	618	Stabilité du tarage pour les hautes eaux et détarage pour les basses eaux
Logone Gana	11 (1952-1966)	14 (1984-1987)	497 (1000 sur l'ancien tarage)	station stable et tarages cohérents
Ngueli	pas d'information	pas d'information	pas d'information	pas d'information
Sarh	21 (1951-1966)	19 (1983-1988)	250	nouvelle courbe de tarage décalée d'environ 42 cm par rapport à l'ancienne. surestimation possible des débits antérieurs à 1979
Manda	pas d'information	pas d'information	pas d'information	pas d'information
Bouso	22 (1952-1966)	6 (1983-1987)	896	nouvelle courbe de tarage décalée d'environ 40 cm par rapport à l'ancienne MAIS les repères d'altitudes ne sont pas comparables
Mailao	non précisé	21 (1983-1988)	1460	déplacements des échelles pris en compte dans les tarages
Chagoua	plusieurs courbes de tarage ont été tracées	33 (1983-1988)	1220	Stabilité de la station (courbes de tarage non disponibles dans le rapport)
N'Djamena Tp	Pas d'information	25 (1983-1988)	1840	Stabilité du tarage pour les hautes eaux et détarage pour les basses eaux

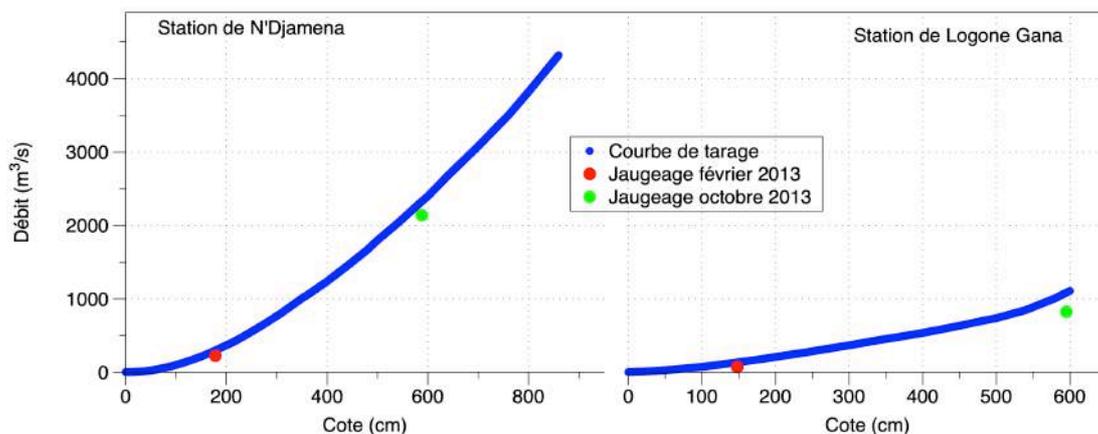
Plus récemment, des études ont été conduites par une mission conjointe BGR-CBLT-DRE en 2013 (Krekeler & Seeber, 2013; Seeber, 2013) afin de vérifier les mesures de débit. Des jaugeages ont été réalisés avec deux dispositifs ADCP (Acoustic Doppler Currentmeter Profiler), l'un appartenant à la BGR et l'autre à la DRE (Direction de Ressources en Eau du Tchad) sur quatre stations de jaugeage (N'Djamena TP, Mailao, Logone-Gana et Bongor) pour deux périodes de l'année (février 2013 et octobre 2013). Le but de ces travaux était

de tester les mesures de débit par le dispositif ADCP ainsi que de vérifier les courbes de tarage existantes de ces stations de jaugeage, dont certaines remontaient à 1983. Les nouvelles courbes de tarage réalisées en 2013 sont détaillées dans un rapport de la CBLT-BGR (Krekeler & Seeber, 2013). Les mesures de la 1<sup>ère</sup> mission (février 2013) ont révélé que les débits enregistrés par le dispositif ADCP sont généralement plus faibles que les valeurs estimées à partir des courbes de tarage existantes (Tableau 2.4). Les différences entre ces valeurs se situent entre 11, 18, 24 et 47,5% respectivement à la station de Maïlao, Bongor, N'Djamena Tp et Logone-Gana. Les débits mesurés au cours de la 2<sup>e</sup> mission (octobre 2013) sont de 3% (Mailao), 8% (N'Djamena Tp) et 13% (Bongor) plus faibles que les valeurs estimées à partir des courbes de tarage.

Tableau 2.4. Jaugeages réalisés dans le bassin du Chari-Logone par la CBLT-DRE-BGR

Station	Cours d'eau	Période de jaugeage	Cote echelle (m)	Débit Courbe de tarage (m <sup>3</sup> /s)	Débit mesuré avec ADCP (m <sup>3</sup> /s)	Différence (%)
N'Djamena Tp	Chari-Logone	févr-13	1.78	300	226	24
		oct-13	5.88	2330	2140	8
Mailao	Chari	févr-13	2.30	190,2	171	11
		oct-13	5.01	1377	1340	3
Bongor	Logone	févr-13	1.18	89	72,1	18
		oct-13	4.01	1543	1350	13
Logone Gana	Logone	févr-13	1.48	138	72,4	47,5
		oct-13	5.95	1095	826	25

La figure ci-contre (Figure 2.5) montre les pointages des données récentes de deux des stations sur les courbes de tarage existantes



A partir de l'ensemble des informations disponibles, et de l'analyse des courbes de tarage, les incertitudes sur les débits issus de la CBLT sont estimées et présentées dans le tableau ci-dessous (Tableau 2.5).

Tableau 2.5. Estimation des incertitudes résultant de la synthèse des informations réalisées sur les jaugeages et les courbes de tarages.

Station	Débit moyen interannuel 1960-2007 (m <sup>3</sup> /s)	incertitude estimée	incertitude estimée sur la moyenne interannuelle (m <sup>3</sup> /s)
Manda	348	20%	70
Sarh	178	20%	36
Bouso	576	20%	115
Mailao	543	10%	54
Chagoua	500 (2000-2015)	10%	50
Moundou	319	10%	32
Bongor	396	20%	79
Logone-Gana	293	20%	59
Ngueli	230 (2000-2015)	10%	23
N'Djaména TP	918	10%	92

### 2.1.3.2. Comparaison des deux sources de données

Les jeux de données provenant d'une part de la CBLT (débit mensuel sur la période 1950-2007) et d'autre part de la DRE (débit journalier sur la période 2000-2016) comportent une période de recouvrement entre 2000 et 2007. La comparaison des deux montre une assez bonne cohérence entre les données journalières et mensuelles (Figure 2.6), seule une différence significative (4 et 8%) étant observée à Sarh en octobre 2001 et octobre 2003.

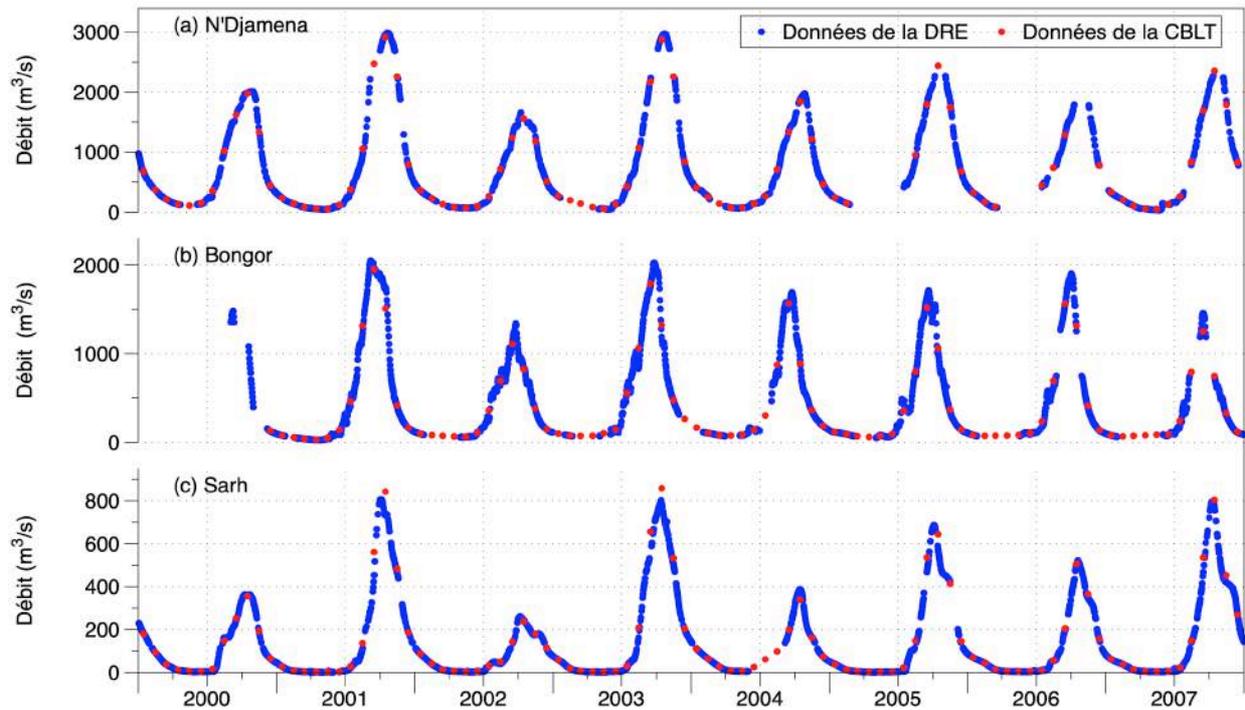


Figure 2.6. Comparaison des jeux de données de débit de la CBLT (données mensuelles) et de la DRE (données journalières) pour la période commune de 2000-2007 pour trois stations de mesure hydrométrique du Chari-Logone (N'Djamena, Bongor et Sarh).

### 2.1.3.3. Cas de la station « Maïlao »

L'étude minutieuse des données et la vérification des jaugeages avant et après les années d'interruption a permis de détecter un décalage lors de la comparaison entre les données de la station de Maïlao et celles de N'Djamena TP (Figure 2.7). Comme la station de N'Djamena TP est supposée ne pas avoir subi de modification d'échelle ni de détarage après les années de d'interruption, cela suggère une incohérence sur la station de Maïlao. En effet, celle-ci a subi un déplacement d'échelle de 1m en 1985 (Nelngar, 1989), après quoi une nouvelle courbe de tarage a été établie. Bien que cette nouvelle courbe de tarage soit parallèle à la précédente, on peut constater que le décalage est légèrement inférieur à 1m.

La comparaison des débits à Maïlao et à N'Djamena TP (Figure 2.7) montre deux corrélations linéaires robustes et parallèles. En se basant sur la différence des ordonnées à l'origine, on estime que le décalage représente environ 100 m³/s.

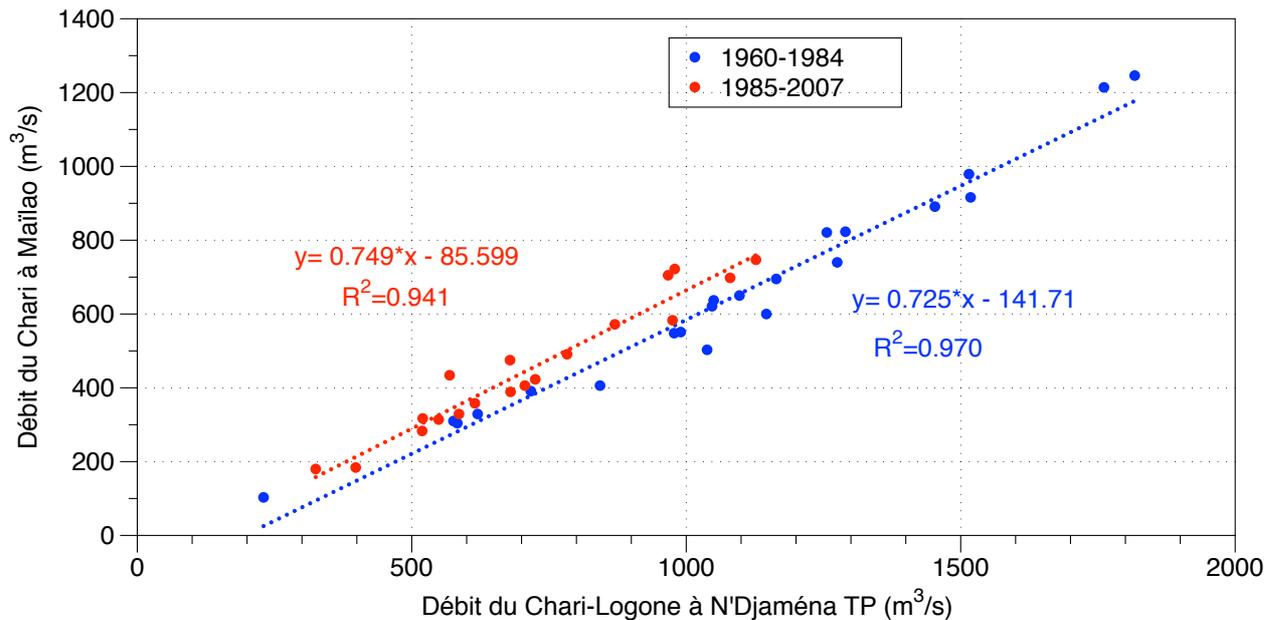


Figure 2.7. Comparaison des données de débit de la station de Mailao vs N'Djaména de deux périodes (1960-1978 et 1982-2007).

Pour comprendre si le décalage s'explique par une sous-estimation des débits de Mailao avant 1985, ou si ce sont les débits récents qui sont surestimés, nous avons comparé les données mensuelles de Mailao avec les données journalières de la station de Chagoua située à 59 km en aval de Mailao sur le Chari, pour la période commune de 2000 à 2007. On constate une bonne cohérence sauf pendant la période d'étiage (Figure 2.8). Les écoulements de basses eaux correspondent à un lit très sablonneux et instable, ce qui peut expliquer ces différences qui cependant n'ont pas d'impact majeur sur l'estimation des bilans.

En se basant sur ce critère, nous concluons qu'il y a une sous-estimation de 100 m<sup>3</sup>/s pour les données de Mailao avant 1985. Cette sous-estimation sera prise en compte pour établir notre analyse.

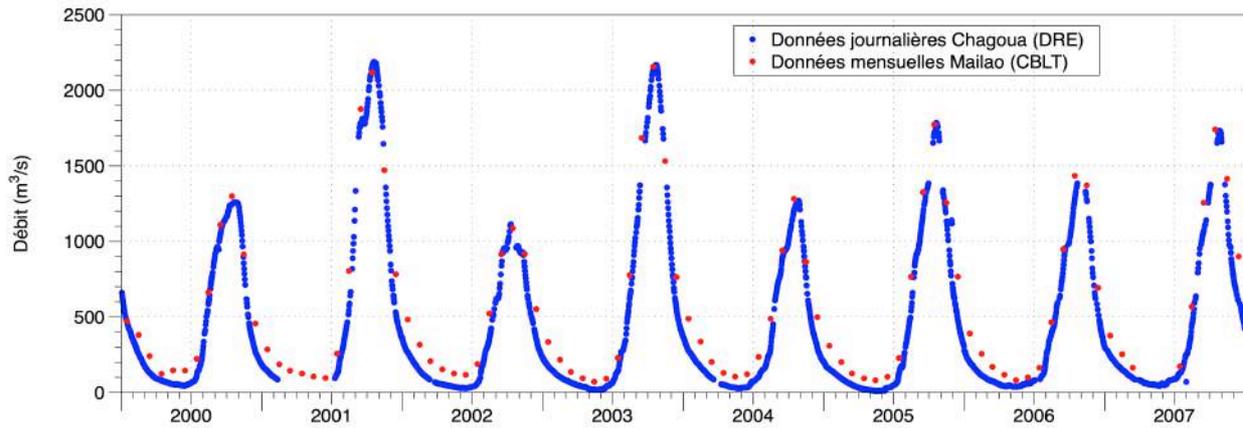


Figure 2.8. Comparaison de deux jeux de données entre station de Maïlao et station de Chagoua. Les données à la station de Maïlao sont des données moyennes mensuelles (CBLT) et celles de Chagoua sont des données journalières (DRE).

### 2.1.4. Reconstitution des valeurs manquantes de débits

La base de données ainsi constituée reste marquée par un certain nombre de valeurs manquantes, point potentiellement problématique pour établir des bilans hydrologiques fiables. Lorsque cela a été possible, nous avons reconstitué les données afin de tirer la meilleure partie des informations disponibles sans introduire une incertitude trop importante.

#### 2.1.4.1. Débits journaliers

Lorsque les données journalières manquantes correspondent à une période de variation univoque des débits, c'est-à-dire lorsque ces lacunes ne recouvrent pas un extremum (crue ou basses eaux), elles ont été comblées en supposant une variation continue et linéaire des débits. Une interpolation linéaire ainsi a été utilisée pour combler certaines lacunes dans les séries journalières de débit (période de 2000 - 2016) pour les cinq stations hydrométriques concernées (N'Djamena Tp, Chagoua, Ngueli, Sarh et Bongor).

#### 2.1.4.2. Débits mensuels

Les données mensuelles manquantes recouvrant des périodes de basses eaux ont été reconstituées en supposant un régime hydrologique moyen normalisé. La valeur du débit est ainsi supposée dépendre à la fois du débit de crue observé en octobre (débit maximum de chaque année) et de la période de l'année. Le régime hydrologique moyen normalisé est établi à partir d'un coefficient ( $k_i$ ) calculé pour un mois  $i$  à partir de la moyenne mensuelle interannuelle (1950-2007) :

$$k_i = \frac{Q_i}{Q_{max}}$$

où  $Q_i$  = débit moyen interannuel du mois  $i$  et  $Q_{\max}$  = débit maximum interannuel (débit du mois d'octobre)

Pour les lacunes portant sur des mois de basses eaux, le débit du mois  $i$  de l'année  $a$  est reconstitué par :

$$Q_{i,a} = k_i * Q_{\max,a}$$

Si la donnée manquante concerne la période de maximum de crue septembre, octobre et novembre, on considère que la lacune ne peut pas être reconstituée.

Dans le contexte d'une étude basée sur de longues séries de données interannuelles, cette méthode permet de ne pas éliminer des années incomplètes lorsque les lacunes correspondent à des périodes de basses eaux, qui ont peu d'incidence sur la robustesse de la moyenne annuelle. Cette étape a permis de reconstituer en moyenne 30% des débits manquants pour la période 1960-2007. La figure ci-dessous (Figure 2.9) montre l'évolution du régime hydrologique du Chari-Logone à la station de N'Djaména Tp. La crue commence à partir du mois de juillet, atteint son maximum en octobre et la décrue commence dès novembre.

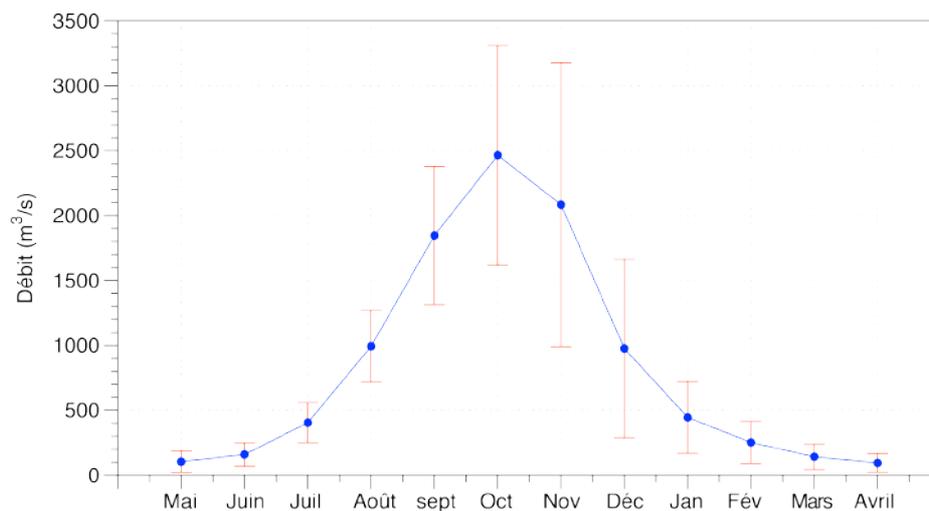


Figure 2.9. Débit moyen mensuel interannuel de 1960-2007 du Chari-Logone à N'Djaména TP pour une année hydrologique.

## 2.2. Méthodologie

Dans cette partie, nous présentons la définition des sous-bassins de référence, puis des périodes de référence. Celles-ci sont définies à partir de l'analyse des indices standardisés des débits du Chari-Logone au cours de la période 1950-2015, et couvrent des durées d'au moins 8 années consécutives. Nous présentons la démarche de spatialisation des précipitations, puis la méthode employée pour estimer les précipitations moyennes pour chacun des sous-bassins au cours des périodes définies. Nous présentons enfin la méthode pour déterminer les différents termes du bilan hydrologique des sous-bassins et les incertitudes associées.

### 2.2.1. Détermination des sous-bassins de référence

Pour analyser les variations de l'écoulement le long du système Chari-Logone, le choix de sous bassins versants comme unité spatiale de référence s'impose. Ainsi, nous avons choisi 8 sous bassins hydrologiques définis par les stations de Manda, de Sarh, de Bousso, de Maïlao, de Moundou, de Bongor, de Logone-Gana, de N'Djamena Tp (Figure 2.10). Les critères de choix de ces sous bassins ont été la taille relativement homogène des sous bassins ainsi que la disponibilité des données.

Le bassin du Chari total a une superficie de 523 000 km<sup>2</sup> à Chagoua (N'Djamena). Celui du Logone est de 90 000 km<sup>2</sup> à Ngueli (N'Djamena). Le Chari total (entier) est choisi à Maïlao, la station la plus proche du Chari à 59 km en amont de Chagoua. La superficie du bassin du Chari à Maïlao est de 510 000 km<sup>2</sup>. Le bassin du Logone entier est choisi à Logone-Gana qui est situé à 61 km de Ngueli avec une superficie de 89 000 km<sup>2</sup>.

La surface drainée de chacun des sous bassin-versants du Chari-Logone est consignée dans le tableau 2.6.

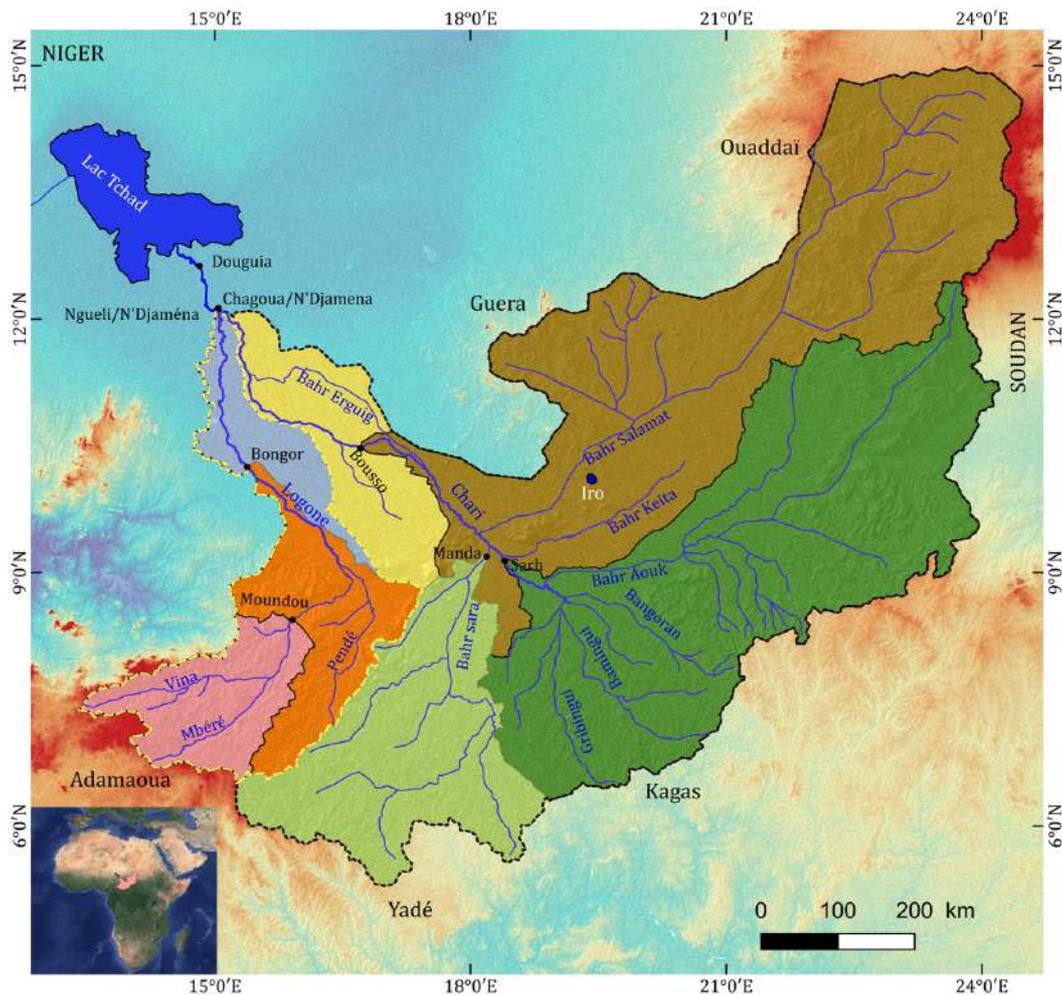


Figure 2.10. Sous bassins versants du système Chari-Logone.

Tableau 2.6. Noms et les surfaces drainées des sous bassins versants du système Chari-Logone.

Bassin versant	Surface (km <sup>2</sup> )	Bassin versant	Surface (km <sup>2</sup> )
Manda (Bahr Sara)	80000	Logone Gana (Logone)	89000
Sarh (Chari)	194000	Ngueli (Logone)	90000
Bouso (Chari)	475000	N'Djamena (Chari-Logone)	613000
Mailao (Chari)	510000	B. Salamat	201000
Chagoua (Chari)	523000	B.Massenya	40000
Moundou (Logone)	33000	Moundou-Bongor	38000
Bongor (Logone)	72000	Bongor-Ngueli (Yaéré)	20000

### 2.2.2. Détermination des périodes de référence

L'indice standardisé des précipitations ou des débits (McKee *et al.*, 1993) est un indice simple et robuste qui permet de mesurer l'écart par rapport à une moyenne établie sur une longue période en se référant aux données brutes. Il peut être appliqué sur des données pluviométriques ou hydrométriques et traduit en un excédent ou un déficit de pluviométrie ou d'hydrométrie par rapport à la moyenne de la période considérée. Balme *et al.* (2006) ont défini les critères d'un épisode d'humidité et sécheresse pour une échelle de temps. Les années d'indices supérieurs à 0.5 et les années d'indices inférieurs à -0.5 sont respectivement et significativement humides et sèches.

$$I = \frac{X_i - \bar{X}}{\sigma}$$

avec :  $X_i$  : pluviométrie ou hydrométrie de l'année  $i$  ;  $\bar{X}$  : pluviométrie ou hydrométrie moyenne interannuelle ;  $\sigma$  : écart-type de la pluviométrie ou hydrométrie interannuelle

Beaucoup d'auteurs (Balme *et al.*, 2006; Vissin *et al.*, 2007; Descroix *et al.*, 2015) à travers le monde ont utilisé l'indice standardisé des précipitations pour déterminer des périodes « humides » et « sèches ». Nous avons choisi plutôt de baser l'identification des périodes de référence non pas sur l'indice standardisé des précipitations mais sur les débits du Chari-Logone, considérant que cette grandeur est un intégrateur du bilan hydrologique de l'ensemble du bassin versant. La variabilité interannuelle des débits dans le bassin du Chari-Logone est analysée pour des années hydrologiques (mai à avril) de 1950-2015 (Figure 2.11). L'analyse de cette figure montre la non stationnarité de l'évolution hydrométrique de 1950 à 2015, avec une tendance générale à la baisse depuis les années 1950 puis une légère remontée à partir de 1998. Cette évolution observée dans le bassin versant du Chari-Logone est conforme à ce qui a été observé dans la plupart des travaux sur l'évolution de niveau du lac Tchad (Bader *et al.*, 2011; Lemoalle *et al.*, 2012; Bouchez *et al.*, 2016; Ndehedehe *et al.*, 2016) et le régime des précipitations de la sous-région de

l'Afrique (Hubert *et al.*, 1989; Mahé & Olivry, 1995; Paturol *et al.*, 1995; Vissin, 2007; Koumassi, 2014; Mahé *et al.*, 2013).

Compte tenu de la couverture temporelle des données de précipitation (à partir de 1960) et des données de débit mensuel couvrant les 7 sous-bassins versant de référence (jusqu'à 2007), nous avons choisi les périodes de référence suivantes (Figure 2.11) :

- ◇ Période humide P1 de 1960 à 1971, correspondant à des années successives représentées par des indices positifs : 8 sur 12 des années ont des indices supérieurs à 0.5 avec une moyenne de 1.07;
- ◇ Période intermédiaire P2 de 1972 à 1979, comprenant 8 années consécutives avec un indice moyen de 0.00. Elle est caractérisée par une instabilité dans l'évolution de l'hydrométrie ;
- ◇ Période sèche P3 de 1982 à 1997, représentée par des indices globalement négatifs (13 sur 16 des années ont des indices inférieurs à -0.5 avec une moyenne de -1.03) ;
- ◇ Période intermédiaire P4 de 1998 à 2007, peut être considérée comme une période intermédiaire de 10 ans avec un indice moyen de -0.33. Les indices sont répartis de façon équilibrée de part et d'autre du zéro de l'axe des abscisses.

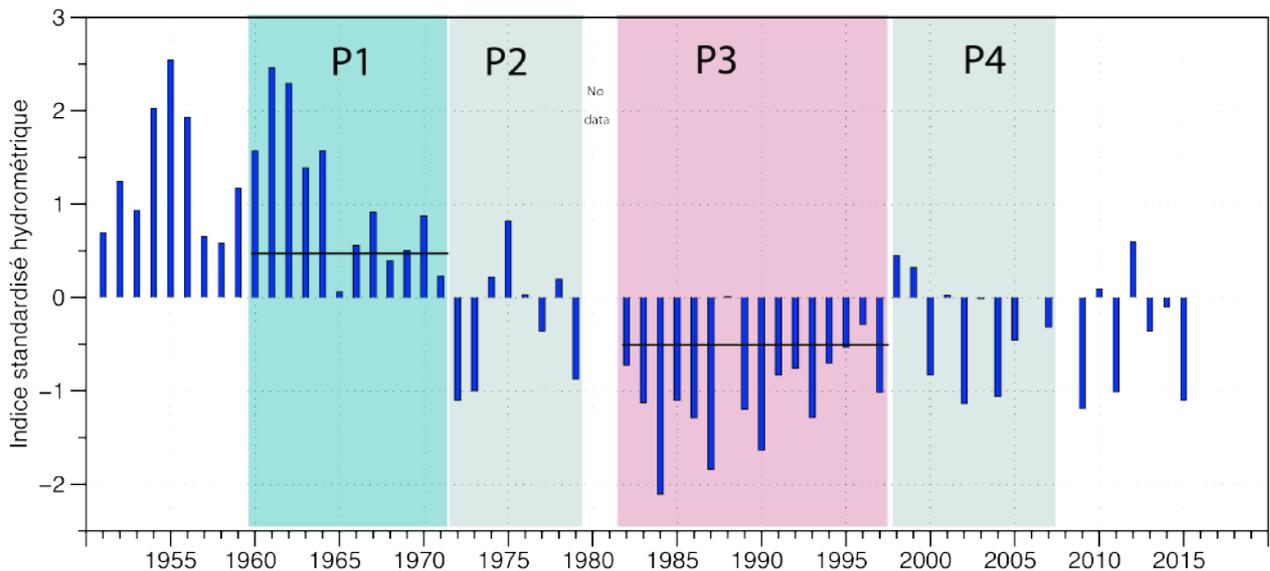


Figure 2.11. Indices standardisés hydrométriques de la rivière Chari-Logone à N'Djamena Tp. Les valeurs moyennes annuelles sont calculées à partir de l'année hydrologique (de mai à avril) et non sur l'année civile.

L'analyse des indices hydrométriques de chacun des sous-bassins est conforme à ce qui a été observé sur l'ensemble du bassin du Chari-Logone (Figure 2.12). Les indices standardisés ont également été calculés pour les précipitations, en tenant compte de la moyenne des 11 stations disponibles (Figure 2.13) et de chaque station individuellement (Figure 2.14). On peut constater que les contrastes entre les différentes périodes, bien que moins prononcés, sont conformes avec ce qui est défini à partir des débits, tout en présentant de plus grandes disparités entre les stations.

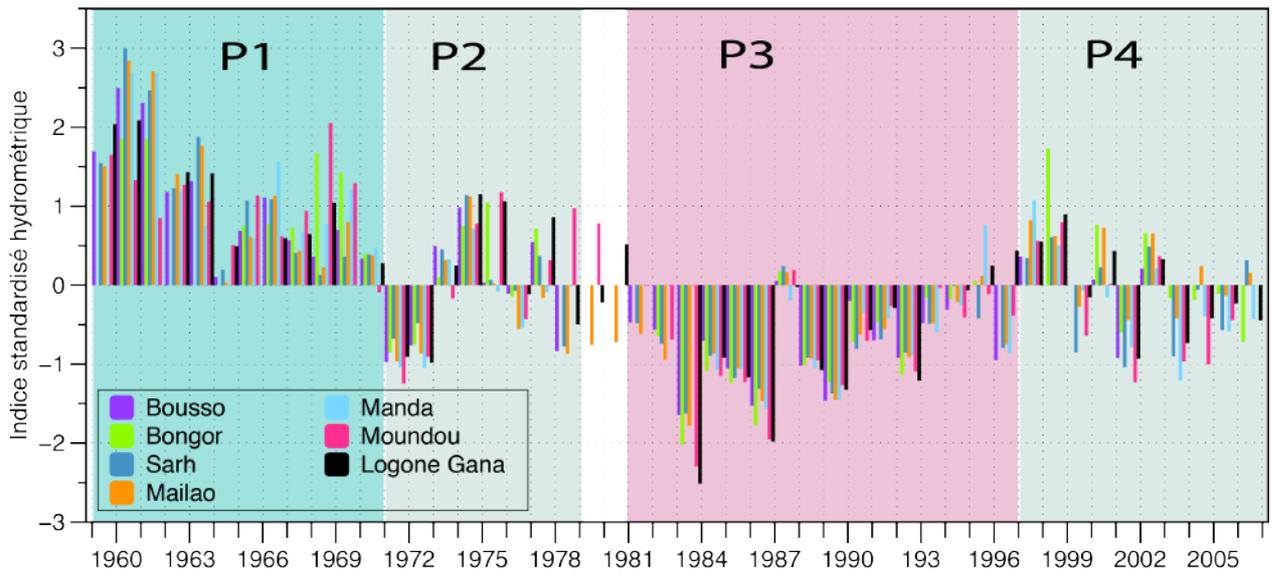


Figure 2.12. Indices standardisés hydrométriques de 7 stations des bassins du Chari-Logone

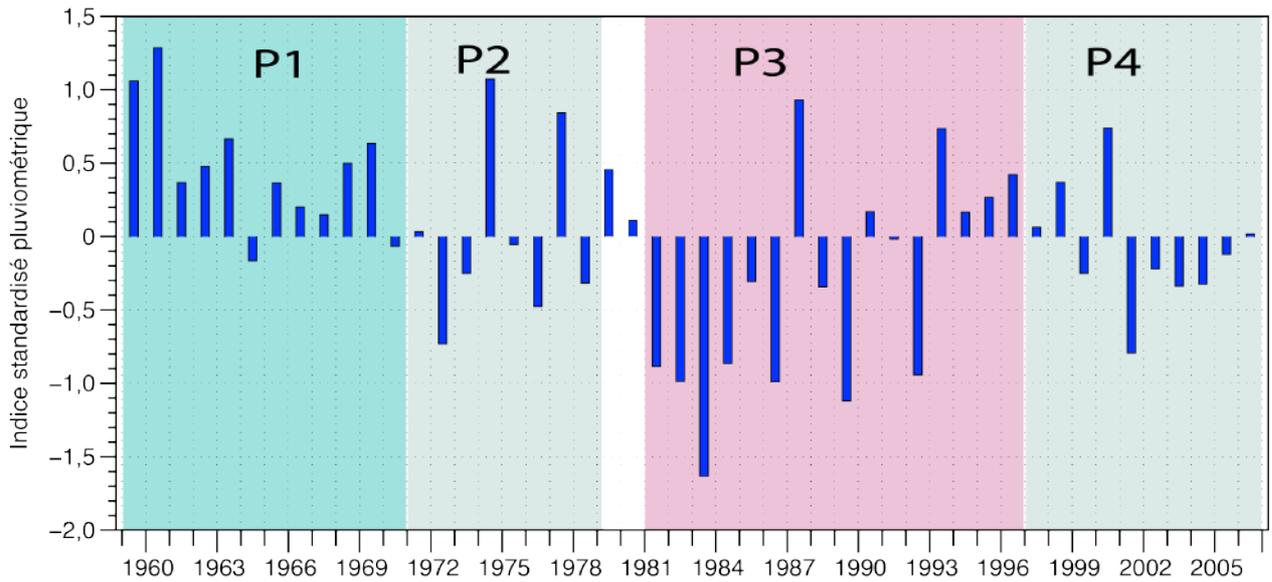


Figure 2.13. Indice standardisé pluviométrique moyen des 11 stations du bassin du Chari-Logone considérées dans cette étude.

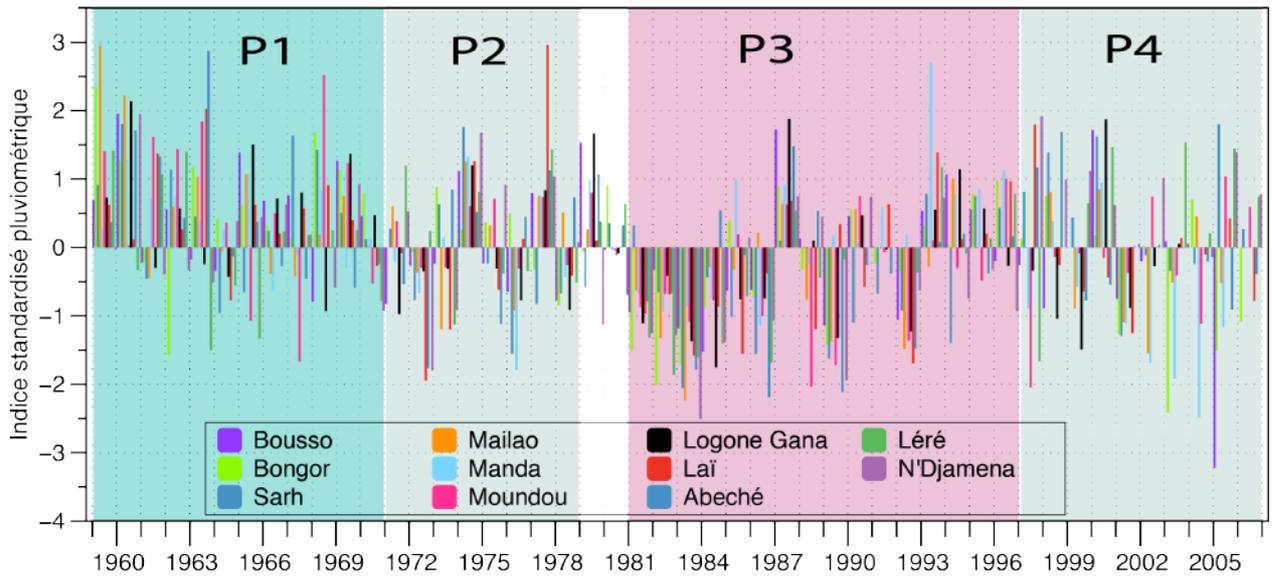


Figure 2.14. Indices standardisés pluviométriques des 11 stations du bassin du Chari-Logone. Les valeurs moyennes annuelles sont calculées sur l'année hydrologique (de mai à avril).

Il est intéressant de mettre en parallèle les périodes de référence définies sur la base du débit du Chari-Logone avec les variations du lac Tchad (Figure 2.15) et ses différents états décrits par Bader *et al.* (2011) et Lemoalle *et al.* (2012). Cette étude sur la variabilité du lac Tchad au cours du temps a montré que pendant la décennie précédant 1956, le lac est à l'état « Grand Tchad », et possède une sortie d'eau vers le Bahr El Ghazel (altitude >282,3m). C'est une période très « humide ». A partir de 1957, le lac Tchad commence à se rétrécir et son exutoire vers le Bahr El Ghazel n'est plus actif. Entre 1957 et 1970, le lac Tchad est défini comme Tchad « normal », avec un niveau qui varie entre 282,3 et 279m. A partir de 1973, le lac Tchad alterne entre des états « petit » et « petit sec », avec un niveau variant entre 279 et 275,2m. La période 1980 à 1994 est considérée comme une période de sécheresse avec des années où la cuvette nord du lac est complètement asséchée. Il remonte ensuite légèrement à partir de 1998.

En résumé, pendant la période humide couvrant les années 1960-1971, le lac se comportait comme un grand ou un lac normal (son niveau moyen est de 282,43 m). Inversement pendant les sécheresses successives des années 1982 à 1997, le lac se comportait comme un petit ou un petit sec (son niveau moyen est de 278,91m).

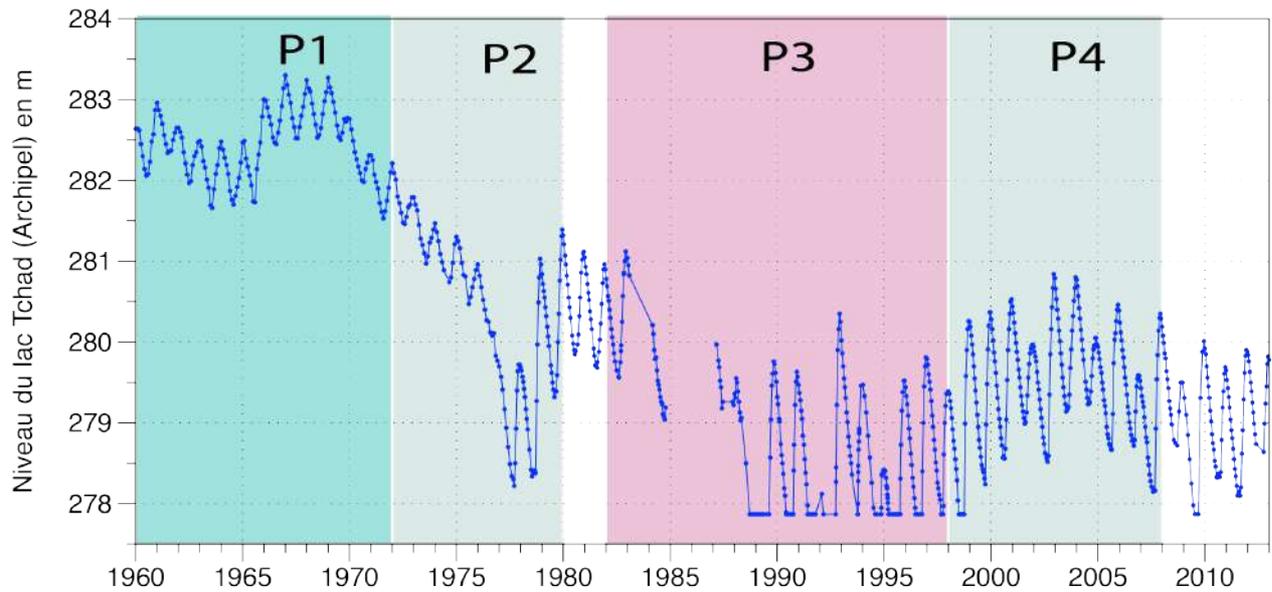


Figure 2.15. Variation du niveau du lac Tchad de 1960-2012 dans la partie « archipel » (Station de Bol) (Bader *et al.*, 2011 ; Bouchez *et al.*, 2016).

### 2.2.3. Estimation des précipitations par sous bassins pour 1960-2015

La connaissance de la répartition spatiale des précipitations est nécessaire pour établir les bilans hydrologiques de chaque sous-bassin. Les données des monographies de Billon *et al.* (1974) et Cabot (1965) couvrant la période 1940-1960 ont été utilisées pour déterminer la répartition spatiale de la pluviométrie moyenne annuelle. Il n'existe pas en effet de jeu de données couvrant une période plus récente avec une couverture spatiale suffisante pour réaliser une interpolation spatiale satisfaisante. Les précipitations moyennes par sous bassin sont déterminées à partir de la carte interpolée (Cf partie résultat). On fait ensuite l'hypothèse d'une répartition spatiale stable dans le temps et on considère que les précipitations moyennes par sous bassin varient conjointement. Les séries temporelles des stations disponibles sont alors utilisées pour caractériser les variations de précipitation.

#### 2.2.3.1. Spatialisation des précipitations

Nous décrivons dans les lignes qui suivent la méthode d'obtention des précipitations spatialisées sur le bassin du Chari-Logone. Une interpolation par krigeage est réalisée à partir des moyennes pluviométriques annuelles.

### 2.2.3.1.1. Données utilisées pour la spatialisation des précipitations

Les monographies sur le Chari (Billon et *al.*, 1974) et le Logone (Cabot, 1965) possèdent des données pluviométriques réparties sur l'ensemble de 4 pays que couvre le bassin du Chari-Logone avec une bonne couverture spatiale (Figure 2.16).

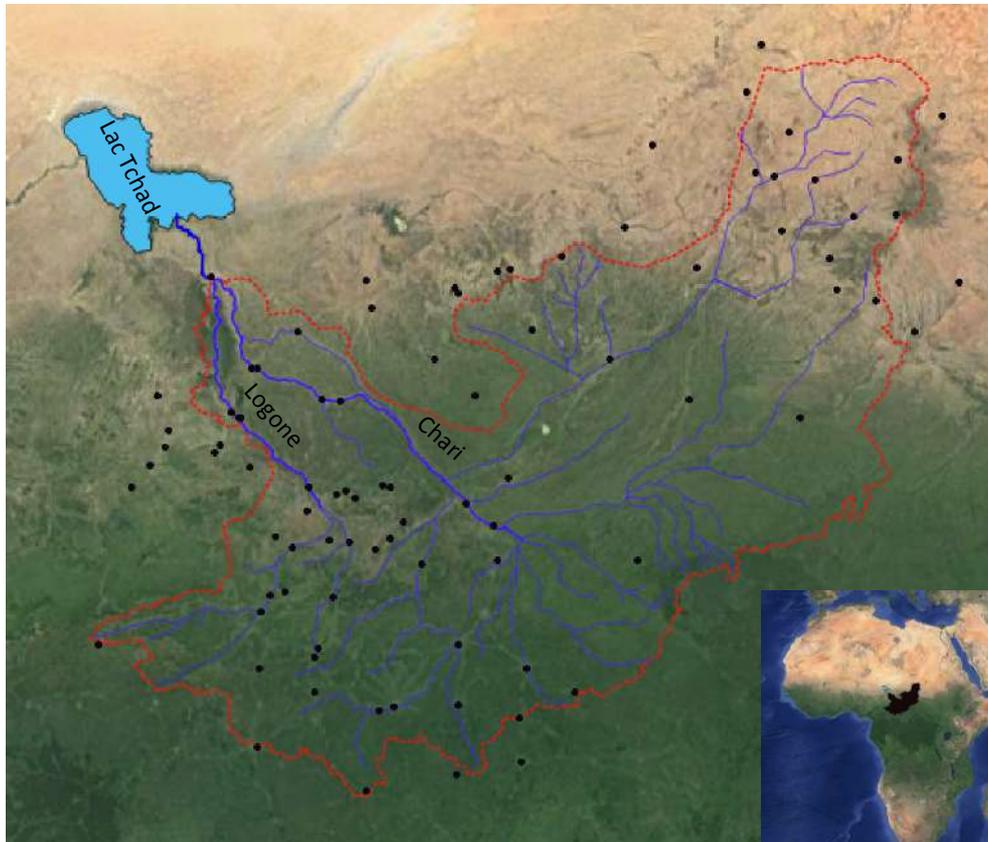


Figure 2.16. Localisation (points noirs) de stations pluviométriques issues des deux monographies du Chari (Billon et *al.*, 1974) et du Logone (Cabot, 1965). La ligne rouge est le contour du bassin du Chari-Logone.

### 2.2.3.1.2. Méthode de l'interpolation par krigeage

Le krigeage est un processus par lequel une grandeur, ici les précipitations, est interpolée à partir d'un jeu de données  $(x, y, z)$  distribuées de manière aléatoire. Il se base sur la moyenne d'une estimation locale dans laquelle chaque estimé est une moyenne pondérée des valeurs observées dans le voisinage. Le résultat de l'interpolation fournit une donnée structurée appelée « grille ».

Largement utilisée (Woodley et *al.*, 1980; Chong et *al.*, 1987), la méthode de l'interpolation par krigeage permet de caractériser la répartition et la variabilité des champs de pluie et quantifier l'erreur d'estimation des moyennes surfaciques. Son avantage est de fournir à la fois la meilleure estimation de la pluie en tout point et l'incertitude associée à l'estimation. Cette méthode se base sur la Théorie des Variables Régionalisées. Cette théorie est issue de la Théorie des Fonctions Aléatoires (Matheron,

1966), utilisée pour résoudre des problèmes d'estimation des données en prenant en compte la structure spatiale des variables à traiter.

Le semi-variogramme est couramment utilisé pour analyser la dépendance de l'inter-distance des observations spatiales (Ruelle et *al.*, 1986). Il permet de déterminer si la distribution du ou des paramètres étudiés est régionalisée, aléatoire ou périodique. Un variogramme se caractérise par les paramètres suivants : la pépité, la portée et le palier (Figure 2.17). Il est nécessaire de tracer et d'étudier le variogramme car son allure permet de mettre en évidence trois caractéristiques principales (Smith et *al.*, 1993) :

- ◇ **Effet de pépité** : Variation à très courte échelle, erreurs de localisation, erreurs d'analyse et précision analytique. Il peut être induit soit par les erreurs de mesure supposées aléatoires et non régionalisées, soit par l'existence d'une variabilité spatiale définie sur une distance plus faible que la plus petite classe de distance prise en compte dans le variogramme.
- ◇ **Portée** : Distance où deux observations ne se ressemblent plus du tout en moyenne, et ne sont plus liées (covariance nulle) linéairement. À cette distance, la valeur du variogramme correspond à la variance de la variable aléatoire. La portée permet de fixer l'intervalle optimal d'échantillonnage puisque les échantillons prélevés à une distance inférieure à la portée sont spatialement dépendants (Ruelle et *al.*, 1986). On voit que lorsque la portée est atteinte, il n'y a plus de covariance entre les variables aléatoires.
- ◇ **Palier** : Le palier est caractérisé par l'atteinte d'un plateau où la semi-variance des données devient constante avec l'évolution de distance inter-échantillon. Pour se replacer dans les conditions de l'hypothèse intrinsèque, il est alors nécessaire de filtrer la relation entre la fonction aléatoire et les coordonnées  $x$  calculées par des régressions linéaires ou quadratiques. L'analyse de la structure peut être reprise sur les résidus de la dérive ainsi calculée (Goovaerts, 2000; Snepvangers et *al.*, 2003).

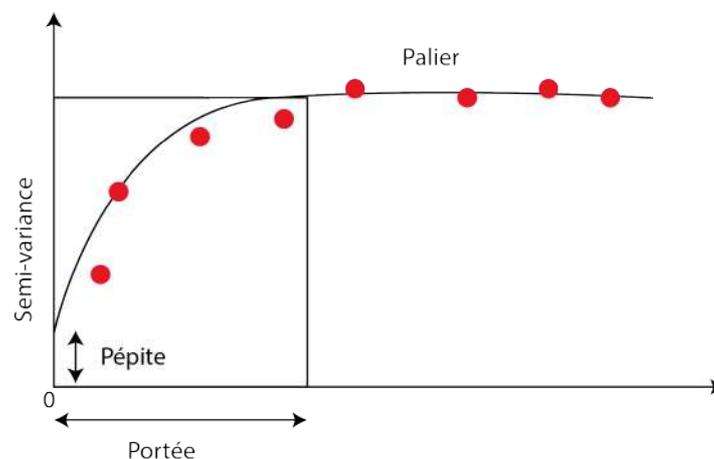


Figure 2.17. Semi-variogramme théorique (modèle sphérique).

L'interpolation par krigeage des données de précipitations à partir des stations de mesures pluviométriques est réalisée en utilisant le logiciel « R ». Les bibliothèques (packages) utilisées sont : *gstat*, *sp*, *rcpp*, *plyr*, *reshape*, *automap*, *circular*, *MASS*, *geoR*, *Metrics*, *rgdal*, *lattice*, *maptools*, *raster* et *latticeExtra*.

### 2.2.3.2. Précipitations moyennes par sous bassin et pour chaque période de référence

Les étapes utilisées pour la reconstitution des précipitations spatio-temporelles à long terme sont :

- ◇ la pluviométrie spatiale moyenne pour chaque sous bassin  $i$  ( $P_{i,monog}$ ) est déterminée pour la période 1940-1960 à partir de la carte krigée ;
- ◇ Ensuite, en supposant que cette répartition spatiale est toujours la même, les variations temporelles sont déterminées à partir des 11 stations de précipitations qui, incluses dans les stations utilisées pour le krigeage, couvrent également la période 1960-2015 (DGMN). Les précipitations moyennes d'une année « a » sont comparées à la période 1940-1960 à partir d'un coefficient  $k_a$  défini comme suit :

$$k_a = \frac{P_a}{P_{MONOG}}$$

Où  $P_a$  correspond à la moyenne des 11 valeurs de précipitation annuelle pour l'année a, et  $P_{MONOG}$  correspond à la moyenne des 11 valeurs de précipitation interannuelle pour la période 1940-1960 tirées des monographies du Chari et du Logone.

- Les précipitations spatialisées pour chaque sous bassin  $i$  et pour chaque année a sont ensuite calculées ainsi :

$$P_{i,a} = k_a * P_{i,monog}$$

Ainsi nous avons reconstitué les précipitations moyennes annuelles du Chari Logone et des sept sous-bassins de 1960 à 2015.

### 2.2.4. Bilan hydrologique des sous-bassins versants

Le bilan hydrologique annuel d'un système peut s'écrire de la manière suivante (Figure 2.18) :

$$P - ET = R + I$$

avec P les précipitations, R le runoff ou lame d'eau écoulée, ET l'évapotranspiration et I la part de la recharge de la nappe qui n'est pas restituée au runoff sous forme de débit de base dans le domaine spatial considéré. Tous les termes sont en m/an.

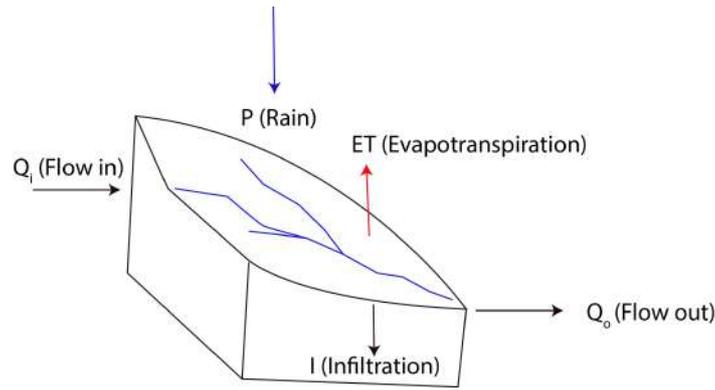


Figure 2.18. Bloc schématique montrant le bilan d'un cycle hydrologique.

Le runoff est déterminé comme suit :

$$R = \Delta Q / A$$

où  $A$  est la superficie du sous bassin versant considéré ( $m^2$ ) et  $\Delta Q = Q_{out} - \Sigma Q_{in}$  le débit net produit sur le sous bassin versant ( $m^3/an$ ) estimé à partir de la différence entre le débit à l'exutoire ( $Q_{out}$ ) et l'ensemble des flux entrant ( $\Sigma Q_{in}$ ).

Pour les sous-bassins amont,  $\Delta Q = Q_{out}$ , tandis que pour les sous-bassins intermédiaires, qui reçoivent déjà un écoulement en provenance de l'amont, la valeur de  $\Delta Q$  (et donc de  $R$ ) peut être négative. On définit également le déficit d'écoulement  $ETI = P - R$  qui correspond à la somme des pertes par évapotranspiration et infiltration ( $ETI$  en mm).

Il est important de souligner que les valeurs de  $\Delta Q$  comportent des incertitudes qui dépendent du nombre de stations utilisées. Les incertitudes estimées sur les débits des stations individuelles (Tableau 2.5) ont été propagées afin d'estimer l'incertitude sur les bilans de chaque sous-bassin. Les sous-bassins pour lesquels plusieurs stations ont été utilisées sont détaillés ci-dessous :

$$\Delta Q_{Bahr\ Salamat} = Q_{Bouso} - Q_{Sarh} - Q_{Manda} ;$$

$$\Delta Q_{Massenya} = Q_{Mailao} - Q_{Bouso} ;$$

$$\Delta Q_{Bassin\ intermediaire\ Logone\ (Lai)} = Q_{Bongor} - Q_{Moundou} ;$$

$$\Delta Q_{Yaéré} = Q_{Logone\ Gana} - Q_{Bongor}$$

Les incertitudes sur les valeurs des débits de ces bassins intermédiaires ont été calculées de la manière suivante :

$$\sigma_{Salamat} = \sqrt{\sigma_{Bouso}^2 + \sigma_{Sarh}^2 + \sigma_{Manda}^2}$$

$$\sigma_{Massenya} = \sqrt{\sigma_{Mailao}^2 + \sigma_{Bouso}^2}$$

$$\sigma_{Lai} = \sqrt{\sigma_{Bongor}^2 + \sigma_{Moundou}^2}$$

$$\sigma_{Yaéré} = \sqrt{\sigma_{Logone\ Gana}^2 + \sigma_{Bongor}^2}$$

## 2.3. Résultats et Discussions

### 2.3.1. Interpolation par krigeage des précipitations

#### 2.3.1.1. Semi variogramme

Les semi variogrammes construits avec des données brutes ne présentent aucun palier de variance (Figure 2.19). Lorsqu'aucun palier n'est identifiable, il est recommandé de travailler sur les résidus (Goovaerts, 2000; Snepvangers *et al.*, 2003), qui représentent l'écart entre la variable et une surface, par exemple un plan déterminé par l'ajustement des données considérées par la méthode des moindres carrés (Séraphin, 2016). Ainsi, cette méthode permet de soustraire les tendances linéaires des données pluviométriques qui résultent des effets latitudinaux ou continentaux, pour interpréter uniquement les écarts locaux de la pluviométrie.

Pour l'analyse de l'anisotropie de la répartition pluviométrique, nous avons établi les variogrammes directionnels (Figure 2.19) selon les quatre directions (0°, 45°, 90° et 135°).

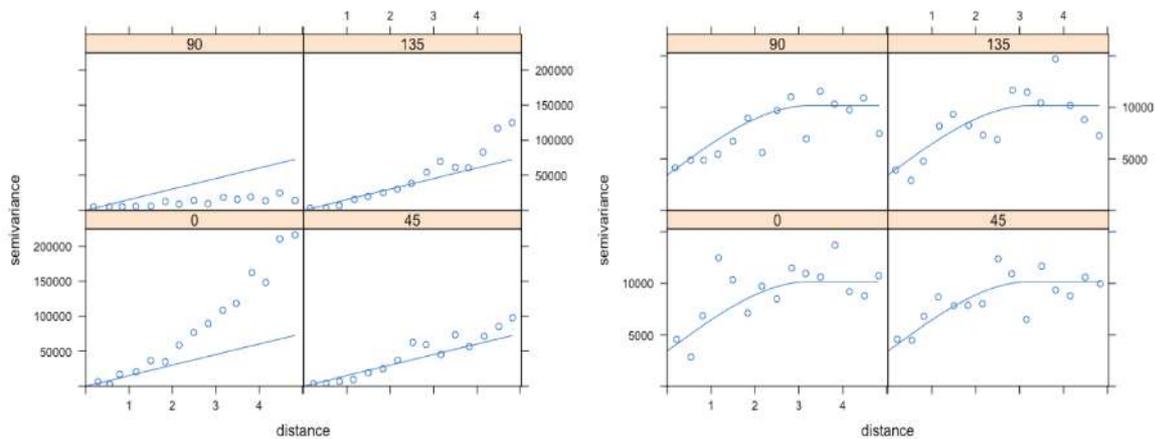


Figure 2.19. Semi variogrammes des données brutes (figure de gauche) et des résidus (figure de droite) dans les quatre directions (0, 45, 90 et 135°) réalisés avec un modèle sphérique.

L'examen de la surface variographique des résidus obtenus à partir des données des pluies montre du palier (Figure 2.19) permettant ainsi d'ajuster des modèles variographiques classiques. Les modèles et les paramètres utilisés sont consignés dans le tableau 2.7.

Tableau 2.7. Paramètres du calage et les modèles des semi variogrammes.

<b>Paramètre</b>	<b>Caractéristiques</b>
Modèle	Sphérique
Seuil	7800
Portée	3
Effet pepite	3500
Variance	10550.15

### 2.3.1.2. Précipitations moyennes sur le bassin du Chari-Logone

L'interpolation est faite sur quatre-vingt-neuf stations pluviométriques, et le maillage choisi est d'une grille régulière d'un pas de 0,1°. L'analyse de la figure 2.20 montre que la distribution des pluies moyennes interannuelles se fait principalement suivant un gradient sud – nord typique de la région soudano-sahélienne. Les plus fortes valeurs sont toujours enregistrées aux extrémités sud-ouest correspondant au sens d'entrée du flux de mousson dans le bassin, avec probablement un léger effet orographique. On passe ainsi progressivement des régions soudaniennes, plus humides du Sud-Ouest (1600 à 800 mm) aux régions sahéliennes, faiblement arrosées du Nord-Est (entre 800 et 200 mm).

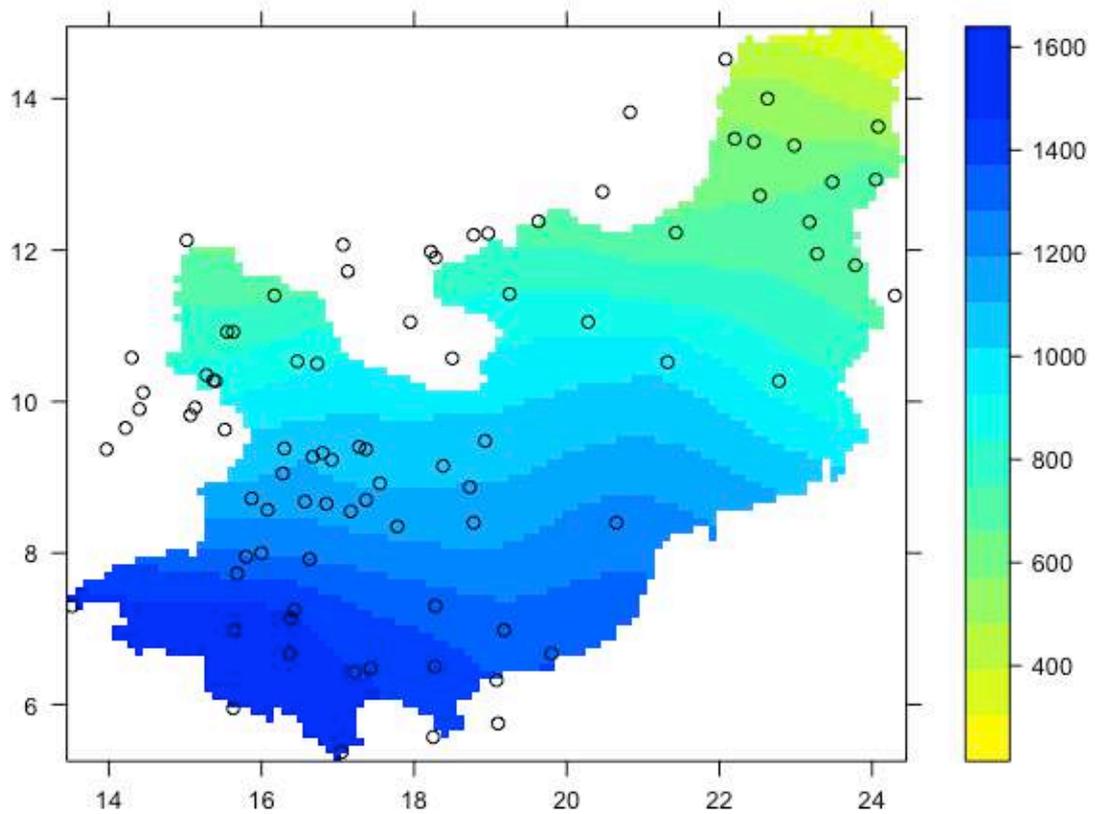


Figure 2.20. Distribution spatiale des précipitations moyennes pour la période 1940-1960 dans le bassin du Chari-Logone et localisation des 89 stations pluviométriques utilisées (Données tirées des monographies du Chari (Cabot, 1965) et du Logone Billon et *al.* (1974)).

### 2.3.1.3. Comparaison avec les données du CRU

Les précipitations spatio-temporelles obtenues pour ce travail et celles du CRU sont relativement comparables (Figure 2.21), excepté à partir des années 50 pour lesquelles les données de précipitation sont plus rares. Cette rareté après 1980 entraîne des incertitudes importantes sur l'estimation des précipitations spatialisées, à la fois avec les données CRU et à partir de la méthode appliquée dans ce travail.

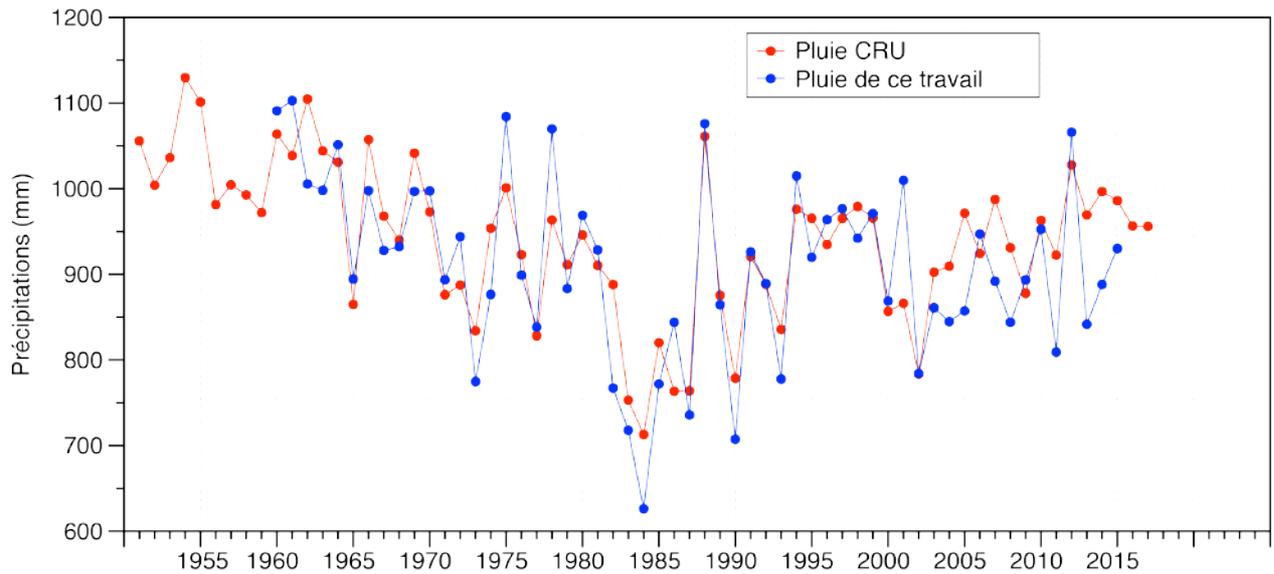


Figure 2.21. Comparaison des précipitations spatialisées sur le bassin du Chari-Logone obtenues par le CRU et cette étude.

### 2.3.2. Bilan global moyen de 1960-2007 et rôle des sous bassins

Le débit moyen du Chari-Logone ne représente que 5% des précipitations sur son bassin versant. Toutefois, l'analyse des lames d'eau écoulées au sein des différents sous-bassins versant montre que ce bilan hydrologique présente des contrastes spatiaux particulièrement marqués (Figure 2.22). L'ensemble des bilans hydrologiques moyens, et leurs incertitudes associées, sont présentés dans les tableaux 2.8 et 2.9.

Tableau 2.8. Bilan hydrique global du Chari-Logone pour les bassins amonts et totaux, pour la période 1960-2007.

BV	Période (1960-2007)			
	P (mm)	Q (m <sup>3</sup> /s)	R (mm)	R/P
Chari-Logone entier (N'Djamena TP)	912	834	43	0.047
Chari entier (Maïlao)	918	578	36	0.039
Chari amont (Sarh)	960	177	29	0.03
Bahr Sara (Manda)	1236	342	135	0.109
Logone entier (Logone Gana)	1079	293	104	0.096
Logone amont (Moundou)	1258	319	305	0.242

Tableau 2.9. Bilan hydrique global du Chari-Logone pour les bassins intermédiaires, pour la période 1960-2007.

BV intermédiaire	Période (1960-2007)		
	P (mm)	$\Delta Q$ (m <sup>3</sup> /s)	R (mm)
Bassin de Bahr Salamat	688	66±140	10
Bassin de Massenya	800	-7±121	-6
Bassin intermédiaire du Logone (Laï)	1086	101±90	84
Bassin des Yaérés	765	-127±102	-200

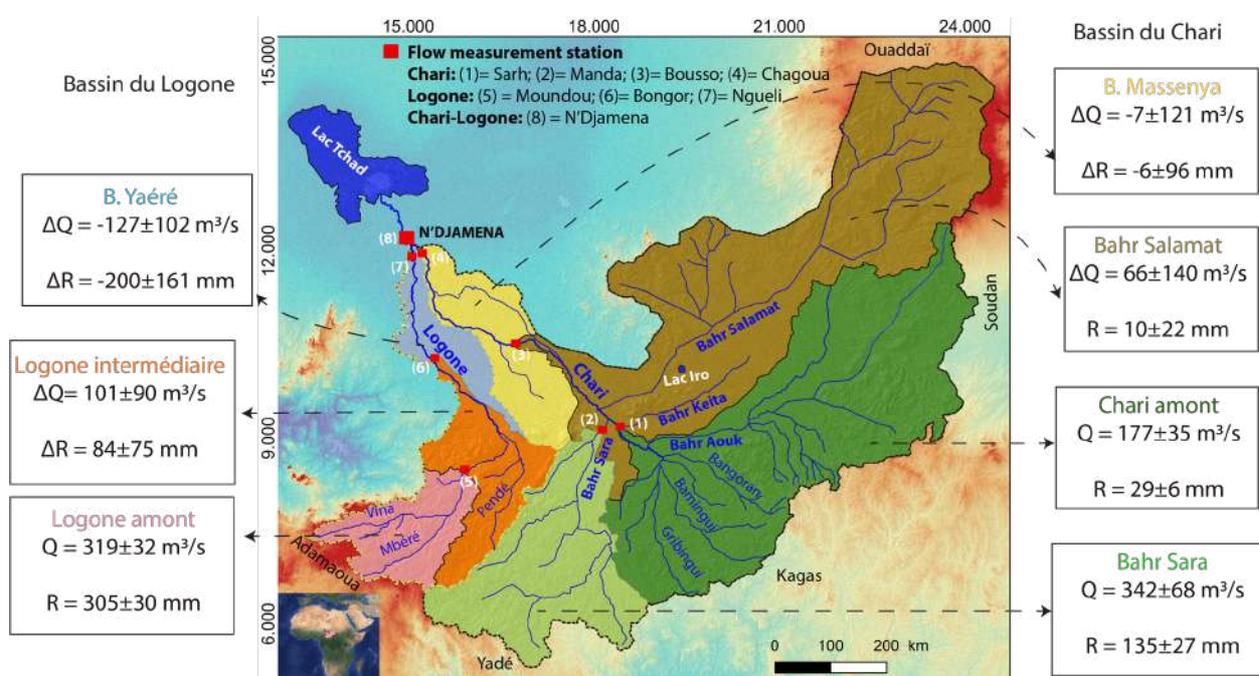


Figure 2.22. Évolution des lames d'eau moyennes interannuelles de chacun des sous bassins du Chari pour la période 1960-2007.

Au sein du fleuve Logone, les contrastes sont très importants. Avec un coefficient d'écoulement globalement plus élevé (10%) que celui du Chari-Logone (5%), le Logone contribue à une proportion importante (35%) des écoulements du Chari-Logone bien que sa superficie ne représente que 15% de la superficie totale du bassin. Le sous bassin du Logone le plus en amont est le plus productif de l'ensemble du secteur étudié, avec un coefficient d'écoulement de 24%. Le débit du Logone est entièrement acquis dans ce sous bassin amont. Plus en aval, les apports du bassin intermédiaire du Logone (Laï) sont largement compensés par le déficit observé dans la zone d'inondation des Yaérés.

Pour le fleuve Chari, le sous bassin drainé par la station « Sahr », qui englobe la région source du Chari et la partie amont du fleuve éponyme, contribue pour 31% au débit du Chari, avec un très faible coefficient d'écoulement (3%), tandis que le Bahr Sara, plus au

sud, fourni 60% du débit du Chari. Plus en aval, le Chari est très faiblement alimenté par les écoulements du Bahr Salamat, cohérent avec le fait que les écoulements de cette rivière sont intermittents. Aucune station de mesure ne permettant de les jauger avec précision, leur estimation est donc indirecte et associée à une très forte incertitude. Cette faible contribution s'explique par sa situation dans la bande sahélienne, ainsi que par la présence de nombreuses plaines inondables (Figure 1.12), qui entraînent très probablement des pertes importantes par évaporation. Enfin, en aval de Bousso, le Chari ne gagne plus d'eau, et le sous bassin correspondant à la plaine de Massenya présente un bilan moyen légèrement négatif, bien que lui aussi assorti d'une incertitude considérable. La comparaison du régime hydrologique moyen du Chari et du Logone (Figure 2.23) montre que si le maximum de la crue se produit en octobre dans les deux cas, la montée des eaux est plus rapide pour le Logone, tandis que la décrue est synchrone pour les deux fleuves. Le Logone a donc une saisonnalité tamponnée que le Chari.

Il est intéressant de noter qu'il y a une différence importante de lame d'eau écoulée entre les sous-bassins voisins du Bahr Sara et du Logone amont. Cette différence ne peut pas être attribuée au climat puisque les précipitations annuelles sont similaires. Les coefficients d'écoulement sont très différents : 11 et 24% pour le Bahr Sara et le Logone amont respectivement. Cette différence pourrait s'expliquer par le contexte géologique : Moundou est constitué d'environ 90% de socle, tandis que Manda est partagé entre socle et l'affleurement du Continental Terminal CT (26% de la surface de ce sous-bassin correspond au CT) (Figure 1.3). Il est donc possible qu'il y ait une recharge du CT, qui puisse expliquer la valeur plus basse de lame d'eau écoulée si cette recharge n'alimente pas le sous bassin.

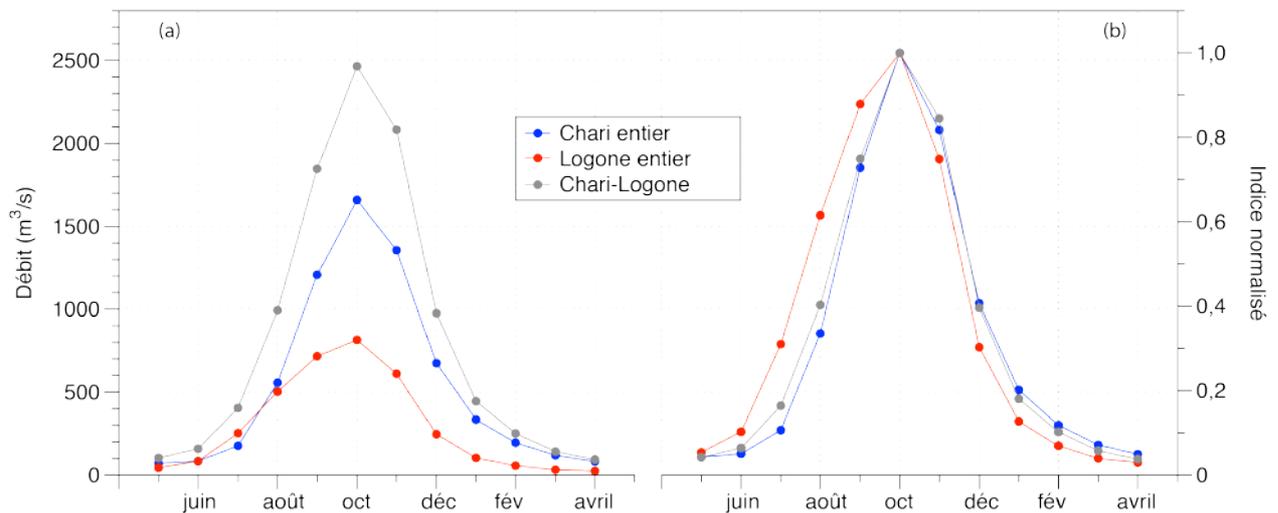


Figure 2.23. Régime hydrologique moyen du Chari-Logone et de ses deux principaux affluents, le Chari et le Logone ; a) en  $m^3/s$  et b) en débit normalisé ( $Q/Q_{max}$ ).

Pendant le maximum de crue, le Chari et le Logone envahissent la dépression de Massenya, entre Bousso et Bongor en passant par le lit de Ba-illi qui alimente le grand Yaéré (Figure 1.12). Les pertes subies par le Logone dans les plaines d'inondation des

Yaérés sont probablement dues majoritairement à l'évaporation et à un peu d'infiltration. Elles ne sont pas proportionnelles à la surface drainée car l'écoulement est concentré dans le lit des rivières Chari et Logone surtout pendant la saison sèche. Toutefois, rapportées à la superficie totale du sous-bassin, elles représentent un bilan négatif de 127mm/an, soit P-R de 965 mm/an (Figure 2.24). Une analyse plus fine des taux d'évaporation et d'infiltration dans les Yaéré pourrait être réalisée à partir d'une estimation fine des superficies inondées et de leurs variations saisonnières, mais la variation interannuelle des secteurs inondés est grande, et rend difficile une analyse sur la période considérée.

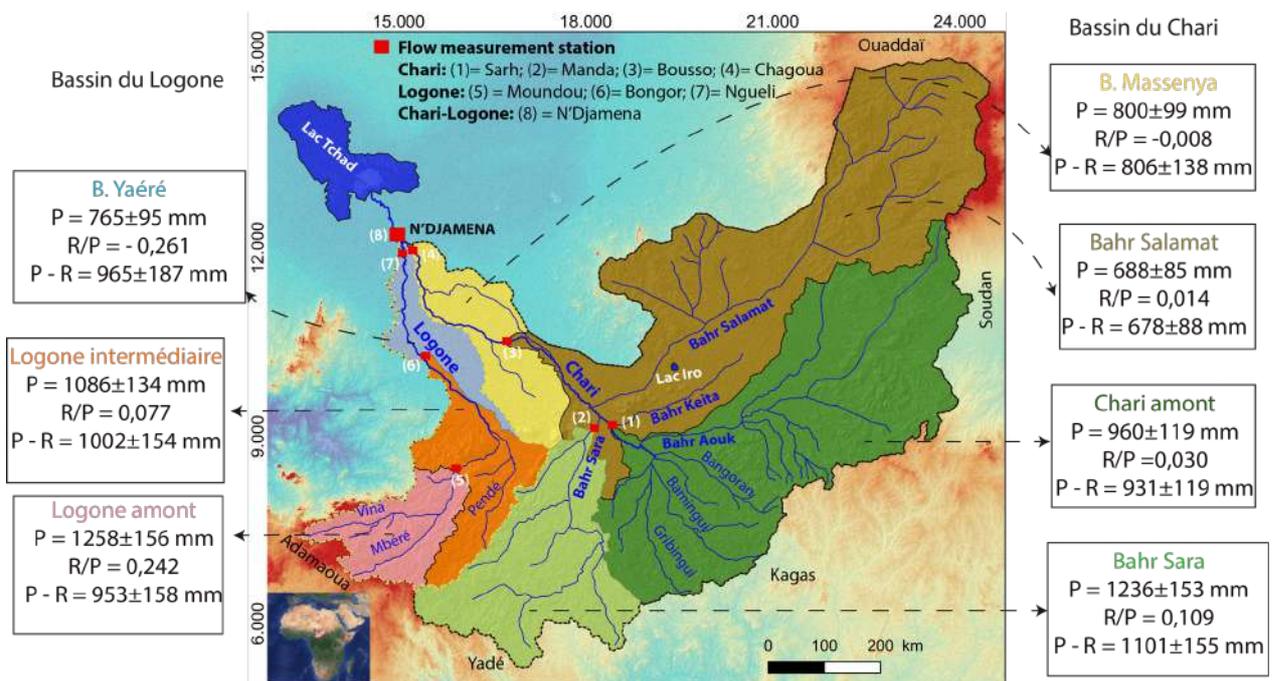


Figure 2.24. Évolution des termes du bilan hydrologique global moyen interannuel de chacun des sous bassins du Chari-Logone pour la période 1960-2007.

### 2.3.3. Comparaison des bilans hydriques entre les périodes humides et sèches

Pendant la période humide, le bassin global du Chari-Logone fournit 1243 m<sup>3</sup>/s soit 64 mm en lame d'eau écoulee avec un coefficient de runoff de 0.06. Par contre, pendant la période sèche, il ne fournit que 563 m<sup>3</sup>/s soit 29 mm en lame d'eau écoulee avec un coefficient de runoff de 0.034 (Tableau 2.10).

Une différence de 75% est donc observée entre les débits moyens des périodes humide et sèche ( $\Delta Q/\bar{Q} = 0.75$ ). Cette différence ( $\Delta Q = 680$  m<sup>3</sup>/s) représente une perte de 21 km<sup>3</sup>/an. Elle est considérablement plus grande que la différence de précipitation associée ( $\Delta P/\bar{P} = 0.155$ ). La variation de précipitation est donc amplifiée d'un facteur 4.85 dans la réponse des écoulements, donc significativement plus important que le facteur 3 proposé

par Lemoalle et *al.* (2012). Cette amplification est caractérisée par la définition du coefficient d'élasticité (Sankarasubramanian *et al.*, 2001, Chiew, 2006):

$$\varepsilon = \frac{\frac{\Delta R}{\bar{R}}}{\frac{\Delta P}{\bar{P}}}$$

La comparaison des différents sous-bassins amonts montre que le sous bassin du Logone amont, le plus productif en termes de coefficient d'écoulement, est le moins sensible ( $\varepsilon=3.0$ ), tandis que le bassin du Chari amont, moins productif, est le plus sensible ( $\varepsilon=6.4$ ). Le sous bassin du Bahr Sara se place en position intermédiaire ( $\varepsilon=4.4$ ).

La propagation de ces sensibilités des secteurs amont au Chari-Logone dans son ensemble est liée aux contributions des sous-bassins au débit total du Chari-Logone. Pour le Logone, c'est le sous bassin amont qui fournit l'intégralité du débit, et qui contrôle la sensibilité du fleuve Logone à son embouchure avec le Chari ( $\varepsilon = 3.0$ ). Les contributions des deux secteurs aval (sous-bassins du Logone intermédiaire et des Yaéré) se compensent et n'ajoutent pas à la sensibilité du système. En effet, si la contribution du Logone intermédiaire a diminué durant la période sèche, cette diminution est largement compensée par le bilan moins négatif des Yaéré, qui s'explique probablement par une moins grande extension des surfaces inondées soumises à l'évaporation et à l'infiltration. Au sein du fleuve Chari ( $\varepsilon = 5.6$  pour le Chari entier), ce sont les sensibilités du Chari amont et du Bahr Sara qui se combinent pour contrôler la forte sensibilité de cette rivière. Les deux bassins aval, Bahr Salamat et Massenya ne contribuent pas suffisamment à l'écoulement pour avoir une influence sensible sur la sensibilité du Chari. Pour ces bassins avals, il est de plus impossible de déterminer avec robustesse leur sensibilité aux variations climatiques, car les incertitudes sur leur débit et runoff respectifs sont trop importantes. Le bassin du Bahr Salamat en particulier est intermittent et, si sa contribution semble avoir diminué (entre 49 et 17 m<sup>3</sup>/s entre les périodes humide et sèche), elle n'a que faiblement influencé la variation du débit global.

Tableau 2.10. Variation des bilans hydriques pour la période humide (1960-1971) et la période sèche (1982-1997) et estimation du coefficient d'élasticité  $\varepsilon$ .

BV	Periode humide (1960-1971)				Periode seche (1982-1997)				$\varepsilon$ (Periode humide-Période sèche)
	P (mm)	Q (m3/s)	R (mm)	R/P	P (mm)	Q (m3/s)	R (mm)	R/P	$\frac{\frac{\Delta R}{\bar{R}}}{\frac{\Delta P}{\bar{P}}}$
Chari-Logone total	994	1243	64	0,064	851	563	29	0,034	4,86
Chari entier	1000	898	56	0,056	856	361	22	0,026	5,62
Logone entier	1176	376	133	0,113	1006	233	83	0,083	2,97
Logone amont	1372	409	391	0,285	1174	253	242	0,206	3,03
Bahr Sara	1347	503	198	0,147	1153	245	97	0,084	4,41
Chari amont	1047	293	48	0,046	896	98	16	0,018	6,43

Les régimes saisonniers moyens du Chari-Logone montrent que la différence dans les lames d'eau annuelles s'explique par une crue plus intense, mais également plus longue pour la période humide que pour la période sèche (Figure 2.25). Cette différence de comportement s'observe à la fois pour le Chari et pour le Logone.

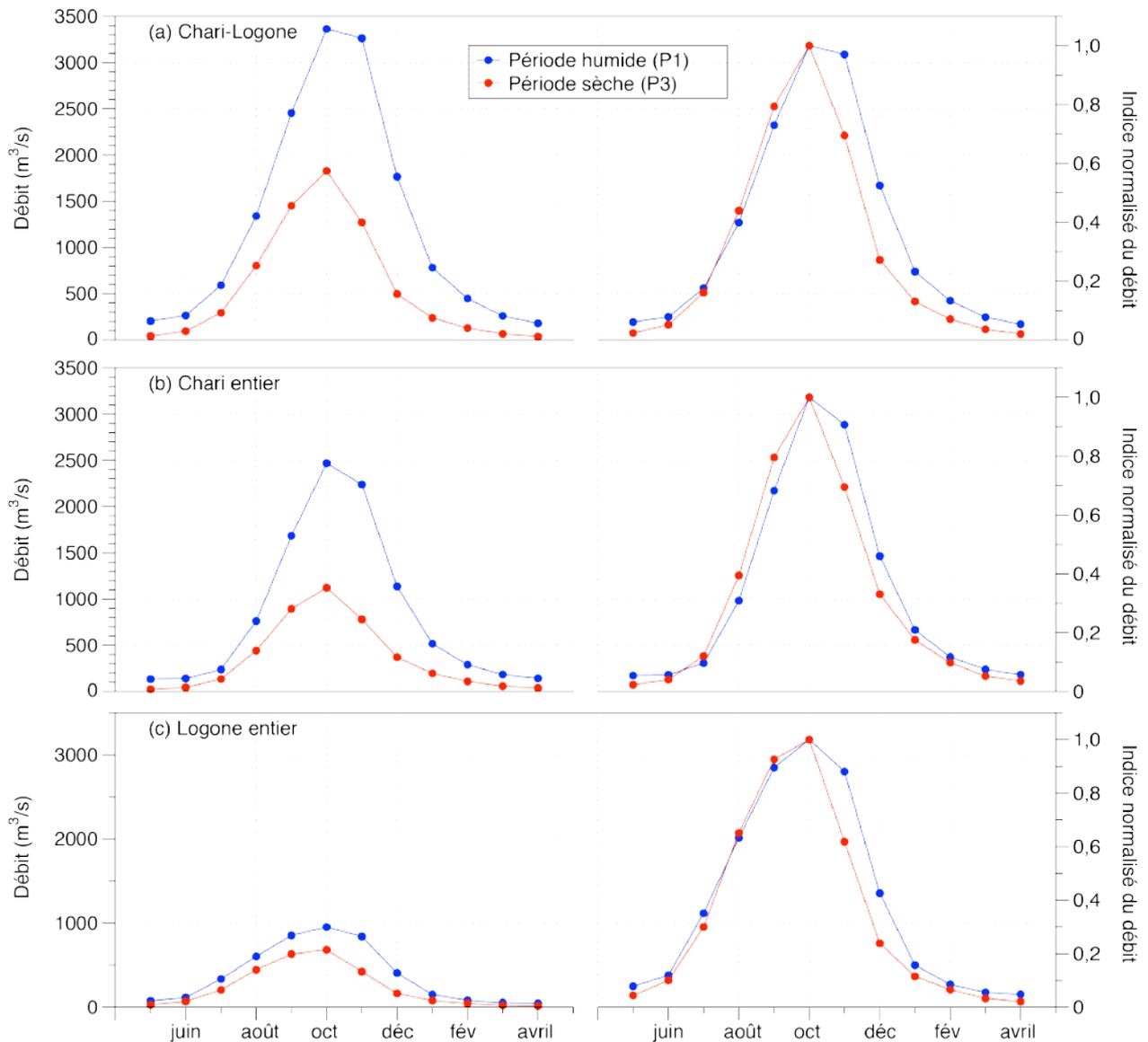


Figure 2.25. Régime hydrologique moyen des périodes humide (1960-1971) et sèche (1982-1997) pour le Chari-Logone (a), le Chari (b) et le Logone (c).

La délimitation des différents sous-bassins versants est soumise à des incertitudes. En effet, le très faible relief de la partie aval du bassin, et la formation de zones d'inondations saisonnières peuvent entraîner des échanges saisonniers entre sous-bassins lors des années humides. Pendant le maximum de crue, les eaux du Chari et du Logone peuvent aller dans la dépression de Massenya, entre Bousso et Bongor en passant par le lit de Bailli qui alimente le grand Yaéré. Par ailleurs, les premiers observateurs géographes (Tilho, 1928; Bouchardeau & Lefevre, 1957; Rodier, 1966) ont signalé qu'il y a un échange entre le bassin du Logone et celui de la Bénoué, c'est à dire une « capture d'eau » du Logone à la hauteur de Eré entre Laï et Bongor par le Mayo Kebbi, un affluent de la Benoué et sous affluent du Niger. Une évaluation de ces transferts (Rodier, 1966) a montré qu'ils se produisent essentiellement durant des fortes crues (par exemple en 1954), et que même

dans ce cas ils représentent moins de 10% de la lame d'eau annuelle du Logone. Dans les conditions hydrologiques de notre étude, ces transferts sont négligeables.

### **2.3.4. Comparaison des bilans hydriques pour les périodes climatiques dites intermédiaires**

La comparaison des deux périodes intermédiaires P2 et P4 montre des situations moyennes assez similaires, avec toutefois une différence de 2% et 4% respectivement pour les précipitations et les écoulements (Tableau 2.11). Dans les deux cas, il y a une variabilité interannuelle importante, avec alternance d'années très sèches et très humides (indices hydrologiques inférieurs à -0.5 et supérieurs à +0.5, Figure 2.11), mais la période P2 fait suite à une période très humide, qui influence potentiellement les stocks d'eau souterraine. Malgré cela, on ne constate pas de différence notable dans les écoulements, ni dans les régimes hydrologiques (Figure 2.26). Les régimes moyens mensuels interannuels du Chari-Logone des deux périodes évoluent de la même manière : la crue commence en juin et atteint son maximum en octobre, puis elle décroît dès novembre jusqu'avril où on observe l'étiage. Le régime hydrologique du système Chari-Logone n'a donc pas changé avant et après les années de sécheresse des années 80 et 90 (période P3).

Au sein du Chari-Logone, on observe une légère différence de contribution entre le Chari (+7%) et le Logone (-3%). Le sous bassin du Bahr Sara présente une différence légèrement positive, donc plutôt en cohérence avec celle du Chari entier. Toutefois, étant donné les questionnements évoqués ci-dessus sur la stabilité des courbes de tarage, notamment avant et après la période d'interruption des mesures en 1980-81, il n'est pas possible de s'appuyer sur ces faibles différences pour en déduire une variation robuste. En conclusion, les données hydro-climatiques ne montrent aucune évidence d'un impact anthropique qui entraînerait une diminution des écoulements ou une modification du régime hydrologique dans le bassin du Chari-Logone entre 1972 et 2007. Ces données contredisent donc les études récemment publiées par Zhu et al. (2019) qui ont évalué la perte d'eau totale causée par la variabilité climatique et les activités anthropiques. Ces auteurs proposent que les pertes sont de 16.76 km<sup>3</sup> dont la contribution relative du climat (26.83%) et activité anthropique (73.17%). Ces travaux sont basés sur des modèles, essentiellement calibrés en période humide, et appliqués sans que la transférabilité de leurs paramètres à un contexte plus sec ait été établie.

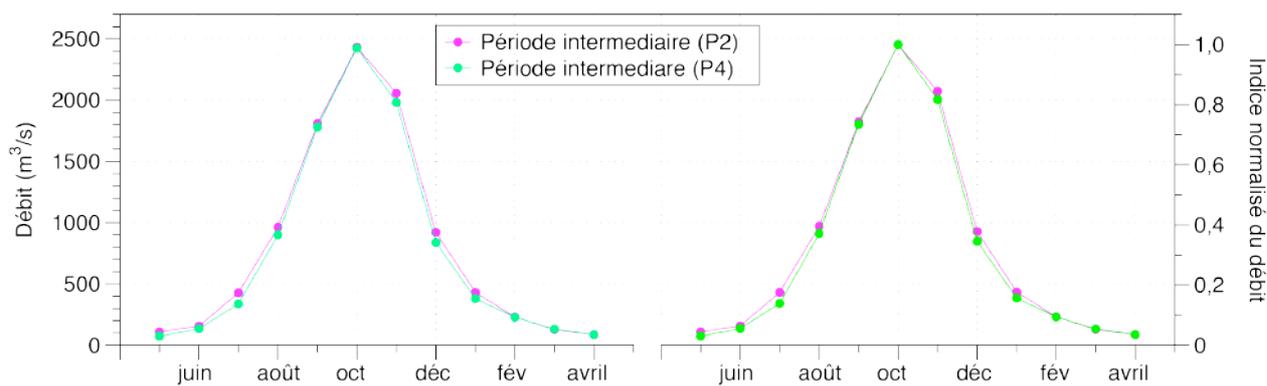


Figure 2.26. Régimes hydrologiques moyens mensuels interannuels pour la période intermédiaire 1 (1972-1979) et la période intermédiaire 2 (1998-2007) pour la station de N'Djamena.

Tableau 2.11. Bilan hydrique pour la période intermédiaire 1 (1972-1979) et la période intermédiaire 2 (1998-2007).

BV	Periode intermediaire P2 (1972-1979)				Periode intermediaire P4 (1998-2007)			
	P (mm)	Q (m3/s)	R (mm)	R/P	P (mm)	Q (m3/s)	R (mm)	R/P
Chari-Logone total	923	813	42	0,046	902	788	41	0,045
Logone amont	1273	331	316	0,248	1244	294	281	0,226
Bahr Sara	1250	307	121	0,097	1222	316	125	0,102
Chari amont	971	177	29	0,030	950	162	26	0,027

### 2.3.5. Comparaison entre années individuelles

Afin d'approfondir la question des impacts anthropiques potentiels, il est intéressant de comparer des années hydrologiquement similaires choisies dans différentes périodes de référence. Le choix est basé sur les indices standardisés des débits. Ainsi, nous avons recensé cinq années qui ont des indices proches de zéro (Figure 2.27). Ces années et leurs indices sont 1965 (0.06), 1976 (0.03), 1988 (0.01), 2003 (-0.01) et 2010 (0.09).

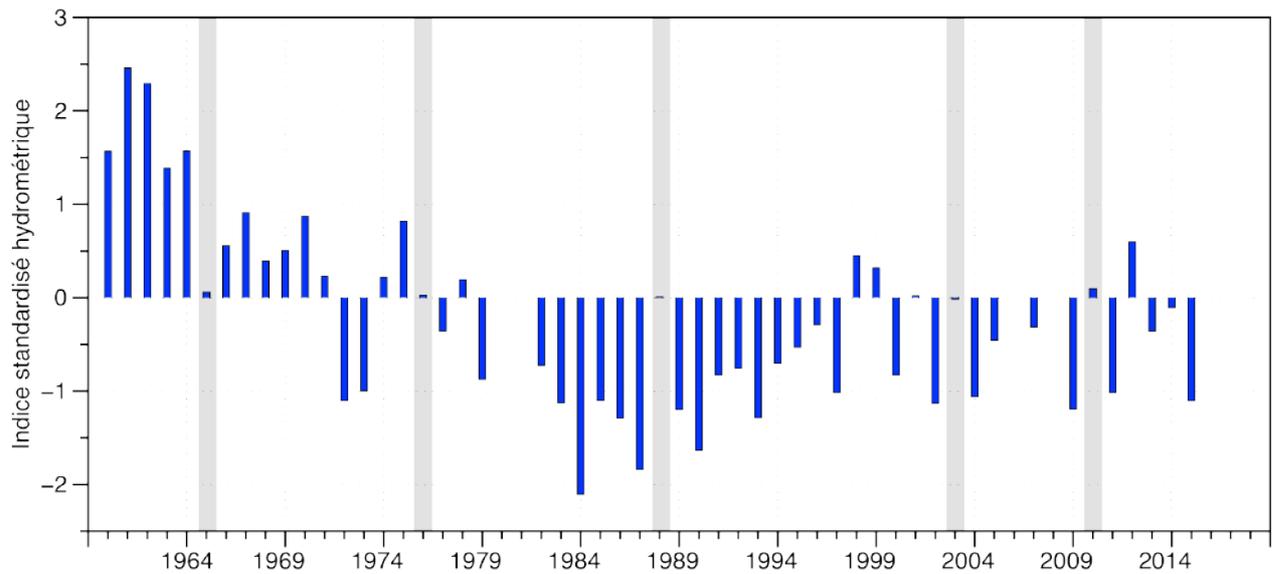


Figure 2.27. Indices standardisés hydrométriques du Chari-Logone pour la période 1960-2015 et identification de 5 années moyennes similaires.

Pour ces 5 années, on constate de légères différences de régime hydrologique qui se manifestent dans le démarrage de la crue, son intensité, et le moment de la décrue (Figure 2.28). Plusieurs facteurs peuvent expliquer ces différences : l'influence du contexte sec ou humide des années précédentes qui pourrait avoir une influence sur les niveaux des nappes et donc le débit de base, le régime hydrologique de l'année  $n-1$  qui influe la valeur de l'étiage de départ de l'année  $n$ , et bien sûr le démarrage de la saison des pluies.

Les étiages de départ sont décroissants dans l'ordre : 1965, 1976, 2003, 2010, 1988 et semblent contrôlés par les lames d'eau écoulées de l'année  $n-1$  (72mm en 1964, 60mm en 1975, 27mm en 2002, 26mm en 2009 et 15mm en 1987). Aussi, ils influent la valeur du débit lors de la montée des eaux (les courbes sont parallèles). Les indices de l'année  $n-1$  sont : 1,57 (1964), 0,82 (1975), -1,13 (2002), -1,19 (2009) et -1,84 (1987).

Le régime de 1965 est plus précoce par rapport aux autres années (Tableau 2.12). Ce commencement précoce et plus prononcé pourrait être dû à l'année 1964 qui avait été très humide. Inversement pour les années 1988 et 2010, pour lesquelles le début de la remontée des eaux est tardif, ce retard pourrait être dû aux années 1987 et 2009 qui sont très sèches. Le pic le plus important de la crue est observé en 1988. Le régime de 2010 se prolonge plus dans le temps.

En conclusion, on peut dire que l'étiage précédent détermine la montée de la crue, et l'intensité des précipitations détermine la hauteur totale de la crue.

Au vu de cette analyse, nous pouvons dire que :

- ◇ Si l'indice standardisé de débit de l'année  $n-1$  est  $>$  à 1.2, le régime de l'année  $n$  sera précoce.
- ◇ Si l'indice standardisé de l'année  $n-1$  est  $<$  à -1.2, le régime de l'année  $n$  sera tardif.

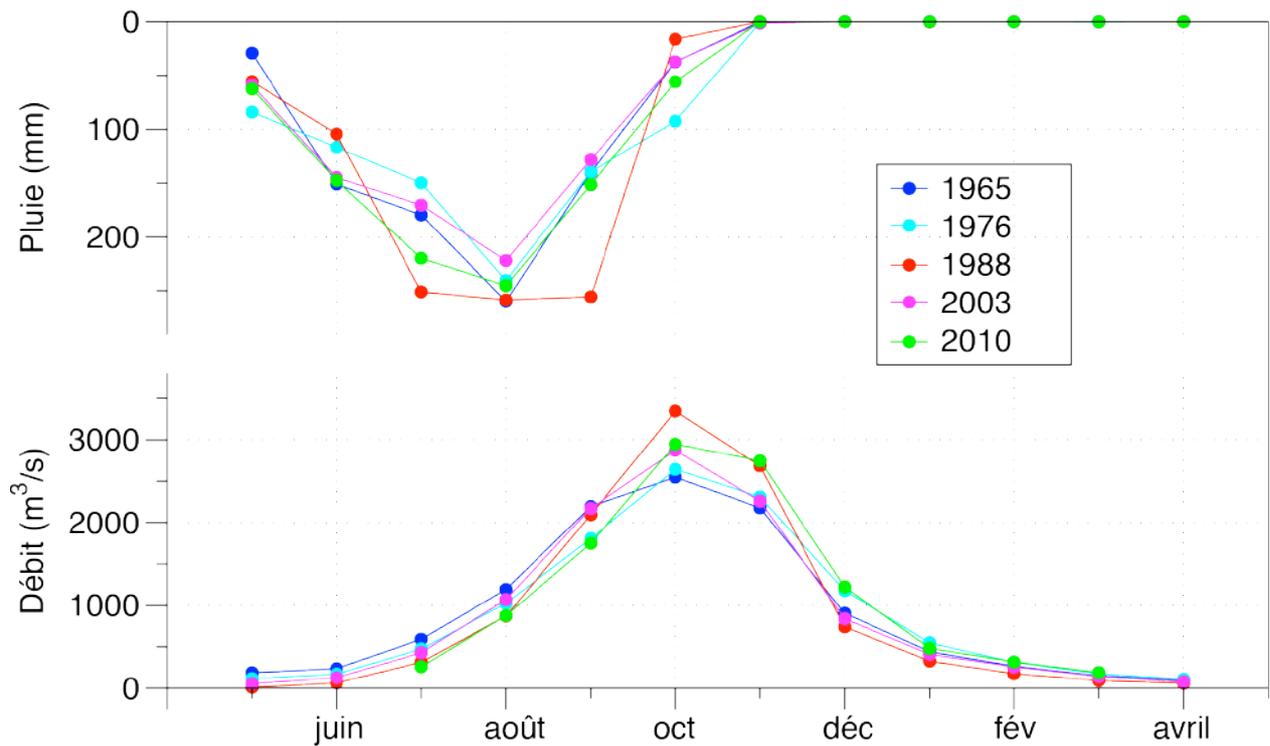


Figure 2.28. Régimes hydrologiques du Chari-Logone des cinq années choisies (1965 ;1976 ;1988 ;2003 et 2010).

Tableau 2.12. Bilans hydrologiques du Chari-Logone de cinq années particulières (1965, 1976, 1988, 2003 et 2010) caractérisés par des indices standardisés similaire et porche de 0. Les données pluviométriques de 2003 et 2010 ont été reconstituées respectivement avec 8 et 9 stations pluviométriques disponibles dans le bassin.

Année	P (mm)	Q (m3/s)	R (mm)	R/P
1965	894	916	47	0,053
1976	899	906	47	0,052
1988	1076	898	46	0,043
2003	861	893	46	0,053
2010	952	927	48	0,050

La comparaison des différents termes du bilan hydrologique sur les cinq années étudiées montre qu'il n'y a pas de changement observable dans la réponse des débits aux précipitations. Les légères différences dans les coefficients d'écoulement s'expliquent par l'influence de l'année n-1. Celle-ci détermine le débit d'étiage de début de saison assuré par la contribution de la nappe qui, par la suite, s'ajoute au débit de la montée de crue entre juin et octobre. Ce comportement est mis en évidence dans les courbes de montées des eaux qui restent parallèles les unes aux autres.

### 2.3.6. Situation hydro-climatique de la période récente de 2000-2015

#### 2.3.6.1. Régimes annuels au pas de temps journalier

Les débits moyens journaliers disponibles pour cinq des stations du système Chari-Logone permettent d'analyser plus précisément les régimes hydrologiques des différents sous-bassins. A titre d'exemple et en tenant compte de la disponibilité des données (Figure 2.29), deux années ont été choisies pour représenter une année humide 2001-2002 et une année sèche 2002-2003 (indices 0.2 et -1.13 respectivement, Figure 2.11).

Les contributions respectives du Logone (Ngueli) et du Chari (Chagoua) sont différentes dans les deux situations, avec une atténuation plus marquée du Chari (Chagoua) et encore plus marquée pour le Chari amont (Sahr) en cohérence avec l'analyse présentée ci-dessus sur les sensibilités aux variations des précipitations.

Le Logone amont +intermédiaire (à Bongor) est précoce, mais arrive avec un décalage dû au Yaéré avant la confluence (Ngueli).

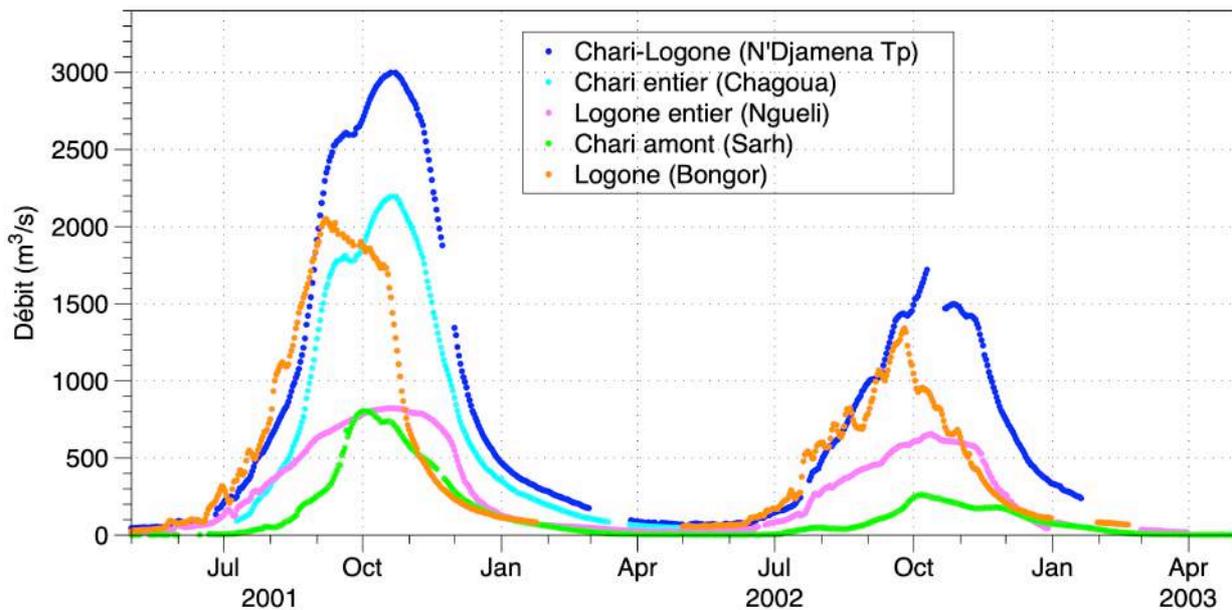


Figure 2.29. Débits moyens journaliers pour une année humide (2001-2002) et une année sèche (2002-2003).

#### 2.3.6.2. Situation hydro-climatique de la période 2013-2016

Il est important de présenter les données hydro-climatiques de la période 2013-2016 durant laquelle nous avons effectué les échantillonnages mensuels des eaux du système Chari-Logone.

Les précipitations moyennes annuelles de la période récente (2013-2015) sont peu différentes de la période moyenne interannuelle de 1960-2015 (Tableau 2.13). Par

contre, le suivi de l'écoulement est variable (Les années 2013, 2014 et 2015 ont des indices standardisés hydrométriques respectivement de -0.36, -0.11 et -1.1 (Figure 2.11). Par contre la période 1960-2015 a un indice moyen interannuel de -0.2). Les précipitations pour 2014 et 2015 sont mal définies c'est-à-dire avec très peu de stations (6 stations seulement) et du coup les coefficients d'écoulement sont moins précis.

Tableau 2.13. Bilan hydrologique des années récentes (2013-2015)

BV	P (mm)	Q (m <sup>3</sup> /s)	R (mm)	R/P
1960-2015	910	961	49	0,054
2013	842	780	40	0,048
2014	888	862	44	0,050
2015	930	540	28	0,030

### 2.3.7.Synthèse et conclusion

Il est nécessaire de bien caractériser cette sensibilité afin de comprendre les rôles respectifs des variations climatiques et des impacts anthropiques dans les changements drastiques subis par le lac Tchad au cours des dernières décennies.

Nous avons synthétisé, analysé et exploité l'ensemble des données hydroclimatiques disponibles sur le bassin du Chari-Logone au cours de la période 1950-2015 afin de caractériser les contrastes spatiaux, les variations temporelles et les sensibilités respectives des différents sous-bassins versants aux variations climatiques. Une analyse détaillée de l'ensemble des courbes de tarage disponibles a été réalisée ainsi qu'une vérification critique des séries temporelles afin d'estimer les incertitudes sur les débits. Ces incertitudes conséquentes représentent au minimum 10% des valeurs des débits. L'importance de ces incertitudes impose d'interpréter avec précaution les comparaisons d'écoulements entre stations, et rendent les estimations des bilans hydrologiques des sous-bassins versants aval, notamment ceux du Bahr Salamat et de Massenya qui sont quasi nuls, très peu contraintes. En revanche, la comparaison réalisée entre différentes fenêtres temporelles est beaucoup plus robuste, sous réserve d'une vérification minutieuse de la continuité des tarages. En effet, l'ensemble des observations hydrologiques ont été interrompues entre 1980 et 1982, et nous avons mis en évidence que cette période correspond à un décalage manifeste dans les débits mesurés à la station de Maïlao. Tous ces éléments sont pris en compte dans nos analyses.

Le débit moyen du Chari-Logone au cours de la période 1960-2015 est de  $823 \text{ m}^3/\text{s}$  soit une lame d'eau de  $42 \text{ mm}/\text{an}$  qui représente 5% des précipitations sur son bassin versant. Ce très faible coefficient d'écoulement lui confère une grande sensibilité aux variations de précipitation. Notre analyse met en évidence des contrastes spatiaux importants dans les lames d'eau écoulées et les contributions hydrologiques des différents sous-bassins du Chari-Logone, le premier contraste étant entre le Chari et le Logone. Principal affluent du Chari-Logone, le Chari contribue à 65% au débit du Chari-Logone. Cette proportion est toutefois faible au regard de la taille de son bassin versant, qui représente 83% du bassin versant du Chari-Logone. L'analyse détaillée des sept sous-bassins montre que le débit du Chari-Logone provient principalement du bassin de Bahr Sara (38%), majoritairement situé en République Centrafricaine, du Logone en amont de Moundou (35%), majoritairement situé au Cameroun et du bassin de Chari amont (20%) majoritairement situé en République Centrafricaine et du Soudan. Les contrastes entre les lames d'eau écoulées de ces 3 sous bassins amont sont importants. Bien que soumis à des climats similaires, le Bahr Sara a une lame d'eau ( $135 \text{ mm}/\text{an}$ ) deux fois plus faible que le Logone amont ( $305 \text{ mm}/\text{an}$ ), ce qui met en évidence le rôle de la géologie, et l'existence d'une recharge importante du Continental Terminal dans le sous bassin du Bahr Sara. Cette recharge se produit également dans le sous-bassin du Chari amont, et, combinée avec l'influence d'un climat de type sahélien sur toute sa partie Nord-Est, explique une lame d'eau écoulée très faible ( $29 \text{ mm}/\text{an}$ ).

Le sous bassin de Bahr Salamat, majoritairement situé au Tchad mais s'étendant également au Soudan dans sa partie amont, ne contribue que très faiblement à

l'alimentation du débit du Chari-Logone ( $7 \pm 15\%$ ), bien que ce sous-bassin ne représente que 33% de l'ensemble du bassin du Chari-Logone. Dans ce sous-bassin situé entièrement sous climat sahélien, les écoulements sont temporaires et difficiles à jauger. L'incertitude importante de cette estimation provient de l'absence de station de jaugeage et d'une estimation indirecte des écoulements. Néanmoins, il est important de souligner que cela met en évidence qu'une partie importante du bassin du Chari-Logone n'est pas « hydrologiquement active » et fonctionne en contexte endoréique.

Les variations temporelles des écoulements sont considérables au cours de la période 1960-2015. Elles se manifestent par une tendance générale à la baisse, responsable d'une réduction dramatique de l'extension du lac Tchad. Cette baisse des écoulements dans le bassin du Chari-Logone est observée dans plusieurs bassins de l'Afrique tropicale (Olivry, 1993; Mahé & Olivry, 1995; Paturel *et al.*, 1995; Vissin *et al.*, 2007). Il existe une étroite relation entre la variabilité pluviométrique et la variabilité des écoulements (Mahe *et al.*, 2005; Koumassi, 2014). Cette relation est non linéaire car la baisse relative des écoulements est plus importante que celle de la pluviométrie. Lemoalle *et al.* (2012) ont montré que la diminution de hauteur pluviométrique d'environ 10 % a entraîné une baisse de 30 % des débits pour le Chari-Logone. Notre analyse permet une évaluation plus détaillée et plus complète de cette relation que ce que l'on trouve jusqu'à maintenant dans la littérature. On observe une différence pluviométrique de 15.5% sur l'ensemble du bassin du Chari-Logone entre une sous période humide (1960-1971) et sèche (1982-1997). Cette différence pluviométrique a entraîné une différence d'écoulement de 75 % en moyenne sur l'ensemble du bassin du Chari-Logone, 47% dans le bassin du Logone amont, 69% dans le bassin de Bahr Sara et 100% dans le bassin de Chari amont. Les sous bassins du Chari-Logone présentent des coefficients d'élasticité de 6.4, 4.4 et 3.0 respectivement pour Chari amont, Bahr Sara et Logone amont.

De récentes publications prétendent que les prélèvements et activités anthropiques seraient majoritairement responsables de la baisse d'écoulement dans le bassin du Chari-Logone (Gao *et al.*, 2011, Tellro Waï *et al.*, 2012, Zhu *et al.*, 2019, Mahmood & Jia, 2019). Ces travaux sont basés sur des modèles, essentiellement calibrés en période humide, et appliqués sans que la transférabilité de leurs paramètres à un contexte plus sec ait été établie. Afin d'apporter un éclairage objectif à cette question, nous avons comparé des situations hydrologiquement intermédiaires entre la période humide et la période sèche, et réparties à différentes époques de la période 1960-2015. La première comparaison s'appuie sur les conditions moyennes interannuelles de deux périodes (1972-1979 et 1998-2007) pour lesquelles la lame d'eau écoulée moyenne est similaire. Il apparaît que les conditions climatiques moyennes correspondantes sont également similaires. La deuxième comparaison s'appuie sur des années individuelles, choisies elles aussi sur le critère d'une situation hydrologique intermédiaire entre humide et sèche, mais répartie dans différents contextes climatiques moyens. La comparaison des cinq années choisies, réparties entre 1964 et 2010, montre qu'il n'y a pas de changement observable dans la réponse des débits aux précipitations. Les légères différences dans les coefficients d'écoulement s'expliquent par l'influence de l'année n-1 qui détermine le débit d'étiage de début de saison, et le débit de base de la montée de crue. L'analyse des données hydro-

climatiques ne montrent donc aucune évidence d'un impact anthropique qui entrainerait une diminution des écoulements ou une modification du régime hydrologique dans le bassin du Chari-Logone entre 1964 et 2010.

Il est néanmoins clair que les prélèvements d'eau dans le bassin du Chari-Logone se produisent (Coe & Foley, 2001; World Bank, 2002; United Nations Environmental Programme (UNEP), 2004; Tellro Wai *et al.*, 2012). La contribution des eaux du Chari-Logone au lac Tchad est de 26 km<sup>3</sup> en moyenne interannuelle (1960-2015). La part du prélèvement total pour l'irrigation est estimée à 1.8 km<sup>3</sup>/an dans le bassin et le lac (Lemoalle *et al.*, 2014, Expertise collégiale). Cependant, nos résultats montrent que l'ordre de grandeur de ce prélèvement reste modéré, et que son influence n'est pas détectée dans les bilans hydrologiques des différents sous bassins à quelques incertitudes près.

Pour finir, notre analyse a également permis de situer hydrologiquement la période qui a fait l'objet de la campagne d'échantillonnage mensuel réalisée dans le cadre de ce travail. Les précipitations moyennes annuelles de la période récente (2013-2015) sont peu différentes de la période moyenne interannuelle de 1960-2015. Par contre le suivi de l'écoulement est variable.

La baisse apparente des écoulements du Chari amont et aussi du Chari entier pourrait être due notamment aux grandes incertitudes sur l'estimation des précipitations moyennes et l'absence de couverture végétale du bassin du Chari.



## CHAPITRE 3. CARACTERISATION DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE EN $\delta^{18}\text{O}$ ET $\delta^2\text{H}$ DES EAUX DU SYSTÈME CHARI-LOGONE

### Introduction

Les isotopes stables de l'hydrogène (H) et de l'oxygène (O) de l'eau sont des outils couramment utilisés pour tracer le cycle de l'eau. Depuis plusieurs décennies, différentes études de la composition isotopique des précipitations partout dans le monde ont montré l'intérêt d'étudier la composition isotopique des pluies pour mieux comprendre les processus climatiques (Dansgaard, 1964; Fontes & Gonfiantini, 1967; Gourcy *et al.*, 2000; Taupin *et al.*, 2000; Gonfiantini *et al.*, 2001; Bowen & Revenaugh, 2003; Goni, 2006; Lutz *et al.*, 2011). De plus, leur utilisation en hydrologie permet également de tracer l'origine des masses d'eau, de quantifier les mélanges, et d'identifier les processus d'évaporation. Néanmoins, leur application requiert une bonne caractérisation de la composition isotopique des précipitations, principales sources d'alimentation des hydrosystèmes.

En Afrique sub-saharienne et dans la bande sahélienne, les études basées sur les traceurs isotopiques sont peu nombreuses, surtout dans le bassin du lac Tchad, où très peu de données existent. Dans la bande sahélienne les précipitations ne contribuent à l'écoulement des rivières que pendant la saison pluvieuse (Ibrahim, 2012; Descroix *et al.*, 2015), très courte, alors que les eaux souterraines et de sub-surfaces constituent les principaux apports en eau des rivières (AIEA, 1993; Girard *et al.*, 1997; Gourcy *et al.*, 2000). Chacun de ces réservoirs a ses propres caractéristiques, et peuvent porter des signatures isotopiques différentes. La composition isotopique de la rivière peut donc apporter des informations sur les sources et les contributions des différents apports (Bouchaou *et al.*, 2008; Kendall & McDonnell, 2012).

Pour cette étude nous utiliserons les isotopes de l'eau ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ ) pour déterminer l'origine des eaux des rivières Chari et Logone, quantifier l'évaporation des eaux et comprendre la relation précipitation - rivière - nappe.

Ce chapitre est structuré comme suit :

- ◇ Généralités sur la composition isotopique de l'eau. Cette partie fait une description générale sur l'expression de la composition isotopique et les effets du fractionnement et de l'évolution dans un contexte global.
- ◇ Synthèse de l'état des connaissances sur la composition isotopique de l'hydrogène et de l'oxygène des eaux des précipitations, des rivières de la bande tropicale et intertropicale de l'Afrique.
- ◇ Description de la composition isotopique des précipitations des stations du réseau Global Network for Isotopes in Precipitations (GNIP) de l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (AIEA), dans et autour du bassin du Chari-Logone. Cette partie donne une idée du signal d'entrée des précipitations dans le bassin du Chari-Logone et de sa variabilité.
- ◇ Méthodologie d'échantillonnage et d'analyse. Cette partie présente les points de

mesures des échantillons des eaux sur le terrain et la méthode d'analyse isotopique en  $\delta^2\text{H}$  et en  $\delta^{18}\text{O}$  au laboratoire.

- ◇ Présentation des résultats et discussion sur la composition isotopique en  $\delta^2\text{H}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux des rivières Chari et Logone.

### 3.1. Généralités sur la composition isotopique en $\delta^2\text{H}$ et en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux continentales

#### 3.1.1. Notation delta

La molécule d'eau  $\text{H}_2\text{O}$  est constituée de deux atomes, l'oxygène et l'hydrogène. L'oxygène a trois principaux isotopes  $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$ ,  $^{18}\text{O}$  qui sont tous stables et représentent respectivement 99.76% ; 0.04% et 0.20% dans la nature. L'hydrogène a trois isotopes  $^1\text{H}$  et  $^2\text{H}$  ou D et  $^3\text{H}$ , les deux premiers sont stables avec pour abondance respectivement 99.985% et 0.015% et le dernier  $^3\text{H}$  est radioactif. L'étude isotopique se base donc sur les rapports isotopiques (R) des isotopes rares/ isotopes abondants ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  et  $^2\text{H}/^1\text{H}$ ).

La composition isotopique d'un échantillon d'eau est habituellement exprimée en delta ( $\delta$ ) défini comme l'écart relatif par rapport à une valeur standard correspondant à la composition isotopique moyenne de l'océan. On utilise la notation  $\delta$  exprimée en parts pour mille (‰) avec :

$$\delta = \left[ \frac{R_{\text{échantillon}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right] * 1000$$

où R est le rapport isotopique ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ou  $^2\text{H}/^1\text{H}$ ), isotope lourd sur isotope léger. Le standard de référence est le VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) qui est une eau de mer moyenne, pour laquelle  $\delta_{\text{VSMOW}} = 0\text{‰}$ . Les incertitudes sur les mesures sont généralement de  $\pm 0.1\text{‰}$  pour  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\pm 1\text{‰}$  pour  $\delta^2\text{H}$ .

- ◇  $\delta < 0$  : phase ou composé pauvre en élément rare, ou dit "léger"
- ◇  $\delta > 0$  : phase ou composé riche en élément rare, ou dit "lourd"

#### 3.1.2. Fractionnement isotopique et droite météorique mondiale (DMM)

Le fractionnement isotopique est le phénomène qui modifie la composition isotopique d'un élément dans un certain composé lors du passage de ce composé d'un état physique ou d'une composition chimique à un autre (Friedman & O'Neil, 1977; Mook, 2001; Jochen Hoefs & Hoefs, 2009). Il existe deux principaux types de fractionnement que sont :

- ◇ **Thermodynamique ou équilibre** : les rapports isotopiques R de deux phases (liquide et vapeur) en équilibre thermodynamique sont liés par un coefficient de proportionnalité, qui dépend de la température. En principe on observe que les variations de la composition isotopique  $\delta^2\text{H}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  sont étroitement associées

sous des conditions d'équilibre isotopique, et évoluent en conservant un rapport 8, correspondant au rapport de leurs coefficients de fractionnement respectifs.

- ◇ **Cinétique ou hors équilibre** : Ce fractionnement se produit dans les situations de processus unidirectionnels. Dans le cas de l'évaporation de l'eau, processus diffusif qui répond à des gradients de pression de vapeur (humidité relative), ce fractionnement provient de coefficients de diffusion différents pour les formes isotopiques de l'eau. La forme légère  $\text{H}_2\text{O}$  diffusant plus vite, cet effet cinétique appauvrit la vapeur en formes lourdes.

Il existe une étroite relation entre la composition isotopique en  $\delta^2\text{H}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux des pluies lors de l'évolution à l'échelle globale (Craig, 1961). Les compositions isotopiques en  $\delta^2\text{H}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux météoriques mondiales (Figure 3.1) s'alignent sur une droite appelée Droite des Eaux Météoriques Mondiale (DMM) dont l'équation globale est  $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$  (Craig, 1961; Clark & Fritz, 2013). La pente de cette droite est étroitement liée au rapport entre le fractionnement du  $\delta^2\text{H}$  et celui du  $\delta^{18}\text{O}$  lors de la condensation (fractionnement à l'équilibre) (Luz *et al.*, 2009). L'ordonnée à l'origine de la droite est de 10 en moyenne mais peut varier localement en fonction de l'origine de la vapeur d'eau à partir de laquelle se forme les précipitations, ou être affectée par les processus de ré-évaporation de la pluie dans l'atmosphère (Mook, 2001). Ainsi, la position d'une composition isotopique par rapport à la DMM peut fournir des informations sur les processus atmosphériques. Elle est définie par « l'excès en deuterium » ou d-exc ( $\text{d-exc} = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$ , Dansgaard, 1964).

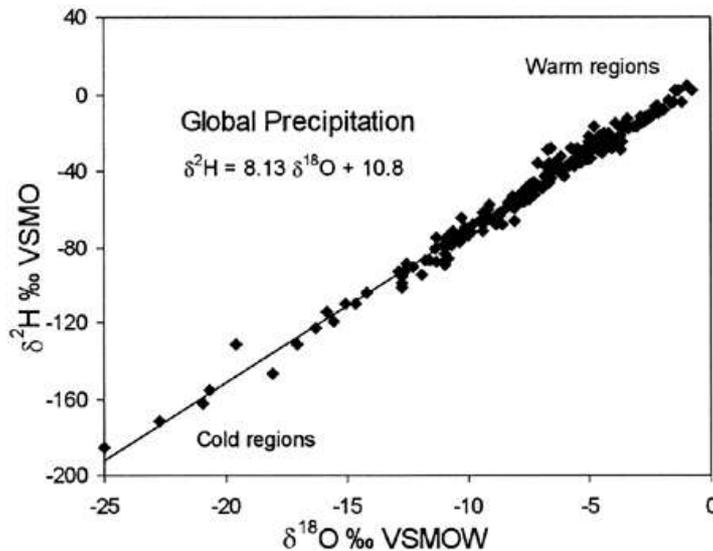


Figure 3.1. Droite météorique mondiale (Craig, 1961, Clark & Fritz, 2013).

Plus les eaux météoriques sont éloignées de leur source, plus elles sont appauvries en isotopes lourds (Hoefs, 1997, Coplen *et al.*, 2000) (Figure 3.2). C'est ce qu'on appelle les effets dûs aux continents, latitudes, altitudes et masses ; l'ensemble de ces processus étant contrôlé par un phénomène de distillation progressive, formalisé par le « processus de

Rayleigh » (Friedman & O'Neil, 1977; Mook, 2001).

- ◇ L'effet continental, correspondant à l'appauvrissement progressif de la composition isotopique de  $\text{H}_2\text{O}$  des précipitations lorsqu'on s'éloigne de la source de vapeur océanique.
- ◇ L'effet latitudinal : plus on s'éloigne de la zone tropicale, moins la pluie contient des isotopes lourds. Cet effet répond à la condensation progressive de la vapeur au cours de son transport des régions tropicales vers les hautes latitudes.
- ◇ Effet d'altitude : les teneurs isotopiques des précipitations deviennent de plus en plus appauvries en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  lorsque l'altitude augmente. Cet effet répond à la condensation progressive provoquée par la chute de la température associée à une altitude croissante.
- ◇ Effet de masse : Il existe une forte relation entre la quantité de l'eau précipitée et la composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  (Dansgaard, 1964). Par exemple les précipitations des fortes averses peuvent être appauvries en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ .

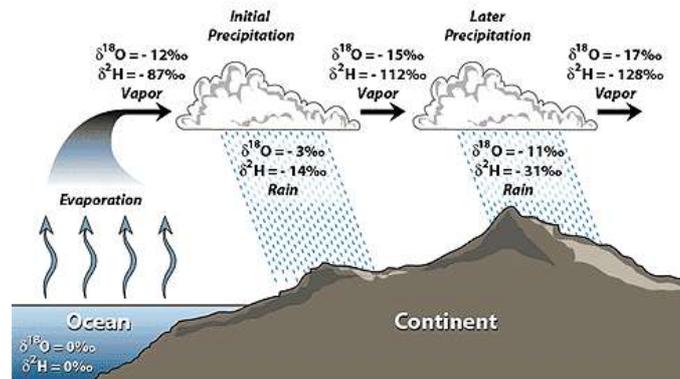


Figure 3.2. Effet de pluie en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  (J. Hoefs, 1997, Coplen *et al.*, 2000).

### 3.1.3. Droite d'évaporation

L'évaporation des eaux continentales provoque un enrichissement isotopique, sous l'effet d'un fractionnement cinétique. Le rapport entre le fractionnement isotopique d'oxygène et d'hydrogène devient différent de 8 (Craig, 1961, Mook, 2001). Les eaux quittent la droite météorique mondiale (DMM) et tombent sur une droite d'évaporation à une faible pente (Figure 3.3).

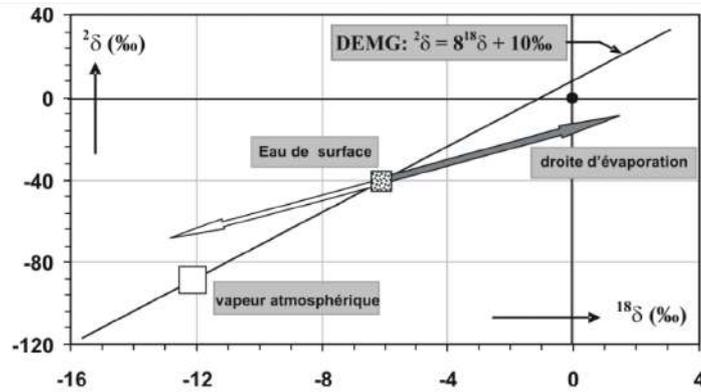


Figure 3.3. Relation entre les valeurs ( $^{18}\delta$ ,  $^2\delta$ ) de l'eau météorique qui subit l'évaporation, la vapeur issue de cette eau et l'eau résiduelle, représentée par la droite d'évaporation, comparée à la relation entre les eaux atmosphériques et les précipitations représentées par la droite des eaux météoriques. La vapeur d'eau relativement "légère" quitte le réservoir eau (flèche blanche) provoquant un enrichissement de l'eau résiduelle (flèche grise). Source (Mook, 2001).

Les valeurs en  $\delta^2\text{H}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  de la plupart des rivières du monde se place près de la Droite Météorique Mondiale, ce qui explique que l'évaporation n'a pas d'influence significative sur leur composition isotopique (Figure 3.4). En revanche, les eaux des rivières des zones arides subissent un enrichissement en isotopes lourds (Mook, 2001).

En réponse aux processus d'évaporation, l'excès en deutérium (d-exc) est diminué dans la phase liquide et augmenté dans la phase vapeur (Stewart, 1975). En conséquence, l'évolution de d-exc dans les pluies est diminuée par l'évaporation des gouttes de pluie pendant leur chute, et augmentée par la contribution d'une vapeur issue de l'évaporation de l'eau libre continentale (par exemple lac, lagune, zone humide, surface irriguée) (Mook, 2001).

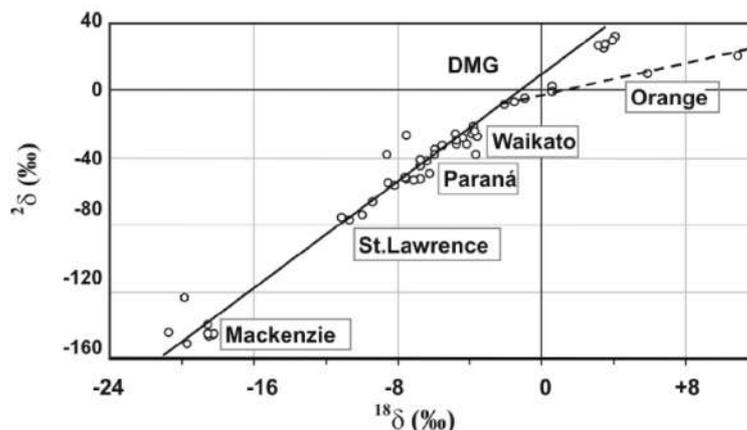


Figure 3.4. Relation entre  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  de quelques cours d'eau dont l'évaporation est insignifiante, à l'opposé de la rivière Orange, Afrique du Sud (ligne en tirets). Source (Mook, 2001).

## 3.2. Synthèse des connaissances sur la composition isotopique des précipitations en Afrique tropicale

### 3.2.1. Synthèse des connaissances

La composition isotopique de la pluie issue d'une masse d'air bien définie va dépendre des processus de condensation et d'échanges auxquels celle-ci sera soumise au cours de son trajet (Dansgaard, 1964). En climat sahélien, la situation est souvent complexe, car le réservoir de vapeur est composé d'un mélange d'origines différentes (Taupin & Gallaire, 1998). A la masse d'air humide issue du Golfe de Guinée (mousson) se superpose, tout au long du parcours sur le continent, une vapeur recyclée issue de la transpiration (Taupin *et al.*, 2000). Cette dernière modifie le gradient continental et peut conduire à des valeurs de  $d$ -exc supérieures à 10.

Il existe très peu de données disponibles dans la bande soudano-sahélienne du continent africain pour avancer plus loin dans la compréhension du fonctionnement des systèmes hydrologiques et isotopiques. Nous allons lister quelques rares études effectuées dans et autour du bassin du lac Tchad :

- ◇ Des études sur la caractérisation isotopique des précipitations ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ , et  $\delta^3\text{H}$ ) en Afrique de l'Ouest à l'échelle régionale (Taupin *et al.*, 2000) et sur la variabilité isotopique des précipitations à Niamey (Taupin *et al.*, 2001) ont été effectuées dans le but de mettre en évidence l'origine des masses d'air pluvigènes sur le Sahel. Ces études montrent que les teneurs isotopiques des précipitations suivent le cycle saisonnier du déplacement de la mousson Guinéenne. L'enrichissement isotopique observé en début et fin de la saison pluvieuse est caractéristique du faible taux des pluies, des températures élevées et de faible humidité par contre au cœur de la saison pluvieuse les teneurs isotopiques sont appauvries. Cet appauvrissement est lié aux effets de masse.
- ◇ Bowen and Revenaugh (2003) ont réalisé une carte de la répartition spatiale de la composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  des précipitations. Cette carte a été réalisée par la méthode d'interpolation en utilisant des données des stations du GNIP. Nous présentons ici (Figure 3.5) la portion africaine. Il existe très peu de stations du GNIP dans la partie africaine (Figure 3.5A). Donc les valeurs interpolées sont entachées de beaucoup d'erreurs (Figure 3.5B et C).
- ◇ Une étude récente des contrôles environnementaux sur les valeurs isotopiques des précipitations au Mali a été effectuée par Lutz *et al.* (2011) dans le but de mettre en relation les facteurs environnementaux (altitude, latitude, effets de masse...) et la variation de la composition isotopique des précipitations.
- ◇ Une évolution spatiotemporelle des teneurs isotopiques ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ ) des eaux de la cuvette lacustre du fleuve Niger au Mali a été étudiée par Gourcy *et al.* (2000) dans le but d'identifier les différents réservoirs qui contribuent à l'écoulement des eaux du fleuve Niger.

Certaines de ces études sont très générales et d'autres assez anciennes. La plupart d'entre elles sont effectuées pour les eaux de pluies et les eaux souterraines. Il est donc important

d'actualiser et de compléter les données. C'est pourquoi, une étude sur la composition isotopique des eaux des rivières Chari-Logone pourrait apporter une connaissance qui permettra de dégager la relation pluie-rivière-nappe. Ensuite, elle permettra de comprendre le fonctionnement hydrologique et isotopique du système Chari-Logone.

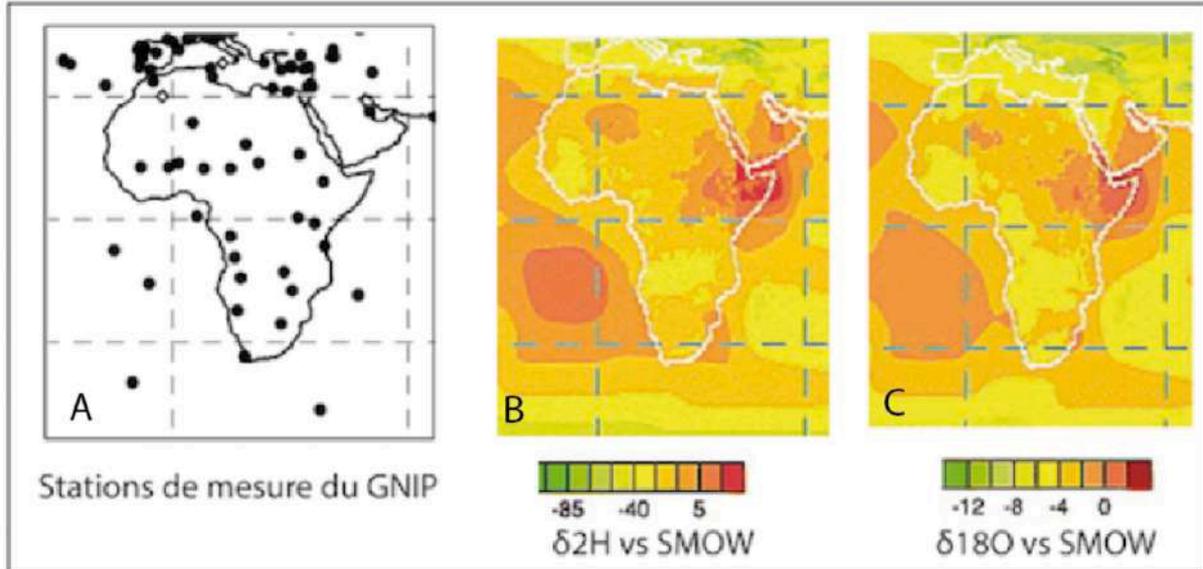


Figure 3.5. Carte de répartition spatiale des valeurs en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  des précipitations. Elle a été obtenue par un modèle d'interpolation (Bowen & Revenaugh, 2003). La figure A : carte de la répartition des points de mesure, figure B : carte de répartition spatiale des valeurs en  $\delta^2\text{H}$  et figure C : carte de répartition spatiale des valeurs en  $\delta^{18}\text{O}$ .

### 3.2.2. Stations de mesure de la composition isotopique du réseau GNIP

Nous avons choisi six stations de la répartition globale des isotopes dans les eaux météoriques du réseau GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitations) mis en place par l'AIEA, autour du secteur d'étude (Figure 3.6). Ces six stations sont : Bangui, Garoua, Kano, N'Djamena, Niamey et Geneina.



Figure 3.6. Carte de localisation des six stations de mesure de précipitations du GNIP (AIEA) dans et autour du bassin du Lac Tchad. Le choix est fait par rapport à la disponibilité des stations autour du secteur d'étude.

Les données existantes de la composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  entre 1960 à 2016 sont discontinues dans le temps comme montre la figure 3.7. Il y a des stations qui ont commencé à fonctionner dans les années 1960 et sont arrêtées dans les années 1970 à 1980 ; d'autres ont commencé dans les années 2009 et fonctionnent actuellement. Ils existent une plus grande partie des données manquantes donc une grande variabilité des données. Ces données discontinues ne permettent pas de bien comparer les stations entre elles en utilisant les valeurs moyennes pondérées interannuelles de la composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ .

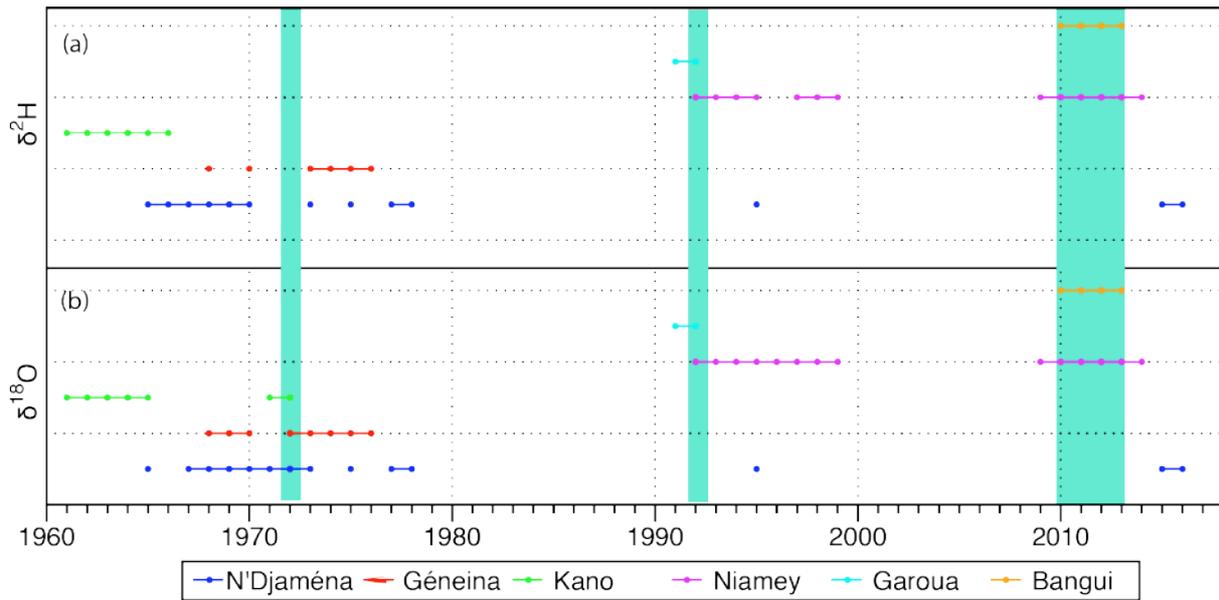


Figure 3.7. Données de la composition isotopique en  $\delta^2\text{H}$  (a) et  $\delta^{18}\text{O}$  (b) des précipitations du réseau GNIP de l'AIEA disponibles dans et autour du bassin du lac Tchad. Une année est considérée complète si elle répond à deux critères. Il faut qu'il existe des données d'au moins 4 mois de la période pluvieuse et les données de juillet et août ne soient pas manquer.

Les valeurs moyennes pondérées en  $\delta^{18}\text{O}$  et en  $\delta^2\text{H}$ , les périodes couvertes et les équations de droites correspondantes sont dans le tableau 3.1.

Tableau 3.1. Stations de mesure des précipitations du GNIP (points de mesure, période de mesure et moyennes pondérées en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ ).

Noms	Lat	Long	Alt (m)	Precipitation (mm)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	STDV $\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	STDV $\delta^2\text{H}$ (‰)	Période couverte	Nombre des mois
<b>Geneina</b>	13.48	22.45	805	446	-1.68	$\pm 1.21$	-9.94	$\pm 9.4$	1968- 1976	48
<b>Kano</b>	12.05	8.53	476	777	-4.28	$\pm 1.81$	-27.71	$\pm 10.8$	1961 - 1973	39
<b>N'Djamena</b>	12.13	15.03	294	464	-3.78	$\pm 1.72$	-19.87	$\pm 9.8$	1960 - 1995 et 2015-2016	97
<b>Bangui</b>	4.36	18.58	363	1206	-2.55	$\pm 0.31$	-7.92	$\pm 2.8$	2009 -2013	19
<b>Garoua</b>	9.33	13.36	244	229	-5.38	$\pm 1.64$	-34.56	$\pm 13.4$	1991 - 1992	6
<b>Niamey</b>	13.52	2.09	220	524	-3.49	$\pm 0.69$	-17.97	$\pm 5.9$	1992 - 1999	77

### 3.2.3.Relations entre $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ des eaux de pluies

Les relations entre  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$  sont indiquées sur la figure 3.8. Les compositions isotopiques des précipitations sont bien distinctes d'une station à une autre dans ce bassin ainsi que leurs moyennes pondérées (Figure 3.8).

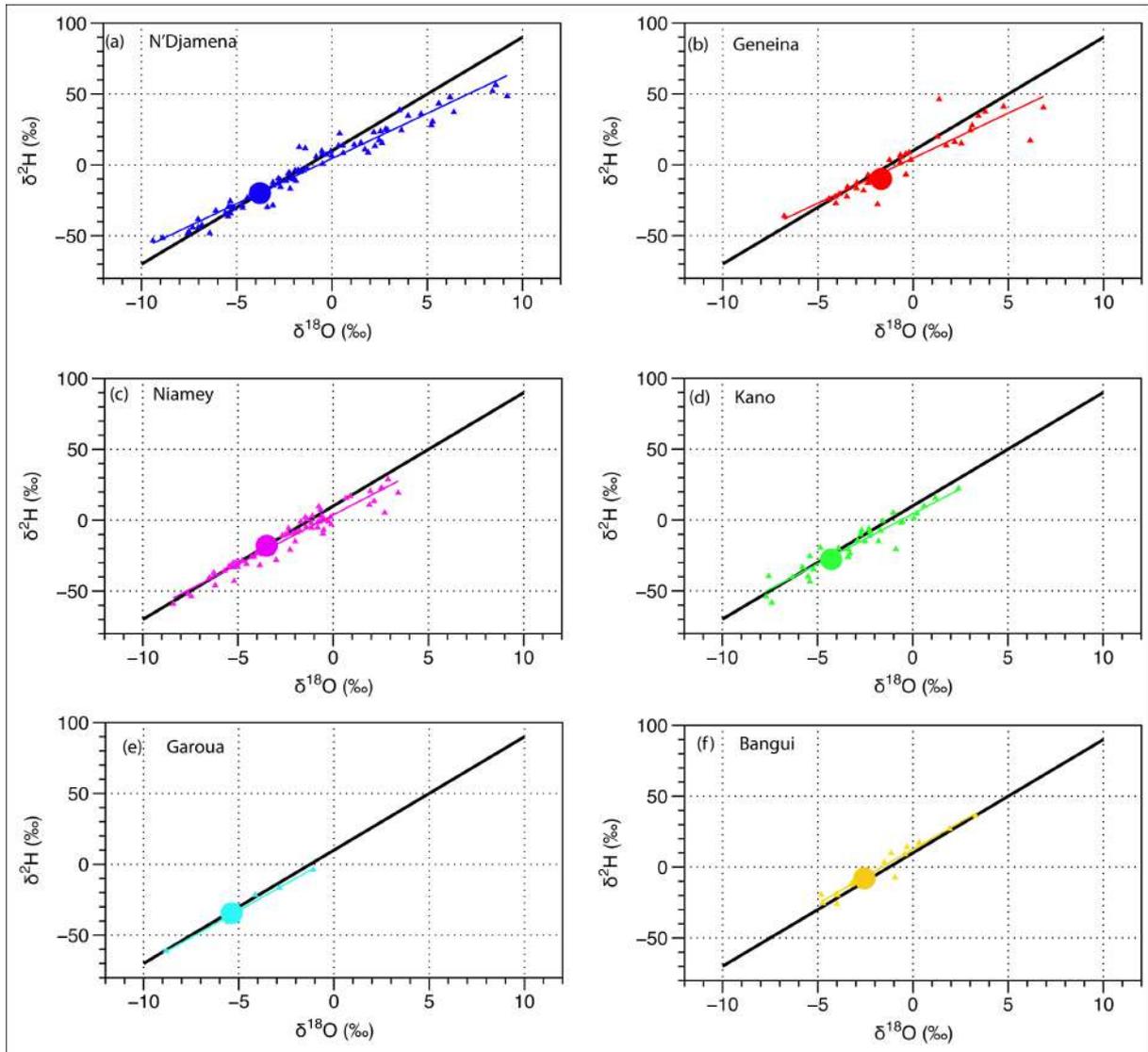


Figure 3.8. Rapports isotopiques de six stations de mesure du GNIP. Le trait noir continu est la droite météorique mondiale. Les compositions isotopiques des eaux des précipitations de différentes stations de mesure de GNIP disponible dans et autour du bassin du lac Tchad s'alignent sur des droites d'équations :  $\delta^2\text{H}=6.36*\delta^{18}\text{O}+4.50\text{‰}$ ,  $r^2=0.952$ ;  $\delta^2\text{H}=6.35*\delta^{18}\text{O}+4.72\text{‰}$ ,  $r^2=0.830$ ;  $\delta^2\text{H}=6.98*\delta^{18}\text{O}+3.77\text{‰}$ ,  $r^2=0.929$ ;  $\delta^2\text{H}=7.07*\delta^{18}\text{O}+4.37\text{‰}$ ,  $r^2=0.896$ ;  $\delta^2\text{H}=7.58*\delta^{18}\text{O}+5.27\text{‰}$ ,  $r^2=0.982$  et  $\delta^2\text{H}=7.68*\delta^{18}\text{O}+12.59\text{‰}$ ,  $r^2=0.939$  respectivement pour N'Djamena, Geneina, Niamey, Kano, Garoua et Bangui. Les eaux sont sur des droites d'évaporations mais bien distinctes sauf pour celles de Garoua et Bangui.

### 3.2.4. Variabilité interannuelle de la composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$

La composition isotopique ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ ) moyenne mensuelle des précipitations du réseau GNIP de l'AIEA disponibles dans et autour du bassin du lac Tchad et la hauteur de pluie des stations correspondantes ont été utilisées pour calculer la moyenne pondérée annuelle et interannuelle. Les critères de choix d'une année complète ont été annoncés plus haut (Figure 3.7 et 3.8).

On constate une variabilité interannuelle de la composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  des eaux de pluies de différentes stations de mesure du bassin du lac Tchad (Figure 3.9). Par exemple en N'Djamena la valeur de la composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  varie de  $-6.85\text{‰}$  en 1970 et  $-1.20\text{‰}$  en 1972. Les autres stations du GNIP du bassin du lac Tchad (Figure 3.9) montrent aussi cette variabilité interannuelle de la composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ . On observe bien une variation interannuelle. Il est difficile de dégager une tendance avec ces données incomplètes.

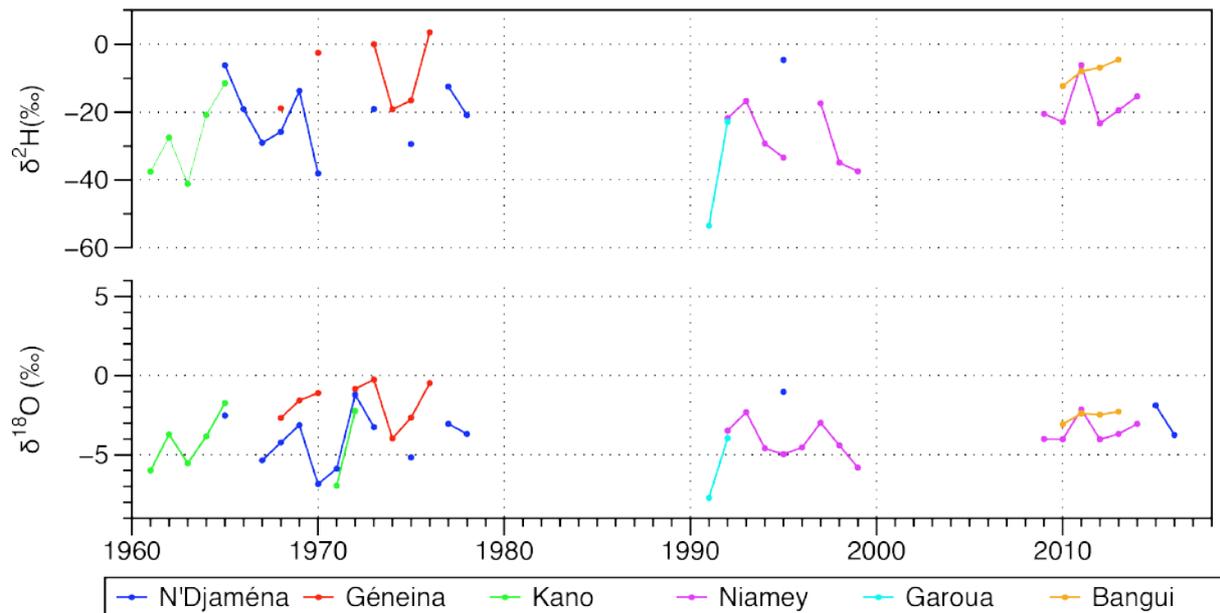


Figure 3.9. Variation interannuelle de la composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  des eaux de pluies. Des valeurs sont en moyennes annuelles pondérées. Une année est considérée complète et que la donnée sera utilisée ici doit répondre à deux critères. Il faut qu'il existe des données d'au moins 4 mois de la période pluvieuse et les données de juillet et août ne soient pas manquées.

### 3.2.5. Composition isotopique en fonction de la précipitation

On n'observe pas une corrélation linéaire entre la quantité de la pluie mesurée et les teneurs en composition isotopique mais l'analyse de la figure 3.10a montre globalement que:

- ◇ Les pluies mensuelles de moins de 50mm de hauteur d'eau ont des teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  plus enrichies ;
- ◇ Les pluies mensuelles de plus de 50mm de hauteur d'eau ont des teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  plus appauvries.

Les valeurs moyennes annuelles et interannuelles en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  de toutes les stations sont comprises entre  $0 < \delta^{18}\text{O} < -8\text{‰}$  et  $0 < \delta^2\text{H} < -40\text{‰}$  (Figure 3.10b).

Tout de même on constate pour la station de N'Djamena et Niamey une tendance à la baisse de la valeur moyenne annuelle de la composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et en  $\delta^2\text{H}$  quand sont les précipitations sont élevées.

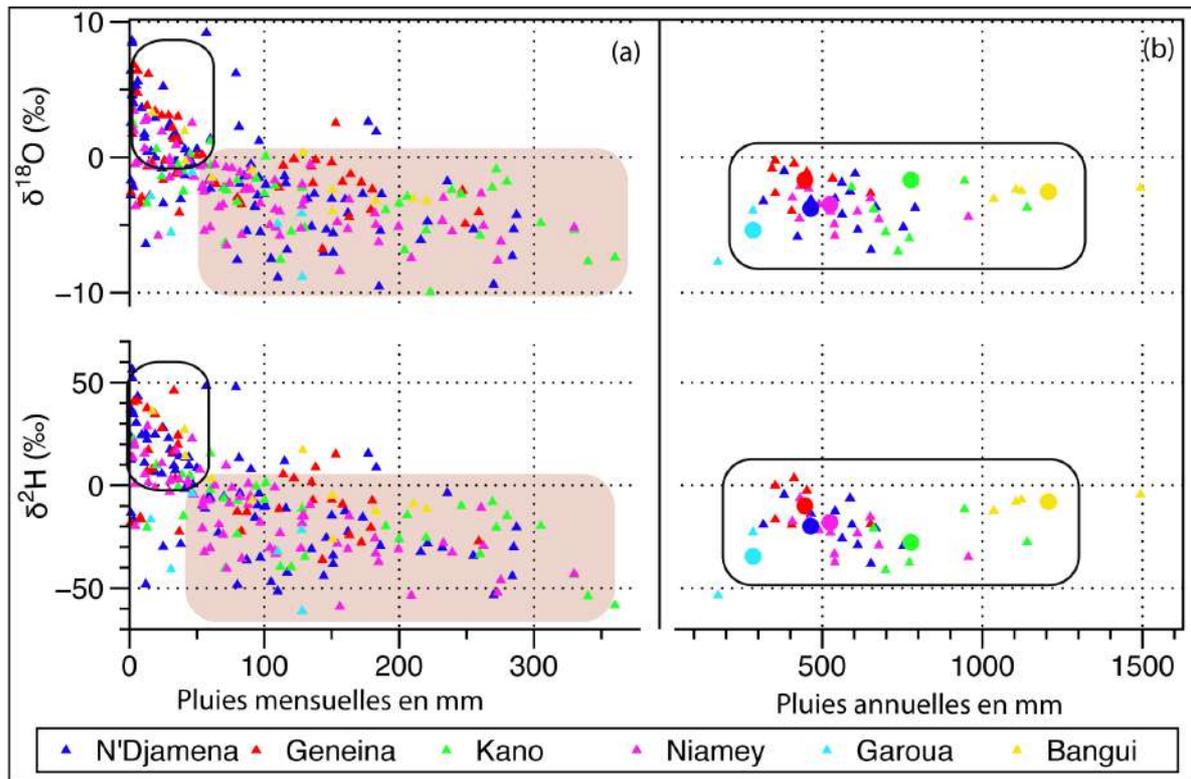


Figure 3.10. Rapport de la composition isotopique des précipitations de six stations dans et autour de bassin du lac Tchad avec les hauteurs des pluies tombées. Ces données proviennent de la base du réseau GNIP de l'AIEA.

### 3.2.6. Variabilité spatiale de la composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux de pluie

La composition isotopique des précipitations dans le BLT est extrêmement variable de manière spatiotemporelle. Ainsi, le climat extrême et les situations météorologiques de la mousson tropicale peuvent produire des signatures isotopiques très différentes (Taupin *et al.*, 2000).

A titre de comparaison, nous avons des valeurs de la composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  des trois stations (Kano, N'Djaména et Geneina) en 1972, c'est une année particulièrement sèche (cf chapitre 2, Figure 2.11). Les valeurs sont de  $-2.2\text{‰}$  ;  $-1.2\text{‰}$  et  $-0.83\text{‰}$  observées respectivement à Kano à une altitude 496 m avec une précipitation de 592 mm, à N'Djaména à une altitude 294 m avec une précipitation de 603 mm et à Geneina à une altitude 803 m avec une précipitation de 343 mm. De même que nous avons un autre exemple des valeurs de la composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  des années communes de 2010 à 2013 (parmi ces trois années il y'a l'année 2011 qui est particulièrement sèche, cf chapitre 2, Figure 2.11) sur les deux stations de Bangui et Niamey. Les valeurs sont dans le tableau suivant (Tableau 3.2).

Tableau 3.2. Comparaison entre la composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  des eaux de pluie à Niamey et Bangui.

Année	Niamey				Bangui			
	Prec.	Oxygen-18 [‰]	Deuterium [‰]	Deuterium Excess	Prec.	Oxygen-18 [‰]	Deuterium [‰]	Deuterium Excess
2010	526	-4,02	-22,9	9,2	1036	-3,07	-12,3	12,2
2011	431	-2,14	-6,1	11,0	1105	-2,38	-8,0	11,1
2012	610	-4,02	-23,4	8,8	1122	-2,47	-6,9	12,9
2013	454	-3,68	-19,5	10,0	1494	-2,27	-4,5	13,7

### 3.3. Méthodes d'échantillonnages des eaux et des analyses

#### 3.3.1.Échantillonnages

Les échantillons étudiés ici ont été collectés à un pas de temps mensuel en deux séries de campagnes. : Une première campagne a été effectuée entre janvier 2013 et août 2014 sur 3 sites : le Chari sur le "Chagoua ou Pont Double voie" et le Logone à Nguéli deux localités situées juste en amont de la confluence et le Chari-Logone à 30 km en aval de cette confluence à Douguia. Une deuxième série a été effectuée entre juillet 2015 et novembre 2016 sur 5 sites : deux sur le Chari à Sarh (Chari amont) et à "Pont double voie ou Chagoua" (Chari aval) et deux sur le Logone à Bongor (Logone amont) et à Nguéli (Logone aval) et un sur le Chari-Logone à 30 km après la confluence de deux rivières à Douguia (Figure 3.11).

Un flacon de 30 ml en verre ambré a été utilisé pour les isotopes stables de l'eau. L'échantillonnage est fait de sorte à ne laisser aucune bulle d'air dans le flacon.

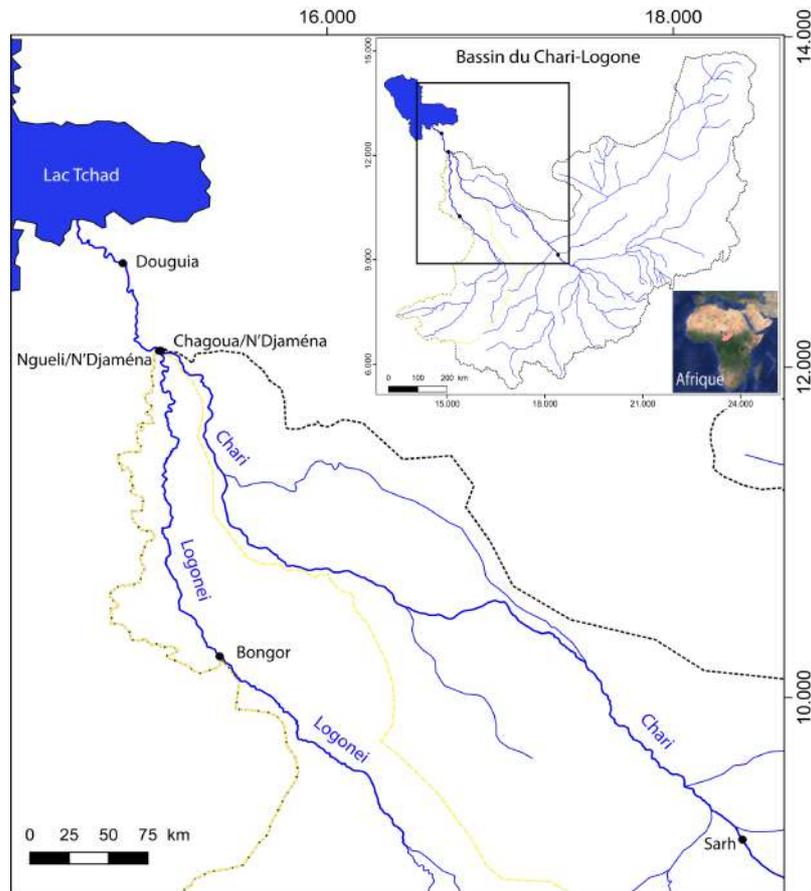


Figure 3.11. Carte montrant les sites d'échantillonnages. Le trait noir présente le bassin du Chari et le trait jaune, bassin du Logone. Les points noirs montrent les sites d'échantillonnages.

### 3.3.2.Méthode d'analyse en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ de la molécule d'eau

Les isotopes stables de l'eau (1<sup>ère</sup> campagne) sont mesurés au CEREGE conjointement par un spectromètre de masse IRMS et par spectrométrie laser (Picarro). Le spectromètre de masse IRMS est couplé à un banc d'équilibration qui permet de mesurer la composition isotopique en oxygène et en deutérium des échantillons d'eau. L'IRMS permet aussi de déterminer des rapports isotopiques à double injection (pour mesurer en alternance l'échantillon inconnu et un échantillon de référence). L'analyseur isotopique PICARRO permet de mesurer les abondances des différents isotopomères des molécules d' $\text{H}_2\text{O}$  en phase gazeuse dans une cavité optique.

Soixante analyses isotopiques de la molécule de l'eau de la première campagne ont été effectuées sur des échantillons des eaux du Chari, du Logone et du Chari-Logone.

De la même façon quatre-vingt-un échantillons de la composition isotopique de la molécule de l'eau du Chari, du Logone et du Chari-Logone de la 2<sup>e</sup> campagne ont été analysés sur un PICARRO à Montréal au Canada.

Les incertitudes sur les mesures sont généralement de  $\pm 0.05\text{‰}$  et  $\pm 1\text{‰}$  respectivement en  $\delta^{20}$  et  $\delta^2\text{H}$  avec l'IRMS et  $\pm 0.15\text{‰}$  et  $\pm 1\text{‰}$  respectivement en  $\delta^{20}$  et  $\delta^2\text{H}$  avec le PICARRO.

### 3.4. Résultats

#### 3.4.1. Relations entre $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$

Les compositions isotopiques en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  des eaux du système Chari-Logone de toutes les stations de mesure sont présentées sur la figure ci-contre (Figure 3.12). Elles sont sur une droite de pente faible (4.87) par rapport à la droite mondiale (DMM). Les valeurs de l'intersection entre la droite météorologique mondiale et la droite tracée pour ces eaux des rivières Chari et Logone sont de : -3.8‰ et -20‰ respectivement en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ .

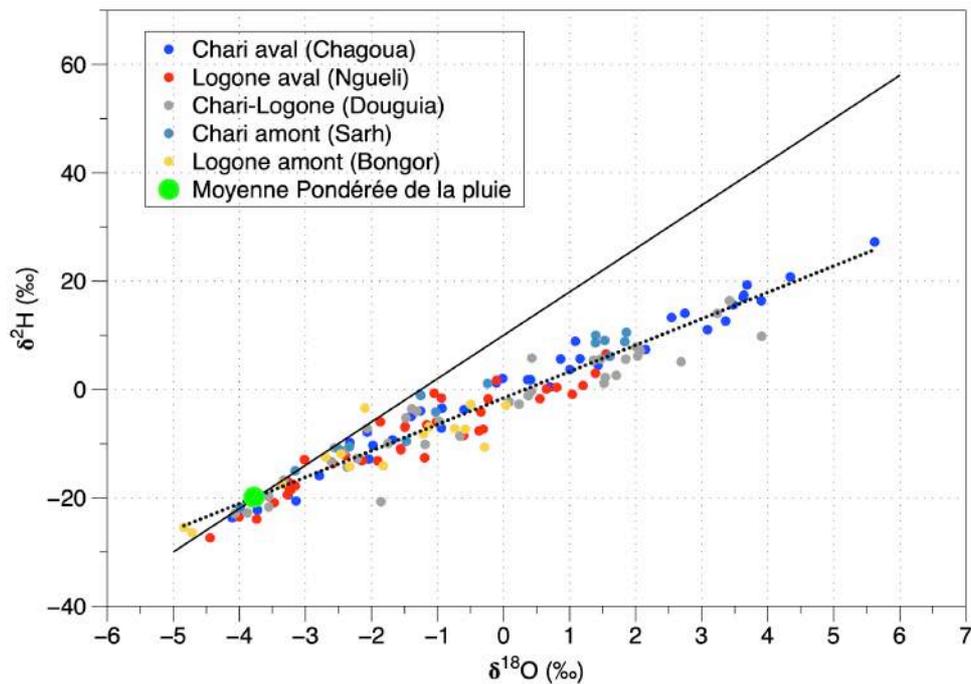


Figure 3.12. Rapport en  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$  des eaux du système Chari-Logone. Le trait noir continu est la droite météorologique mondiale (DMM) de l'équation :  $\delta^2\text{H}=8*\delta^{18}\text{O}+10$ . Les pointillés noirs représentent la droite de régression correspondant à toutes les eaux du système Chari et Logone ( $\delta^2\text{H}=4.87*\delta^{18}\text{O}-1.5$  ;  $r^2=0.928$ ). La valeur de la moyenne pondérée est choisie celle de la station de N'Djamena pour la période de 1960-1995 et 2015-2016.

La composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$  (Figure 3.13) des eaux du Chari-Logone à Douguia montre une bonne corrélation ( $r^2= 0.90$ ). Elle varie respectivement entre -4.07 à +3.6‰ ( $\delta^{18}\text{O}$ ) et -22.95 à +16.38 ‰ ( $\delta^2\text{H}$ ). Toutes les eaux de la rivière Chari-Logone s'alignent sur une droite de pente environ +4.47, plus faible que celle des eaux météorologiques mondiales (+8). L'intersection entre les eaux du Chari-Logone et la DMM correspond à une composition d'environ de -4‰ et -20‰ respectivement en  $\delta^{18}\text{O}$  et en  $\delta^2\text{H}$ . Les valeurs de l'intersection de la période 2015-2016 sont un peu enrichies (-3.2 et -18‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  et en  $\delta^2\text{H}$ ).

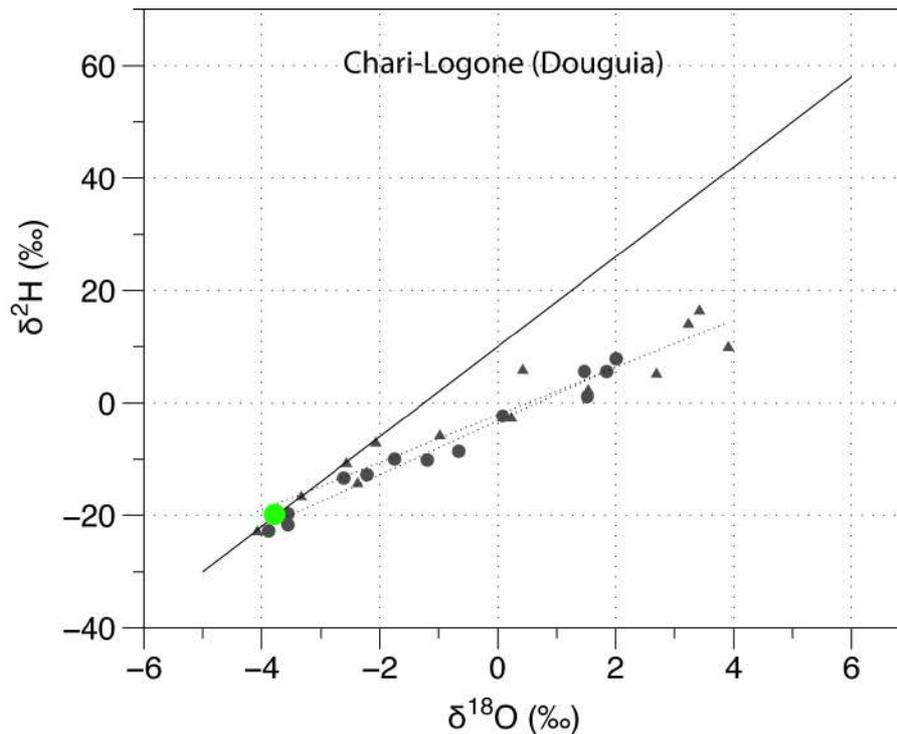


Figure 3.13. Rapport de la composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  des eaux du Chari-Logone à Douguia de janvier 2013 à août 2014 (les points ronds) et de juillet 2015 à novembre 2016 (les triangles). Le point vert est la moyenne pondérée de la pluie à N'Djaména (1960-1995 et 2015-2016). Les droites de d'équations de la série 2013-2014 est de  $\delta^2\text{H}=4.79*\delta^{18}\text{O}-3.18$  avec  $r^2=0.975$  et celle de 2015-2016 est de  $\delta^2\text{H}=4.22*\delta^{18}\text{O}-2.12$  avec  $r^2=0.920$ .

### 3.4.2.Évolution temporelle de la composition en $\delta^2\text{H}$ du système Chari-Logone

Les courbes d'évolution de la composition isotopique en  $\delta^2\text{H}$  (et en  $\delta^{18}\text{O}$ , non montrée) au cours de la période d'échantillonnage des eaux du système Chari-Logone montrent chacune de grandes variations saisonnières, relativement synchrones pour chacun des deux fleuves mais décalées par rapport à l'évolution des débits (Figure 3.14).

- ◇ La composition isotopique la plus appauvrie est rencontrée durant le mois d'août pour le Chari et pour le Logone en 2013 et en 2016, et pour le Logone en 2015. La composition isotopique du Chari en 2015 se démarque en montrant un minimum plus tardif (septembre), et moins appauvri. Ces minima se produisent durant le cœur de la saison des pluies, bien avant le maximum de la crue.
- ◇ La composition isotopique la plus enrichie est rencontrée durant le mois de mai au moment où le débit est minimum. Elle est nettement plus enrichie pour le Chari que pour le Logone.
- ◇ La crue se produit entre ces deux valeurs extrêmes de la composition isotopique, avec le maximum du débit en octobre. Les compositions isotopiques du Chari et du Logone ne sont similaires que durant la crue.

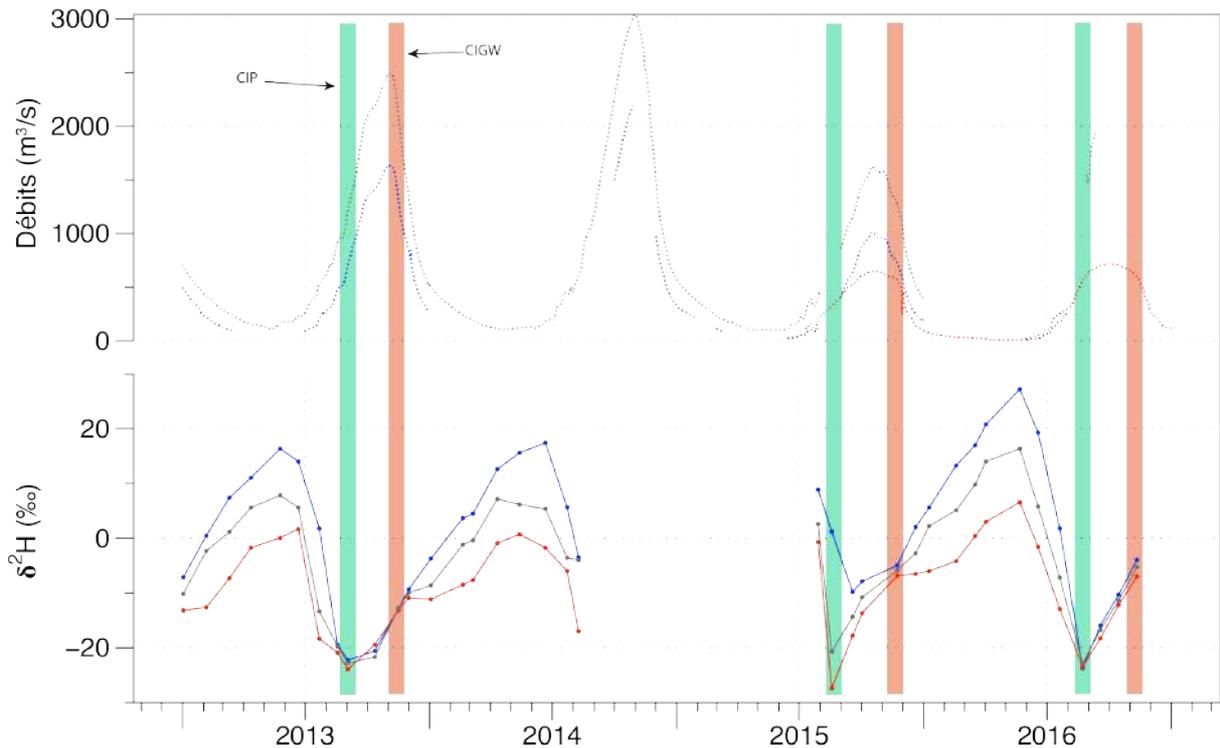


Figure 3.14. Courbes montrant l'évolution de la composition isotopique en  $\delta^2\text{H}$  des eaux du système Chari-Logone (a), des courbes de débits (b) pour la période de janvier 2013 - novembre 2016. La courbe bleue (a, b) représente les données des isotopes et des débits du Chari à Chagoua ; la courbe rouge (a, b) représente les données des isotopes et des débits du Logone à Nguéli et La courbe grise (a, b) représente les données des isotopes (à Douguia) et des débits du Chari-Logone à N'Djamena après confluence de deux rivières. CIP : Composition Isotopique de la Pluie, CIGW : Composition Isotopique de GroundWater (le débit de base est dominant à partir de novembre et poursuit jusqu'à l'été).

### 3.4.3. Comparaison de la composition isotopique des eaux du Chari amont et aval

Nous avons 37 données mensuelles du Chari aval à Chagoua et 15 données mensuelles du Chari amont à Sarh. La composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$  (Figure 3.15) des eaux du Chari à Chagoua et à Sarh montre des bonnes corrélations ( $r^2= 0.97$  et  $0.95$  respectivement pour Chagoua et Sarh). Elles s'alignent sur des droites des pentes environ  $+4.99$  et  $+5.05$  plus faible que celle des eaux météoriques mondiale ( $+8$ ). Donc elles sont sur des droites d'évaporation. Les données du Chari amont sont dispersées et donc assez d'incertitudes. L'intersection entre les eaux du Chari à Chagoua et la DMM donne une valeur environ de  $-3.8\text{‰}$  et  $-20\text{‰}$  respectivement en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ . Celle du Chari à Sarh donne des valeurs  $-3.16\text{‰}$  et  $-15.0\text{‰}$  respectivement en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ .

La composition isotopique des eaux du Chari amont et aval évolue de la même manière, l'appauvrissement isotopique débute en juin pour atteindre le minimum en août et l'enrichissement isotopique commence à partir du septembre (Figure 3.15).

La composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et en  $\delta^2\text{H}$  des eaux du Chari à Sarh varie respectivement entre  $-3.99$  à  $+1.80 \text{‰}$  et  $-21.8$  à  $+10.5 \text{‰}$ . Les valeurs les plus enrichies

sont atteintes en février alors que les plus appauvries sont observées en août (Figure 3.15).

Les variations du rapport isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et en  $\delta^2\text{H}$  des eaux du Chari à Sarh au cours de la période d'échantillonnage permettent de discerner deux périodes (Figure 3.15).

- ◇ La période de septembre à mai correspond à un enrichissement isotopique (augmentations du  $\delta^{18}\text{O}$  et du  $\delta^2\text{H}$ ).
- ◇ La période de juin à août correspond à un appauvrissement isotopique (diminution du  $\delta^{18}\text{O}$  et du  $\delta^2\text{H}$ ).
- ◇ Entre février-mai, un palier est observé puisque le  $\delta^{18}\text{O}$  et le  $\delta^2\text{H}$  sont peu variables.

Les eaux du Chari amont à Sarh montrent une stabilité en  $\delta^2\text{H}$  entre janvier et mai (Figure 3.15) par contre les eaux du Chari aval poursuivent leurs enrichissements pour atteindre le maximum en mai. Cette stabilité en composition isotopique observée à Sarh pourrait être expliquée que les eaux du Chari à cette période de l'année sont assurées uniquement par la participation des eaux souterraines. Donc, on pourrait dire que les compositions isotopiques des eaux souterraines du bassin du Chari amont sont estimées à 1.59 et 9.89‰ respectivement en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ .

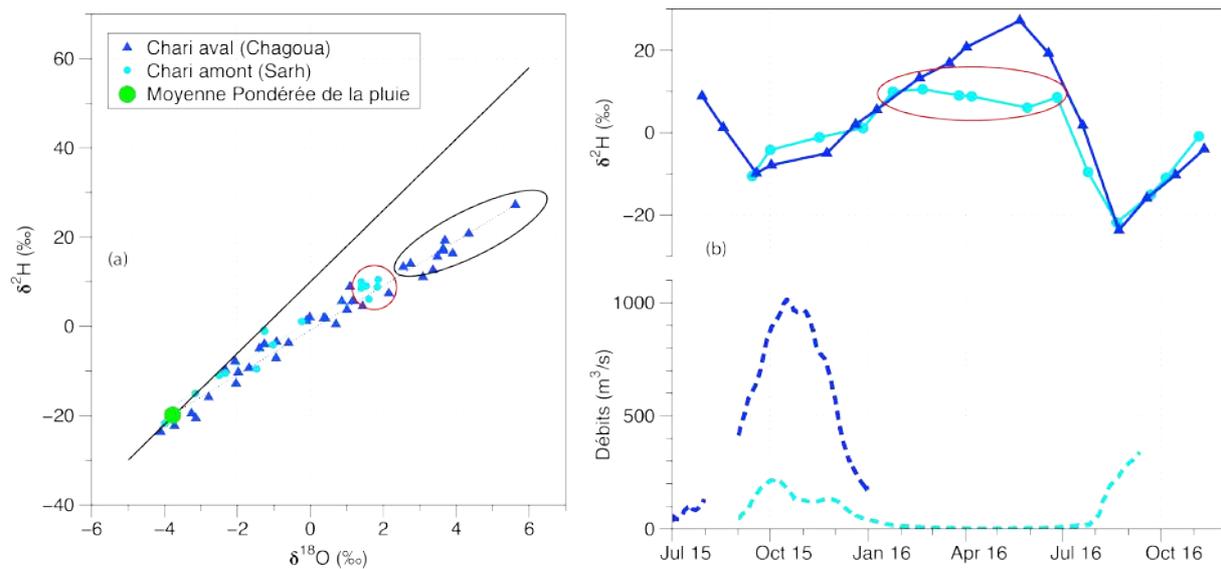


Figure 3.15. Composition isotopique des eaux du Chari amont et aval. La droite d'équation du Chari amont (Sarh) est de  $\delta^2\text{H} = 5.05 \cdot \delta^{18}\text{O} + 1.24$ ,  $r^2 = 0.952$  et celle du Chari aval (Chagoua) est de  $\delta^2\text{H} = 4.99 \cdot \delta^{18}\text{O} - 0.86$ ,  $r^2 = 0.972$ . Les couleurs bleu foncé et bleue ciel (Cyan) représentent respectivement Chari aval (Chagoua) et Chari amont (Sarh).

#### 3.4.4. Comparaison de la composition isotopique des eaux du Logone amont et aval

La comparaison du bassin amont et aval du Logone concerne des données mensuelles sur le Logone aval à Ngueli (37 données) et sur le Logone amont à Bongor (15).

Les compositions isotopiques en  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$  des eaux du Logone s'alignent sur des droites de pente environ + 4.80 et +4.28 respectivement à Nguéli et à Bongor (Figure 3.16), plus faibles que celle des eaux météoriques mondiale (+8). L'intersection entre les eaux du Logone à Nguéli et la DMM est environ de -3.9‰ et -20‰ respectivement en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ . La composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et en  $\delta^2\text{H}$  des eaux du Logone à Bongor varie respectivement entre -4.84 à +0.04‰ et -26.44 à -2.77‰. Les valeurs les plus enrichies sont atteintes en mai alors que les plus appauvries sont observées en août (Figure 3.16). La composition isotopique des eaux du Logone amont et aval évolue de la même façon avec un décalage. Le Logone à Bongor est plus appauvri que le Logone à Nguéli (Figure 3.16).

La composition isotopique des eaux du Logone à Bongor montre deux paliers de stabilité. Le premier palier est observé entre novembre 2015 et février 2016 et le second est entre mars 16 et mai 2016. Un palier est observable aussi sur le Logone à Nguéli. Ces paliers stabilités montrent clairement la participation des eaux souterraines à la rivière Logone.

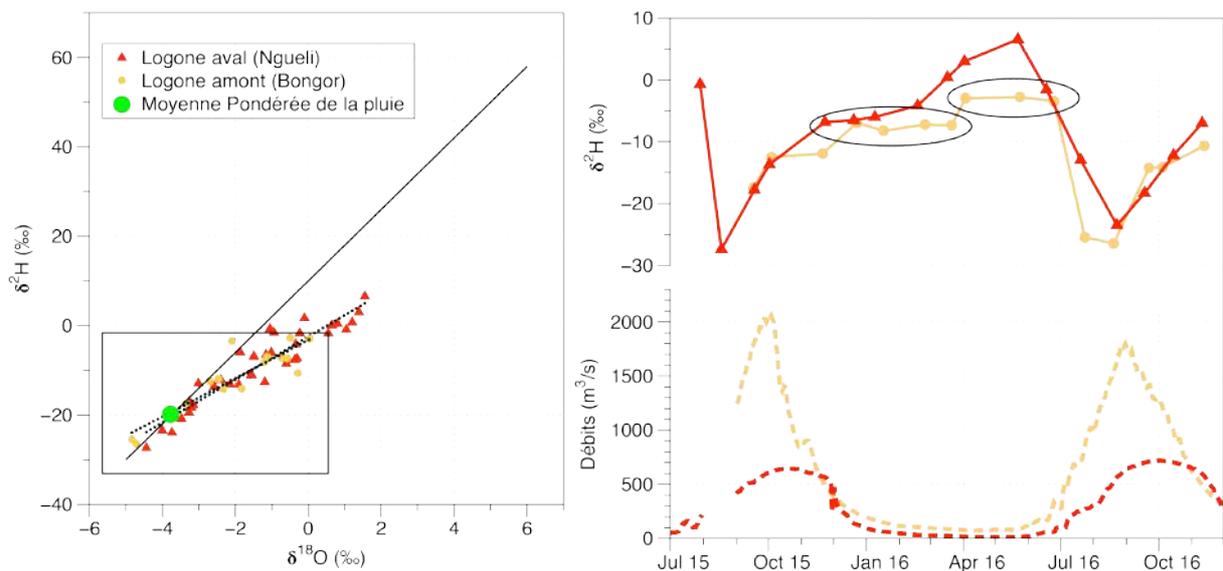


Figure 3.16. Composition isotopique des eaux du Logone amont et aval. La droite d'équation du Logone amont (Bongor) est de  $\delta^2\text{H}=4.28*\delta^{18}\text{O}-3.28$ ,  $r^2=0.790$  et celle du Logone aval (Nguéli) est de  $\delta^2\text{H}=4.80*\delta^{18}\text{O}-2.45$ ,  $r^2=0.886$ . Les couleurs rouge et jaune représentent respectivement Logone aval (Nguéli) et Logone amont (Bongor).

## 3.5. Discussion

### 3.5.1. Signal d'entrée du système

Pour toutes les études hydrologiques basées sur les traceurs isotopiques, il est important de connaître le signal d'entrée de la composition du système. Plusieurs études effectuées dans le bassin du lac Tchad ont choisi des valeurs moyennes pondérées en un point comme signal « d'entrée » dans le système (Njitchoua & Ngatcha, 1997; Djoret, 2000 ; Kadjangaba, 2007) .

Prendre une valeur moyenne pondérée de la composition isotopique des précipitations en un point comme signal « d'entrée » représentant tout le bassin du Chari-Logone comporte de grandes incertitudes. Cela est d'autant plus discutable pour le bassin du Chari-Logone, à cause de l'étendue du bassin versant, de sa position géographique dans la zone soudano-sahélienne et de la grande variabilité hydro-climatique. Cependant, pour avoir une information spatialisée, la méthode d'interpolation par krigage (Bowen & Revenaugh, 2003) ne peut être appliquée au bassin du Chari-Logone à cause de l'insuffisance des données disponibles.

La station de N'Djamena est la seule source de données isotopiques dans le bassin versant du Chari Logone. Si elle permet d'avoir une information sur les précipitations locales, elle est néanmoins située dans la partie aval du bassin versant, et donc très éloignée de la source d'alimentation des rivières (cf chapitre 2). Les données isotopiques mensuelles et interannuelles de la station pluviométrique de N'Djaména permettent de définir une droite météorique locale (DML), et de calculer une moyenne pondérée à long-terme (Figure 3.17). Il y a une différence entre la valeur moyenne pondérée obtenue de 1960 - 1995 ( $-3.91\text{‰}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) et  $-25.05\text{‰}$  ( $\delta^2\text{H}$ )), 2015 ( $-1.90\text{‰}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) et  $-6.65\text{‰}$  ( $\delta^2\text{H}$ )) et 2016 ( $-3.86\text{‰}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) et  $-20.36\text{‰}$  ( $\delta^2\text{H}$ )). On constate un enrichissement pour l'année 2015.

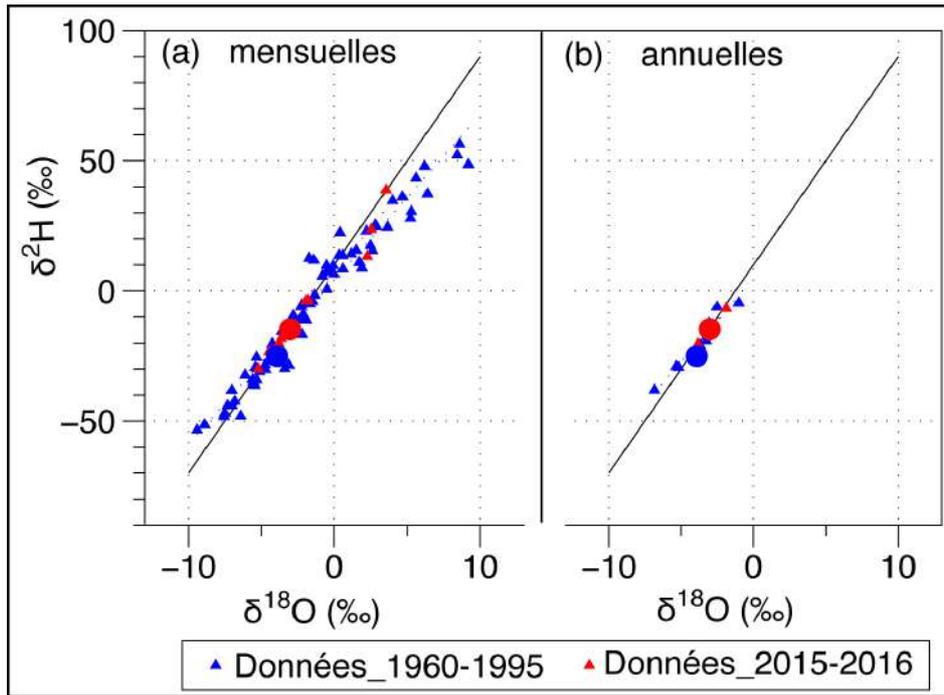


Figure 3.17. Composition isotopique des précipitations de N'Djaména. La droite d'équations des données mensuelles de la période 1960-1995 est :  $6.32 \cdot \delta^{18}\text{O} + 4.26$ ,  $r^2=0.95$  ; de la période 2015-2016 est :  $6.95 \cdot \delta^{18}\text{O} + 4.26$ ,  $r^2=0.97$  ; La droite d'équation des données annuelles de la période 1960-1995 est :  $6.34 \cdot \delta^{18}\text{O} + 4.32$ ,  $r^2=0.93$  et de la période 2015-2016 est :  $6.95 \cdot \delta^{18}\text{O} + 6.43$ ,  $r^2=1$ .

Pour aller plus loin, l'analyse des variations temporelles de la composition isotopique en  $\delta^2\text{H}$  du Chari et du Logone (Figure 3.14) permet de dégager quelques éléments.

La composition isotopique la plus appauvrie rencontrée au le cœur de la saison des pluies pour chaque année et pour chacun des sous-bassins amonts, est synthétisée dans le tableau 3.3. Les valeurs de d-exc sont relativement élevées (entre d-exc = 6.6 et 9.2‰), ce qui indiquent une influence très faible de l'évaporation. Ces compositions sont représentatives de la composition des précipitations dans les bassins amont respectifs du Chari et du Logone. Elles sont peu différentes de la valeur de l'intersection entre la DMM et la droite de régression correspondant à l'ensemble des données du système Chari-Logone ( $\delta^{18}\text{O} = -3.8$  ‰ et  $\delta^2\text{H} = -20$ ‰), mais elles permettent d'avoir une information plus précise sur les variations spatiales et interannuelles des précipitations qui représentent le signal d'entrée du système.

La valeur de la composition isotopique de 2015 est élevée pour le Chari. On constate également cette valeur est enrichie pour les précipitations de 2015.

Tableau 3.3. Composition isotopique minimale des eaux du Chari et du Logone : signal d'entrée du système.

	Chari à Chagoua			Logone à Ngueli		
	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d-exc	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d-exc
2013	-3,3	-19,5	6,6	-3,5	-20,9	6,9
2015	-2,3	-9,8	8,8	-4,4	-27,4	8,2
2016	-4,1	-23,7	9,2	-4,0	-23,5	8,5

### 3.5.2. Ampleur du signal évaporatoire sur le bassin versant

#### 3.5.2.1. Une composition représentative de celle de l'aquifère

Malgré leurs différences isotopiques, le Chari et le Logone présentent des compositions similaires lors de la crue, et en particulier fin novembre, juste avant le début de l'enrichissement isotopique marqué qui se produit ensuite, de façon plus prononcée pour le Chari que pour le Logone (Figure 3.14). Cette similarité des compositions suggère une alimentation des fleuves par un réservoir homogène sur l'ensemble des deux bassins versants. A cette saison, la décrue a commencé, et draine essentiellement l'eau de la nappe. Les compositions isotopiques, synthétisées dans le tableau 3.4, sont très stables entre les 3 années de mesure contrairement à la composition des précipitations, et peuvent être considérées comme représentatives d'une moyenne à l'échelle du bassin de la composition des eaux souterraines alimentant les rivières. Leur valeur moyenne ( $\delta^{18}\text{O} = -1.5$  ‰ ;  $\delta^2\text{H} = -7.2$  ‰, d-exc = 4.7 ‰) porte un léger signal évaporatoire.

Tableau 3.4. Composition isotopique moyenne des eaux de la crue : signature des eaux souterraines

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d-exc
2013	-1,6	-10,1	2,9
2015	-1,4	-5,9	5,7
2016	-1,4	-5,5	5,6

#### 3.5.2.2. Ampleur du signal évaporatoire en fin de saison sèche

Ici, on présente l'enrichissement en  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$  des eaux des fleuves Chari et Logone qui se produit durant la saison sèche, à partir de la période durant laquelle la contribution des eaux souterraines est dominante et donne une signature isotopique commune au Chari et au Logone.

L'établissement des graphes en  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^2\text{H}$  des eaux (Figure 3.18) montre pour chacune des années hydrologiques que les eaux de cette période se placent sur des droites d'évaporation (DEL : droite d'évaporation locale) qui sont très bien définies pour le Chari aval ( $r^2$  compris entre 0.99 et 1.00) et un peu moins bien définies pour le Logone aval ( $r^2$

compris entre 0.95 et 0.98). De plus, on constate un enrichissement isotopique plus important pour le Chari (augmentation de 5.6 et 7‰ en  $\delta^{18}\text{O}$  entre novembre et mai) que pour le Logone (augmentation de 3.3 et 3‰ en  $\delta^{18}\text{O}$ ) pour 2013-2014 et 2015-2016 respectivement. Le signal d'évaporation est donc nettement plus important sur le Chari que sur le Logone.

L'intersection entre la droite météorique mondiale (DMM) et les droites d'enrichissement des eaux du Chari et du Logone donne des valeurs qui sont dans le tableau suivant (Tableau 3.5). Ces valeurs sont très proches des valeurs du « signal d'entrée du système » pour 2013 et 2015 (Tableau 3.3), et suggèrent également une valeur plus enrichie du signal d'entrée pour le Chari en 2015. En revanche pour le Logone en 2015, la composition du mois d'aout est plus appauvrie que la valeur de l'intersection entre la DEL et la DMM, qui cependant est peu précise car la régression linéaire est plus faible ( $r^2 = 0.95$ ). L'intersection entre la DMM et la droite d'évaporation de 2012-2013 permet de proposer une composition pour le signal d'entrée de la saison 2012, bien qu'elle ne soit pas couverte par la période d'échantillonnage : -3.6 et -20 ‰ (Chari) ; -5 et -31 ‰ (Logone) respectivement en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ .

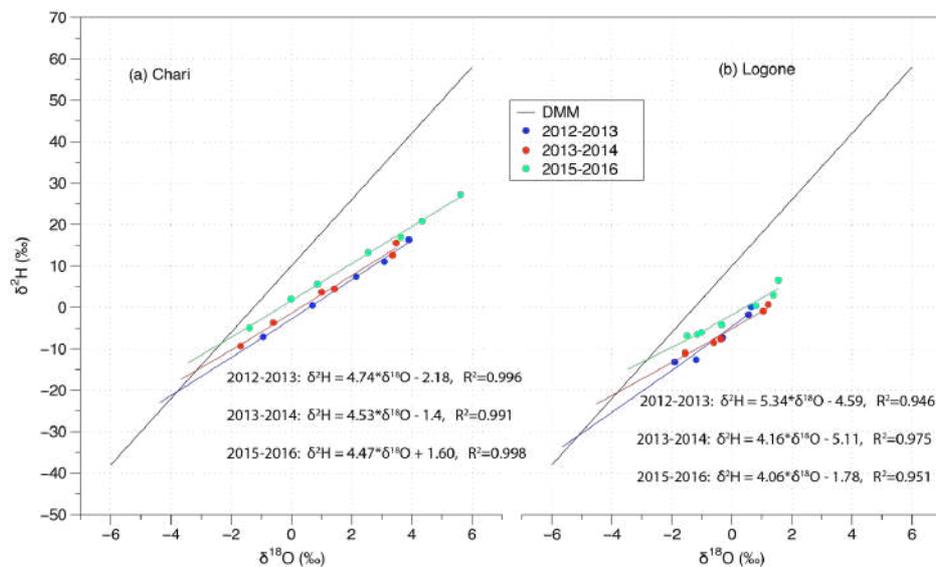


Figure 3.18. Périodes d'enrichissement isotopique de la période sèche des eaux du Chari et Logone de 2013 à 2016.

Tableau 3.5. Valeurs de l'intersection entre la DMM et les droites d'évaporation des eaux souterraines

	Chari à Chagoua		Logone à Ngueli	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
2012-2013	-3.6	-20	-5	-31
2013-2014	-3.3	-15	-3.7	-21
2015-2016	-2.4	-9	-2.9	-13

## Conclusion

Les variations du rapport isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  des eaux du Chari, du Logone et du Chari-Logone au cours de la période d'échantillonnage permettent de discerner deux périodes : une période d'enrichissement isotopique (augmentations du  $\delta^{18}\text{O}$  et du  $\delta^2\text{H}$ ) entre septembre à mai et une période d'appauvrissement isotopique (diminution du  $\delta^{18}\text{O}$  et du  $\delta^2\text{H}$ ) entre juin à août ou septembre.

Les valeurs de l'intersection entre la droite météorique mondiale et la droite tracée pour ces eaux des rivières Chari et Logone sont de :  $-3.8\text{‰}$  et  $-20\text{‰}$  respectivement en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ .

Le signal d'évaporation est plus important sur le Chari que sur le Logone. Il est plus fort en aval qu'en amont.

La composition isotopique des eaux du Chari et du Logone, la plus appauvrie rencontrée durant le cœur de la saison des pluies nous a permis de détecter la composition isotopique des précipitations dans les bassins amont respectifs du Chari et du Logone.

La similarité observée lors de la crue en particulier fin novembre a suggéré qu'une alimentation des fleuves par un réservoir homogène sur l'ensemble des deux bassins versants. A cette saison, la décrue a commencé, et draine essentiellement l'eau de la nappe. La signature des eaux souterraine donne de la valeur moyenne ( $\delta^{18}\text{O}=-1.5\text{‰}$  ;  $\delta^2\text{H}=-7.2\text{‰}$ , d-exc =  $4.7\text{‰}$ ) et porte un léger signal évaporatoire.

## CHAPITRE 4. CARACTERISATION CHIMIQUE ET ISOTOPE DU STRONTIUM DES EAUX DU SYSTEME CHARI-LOGONE

### Introduction

La géochimie des rivières reflète les divers processus d'altération qui affectent la surface de la Terre et au niveau de leurs bassins versants (Holeman, 1968; Milliman & Meade, 1983, Probst *et al.*, 1992; Gaillardet *et al.*, 1999; Viers *et al.*, 2000; Ollivier *et al.*, 2010). De nombreuses études menées sur différents fleuves de la planète ont tenté d'évaluer les taux d'altération chimique ( Gaillardet *et al.*, 1999; Amiotte Suchet *et al.*, 2003; Meybeck, 2003; Hartmann *et al.*, 2009; Musolff *et al.*, 2015; Ibarra *et al.*, 2017; Chorover *et al.*, 2017; Koger *et al.*, 2018), et les paramètres qui affectent ces taux d'altération (Négrel *et al.*, 1993, Picouet *et al.*, 2002; Mortatti & Probst, 2003; Tipper *et al.*, 2006). Une attention particulière a été portée sur l'altération des silicates qui, tout en pompant du CO<sub>2</sub> atmosphérique, joue un rôle particulier dans le cycle global du carbone.

En Afrique tropicale, en particulier, peu d'études ont été consacrées à ces processus géochimiques (altération). Les seuls bassins africains étudiés sont ceux du Congo (Négrel *et al.*, 1993), du Nyong (Viers *et al.*, 2000), du Niger (Picouet *et al.*, 2002) et de l'Afrique du Sud (Meybeck *et al.*, 1996) et Sassandra (Agbri *et al.*, 2010). Ces études ont mis en évidence des flux d'altération généralement inférieurs à la moyenne mondiale. Cependant, les environnements tropicaux devraient connaître de grandes perturbations hydrologiques au cours des prochaines décennies, avec des conséquences inconnues sur les flux d'altération.

Très peu d'études ont été réalisées sur le réseau hydrographique du Chari-Logone, bien que ce soit l'un des principaux réseaux hydrographiques du lac Tchad. C'est à Roche (1980) que nous devons les premières données illustrant la physico-chimie des eaux de Chari et Logone. Carmouze (1976) et Gac (1980) ont également étudié le transport de sel par les rivières qui alimentent le lac Tchad, afin de décrire l'équilibre chimique du lac et d'identifier les mécanismes qui le régulent. Mais depuis ces premiers travaux, aucune étude significative n'a tenté de caractériser la charge dissoute du système Chari-Logone. Dans cette étude, nous visons à fournir une caractérisation complète des processus d'altération qui contrôlent la charge et les flux chimiques vers le lac Tchad, et à analyser leur lien avec les variations climatiques. En s'appuyant sur des analyses des éléments majeurs et de la composition isotopique <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr de l'eau, il s'agit plus particulièrement d'élucider l'origine et le comportement des éléments majeurs dans le bassin versant et également d'estimer le flux dissous transporté par le système Chari-Logone et le taux d'altération des différentes formations géologiques du bassin versant. On se propose en particulier de regarder si ces flux ont varié sur les derniers 50 ans en comparant les données acquises dans le cadre de ce travail avec les données obtenues dans les années 60 et 70 par l'ORSTOM (Carmouze (1976), Gac (1980), Roche (1980)).

Pour aboutir aux objectifs fixés, ce chapitre est organisé en trois parties :

Une première partie définit les éléments du cadre théorique sur l'altération. Une deuxième partie décrit la méthodologie d'échantillonnage et présente les résultats. Enfin dans la dernière partie nous présentons l'article qui synthèse le résultat et leur interprétation.

## 4.1. Cadre théorique sur l'altération

### 4.1.1. Lien entre climat et cycle long de carbone

Les roches carbonatées et les roches silicatées sont les deux principales familles de roches qui consomment du CO<sub>2</sub> atmosphérique lors des processus d'altération (Lemoalle *et al.*, 2014). L'altération des silicates par le CO<sub>2</sub> joue un rôle majeur dans le bilan carbone à plus long terme (Gaillardet *et al.*, 1999; Wu *et al.*, 2005; Moon *et al.*, 2014). Cette dernière a donc un effet sur l'évolution de la température terrestre à l'échelle des temps géologiques (Walker *et al.*, 1981; Garrels, 1983).

Walker *et al.* (1981) ont mis en évidence une rétroaction négative des processus d'altération sur la quantité de carbone atmosphérique, et par conséquent sur la température globale. D'autres études ont par ailleurs montré que le réchauffement climatique entraînerait un accroissement de l'altération, ce qui favoriserait une augmentation du pompage du CO<sub>2</sub> et aurait donc également un effet "régulateur" (Berner & Maasch, 1996; Gaillardet *et al.*, 1999). Il est important en effet de savoir si le réchauffement climatique actuel entraîne une augmentation de l'altération. Selon Maher and Chamberlain (2014), le lien de cause à effet entre le réchauffement climatique et l'accélération de l'altération n'est pas un effet direct de la température, mais plutôt de l'augmentation des précipitations et donc du ruissellement.

Le climat est principalement régulé par le bilan entre le dégazage terrestre de CO<sub>2</sub> (volcanisme, magmatisme et métamorphisme) (Kerrick, 2001) et sa consommation par l'altération des silicates continentaux et la précipitation des carbonates marins (Walker *et al.*, 1981).

### 4.1.2. Facteurs contrôlant l'altération chimique

#### 4.1.2.1. Lithologie

La lithologie est le premier facteur à jouer un rôle important, en matière de dénudation chimique (Meybeck, 1987; Gaillardet *et al.*, 1999). Les minéraux n'ont pas le même degré d'altération, ce qui confère aux rivières qui les drainent une charge variable en éléments dissous (Stallard & Edmond, 1983). Basé sur l'étude de petites rivières ne drainant qu'un seul type de roche, Meybeck (2000) a proposé que les taux relatifs d'altération chimique des continents varient de granite (1) < gneiss et micaschistes (1.2) < gabbro et grès (1.3) < roches volcaniques (1.5) < schistes (2.5) < serpentine et amphibolite (5) < roche carbonatée (12) < gypse (40) < évaporites (80). Les minéraux secondaires sédimentaires silicatés produisent des flux moins importants que les roches granitiques (Meyer *et al.*, 2009). Cette variabilité d'altération expose des conséquences importantes sur le poids d'acide que peut supporter un milieu (Kram *et al.*, 1997) et sur l'alcalinité des eaux de rivières. Pour estimer le puits de CO<sub>2</sub> que constitue l'altération des roches continentales, il est indispensable de déterminer la part de charge dissoute provenant de chaque type de roche : silicates, carbonates, évaporites.

#### 4.1.2.2. Hydro-climat

L'altération des roches est fonction du temps de contact entre le minéral et l'eau. Ce paramètre est en partie dirigé par l'hydrologie.

L'effet du climat sur les flux d'altération s'exprime au travers de deux paramètres : la température et les précipitations ou l'écoulement spécifique. Ils jouent sur les vitesses de réactions et le temps de contact entre les solutions et les minéraux (Violette, 2010).

La quantité d'eau disponible pour les processus d'altération va éventuellement jouer sur les surfaces de contact entre les solutions et les minéraux (en fonction des teneurs en eau de chaque réservoir), mais aussi sur le temps de contact entre le minéral et la solution (si l'écoulement spécifique est faible, les solutions vont être peu renouvelées).

#### 4.1.3. Transport du produit d'altération chimique

Les cours d'eau jouent un rôle prédominant dans le transport des substances minérales et organiques, sous forme soluble ou particulaire, à la surface de la terre. La composition d'une eau de rivière est contrôlée par l'interaction eau roche entre les pluies et les eaux du sol chargées en acide carbonique, et les minéraux des roches continentales.

La phase dissoute regroupe l'ensemble des espèces dissoutes dont la taille est inférieure à 0,22  $\mu\text{m}$ . La composition chimique des eaux dépend de la nature des roches du bassin versant car les ions majeurs proviennent, pour l'essentiel, de processus d'altération suite aux réactions de dissolution des roches les plus abondantes. Selon Meybeck (1987), la prédominance des éléments dissous sont  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  et  $\text{HCO}_3^-$ . Ces éléments représentent généralement près de 99% de la matière minérale dissoute (Meybeck & Ragu, 1997). Ils sont généralement dominés par la lithologie (Négre & Deschamps, 1996).

#### 4.1.4. Dépôt des poussières atmosphériques

Les transports solides par le vent font également partie des processus liés à l'érosion. En région aride, le vent peut jouer un rôle d'arrachement, de transport ou de dépôt, tous ces phénomènes étant associés à un tri granulométrique des particules. C'est ainsi qu'à l'échelle de l'Afrique, le Sahara, et ses bordures, est connu comme étant le plus grand pourvoyeur de poussières du globe dont l'agent de transport vers le sud est l'Harmattan (Picouet, 1999) et la zone de l'Afrique subsaharienne comme une région de dépôts (Orange, 1996).

## 4.2. Échantillonnages et analyse des données

### 4.2.1.Échantillonnages

Les échantillons étudiés ici ont été collectés à un pas de temps mensuel en deux séries de campagnes. Une première campagne a été effectuée entre janvier 2013 et août 2014 sur 3 sites : le Chari à "Chagoua ", le Logone à « Nguéli » deux localités situées juste en amont de la confluence, et le Chari-Logone à 30 km en aval de cette confluence à Douguia. Une deuxième série d'échantillonnage a été effectuée entre juillet 2015 et novembre 2016 sur 5 sites : deux sur le Chari à Sarh (Chari amont) et à " Chagoua" (Chari aval) et deux sur le Logone à Bongor (Logone amont) et à Nguéli (Logone aval) et un sur le Chari-Logone à 30 km à Douguia (Fig. 3.11).

Pour chaque campagne, les mesures de pH, de conductivité et de température ont été effectuées *in situ* avec une sonde multiparamètre WTW. Les valeurs de conductivité fournies sont corrigées automatiquement de la température et ramenées à une température standard de 25°C. Les incertitudes sur les mesures de pH sont de 0,1 unité, sur la conductivité électrique de 10  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et sur la température de 0.5 °C.

Les échantillons prélevés pour les analyses des éléments majeurs et des traces ont été filtrés sur une membrane 0,45 $\mu\text{m}$  au laboratoire de géologie de l'université de N'Djaména. L'échantillon destiné à l'analyse des cations a été acidifié avec de l'acide nitrique ultra-propre pour éviter la précipitation des carbonates. L'alcalinité est mesurée pour tous les échantillons par titration des ions  $\text{HCO}_3^-$  avec de l'acide sulfurique à l'aide du système de titration Hach. Pour chaque échantillon, les mesures d'alcalinité sont répétées au moins 3 fois pour s'assurer d'une bonne reproductibilité de la mesure : la reproductibilité ainsi atteinte est généralement meilleure que 5%. Les échantillons ont été conservés dans un endroit frais à l'abri de la lumière.

### 4.2.2.Analyse des éléments majeurs

Les analyses des éléments majeurs ont été réalisées sur des chromatographies ioniques de marque Dionex successivement au Laboratoire de Glaciation et de Géoscience de l'Environnement (LGGE) à Grenoble (échantillons de la première série de campagne) et au Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE) à Aix en Provence (échantillons de la 2<sup>e</sup> série de campagne). Le laboratoire des isotopes radiogéniques et stables non conventionnels dirigé par Pierre Deschamps et nouvellement équipé d'une chromatographie ionique de type Dionex.

### 4.2.3.Validité des résultats d'analyse : Balance ionique

Pour vérifier la justesse des analyses, nous avons utilisé la méthode de la balance ionique qui est basée sur l'électroneutralité d'une solution. En théorie, la somme des anions exprimée en milliéquivalents doit correspondre exactement à la somme des cations exprimée de la même manière. En pratique, il existe presque toujours un écart entre ces

deux chiffres. La précision de la balance ionique (B. I) se calcule selon la formule suivante :

$$B.I = \frac{(\sum cations - \sum anions)}{(\sum cations + \sum anions)} * 100.$$

L'erreur couramment admise est de 5%. Mais pour le cas des eaux faiblement minéralisées, l'erreur est acceptable jusqu'à 10% (Picouet, 1999).

Pour plus de 99% de ces analyses, cette condition est vérifiée (Figure 4.1). Une erreur sur la balance ionique a été constatée, notamment pour un point. Deux phénomènes sont susceptibles de diminuer la représentativité des valeurs mesurées *in situ*: mauvaises manipulations ou évolution du système calco-carbonique de l'échantillon.

Dans le cas de cette étude, l'échantillon du mois de mai 2016 de Bongor n'est pas balancé (B.I: 19%). Cette erreur sur la balance ionique peut provenir d'une précipitation des minéraux. Probablement cet échantillon destiné aux analyses des cations n'est pas acidifié.

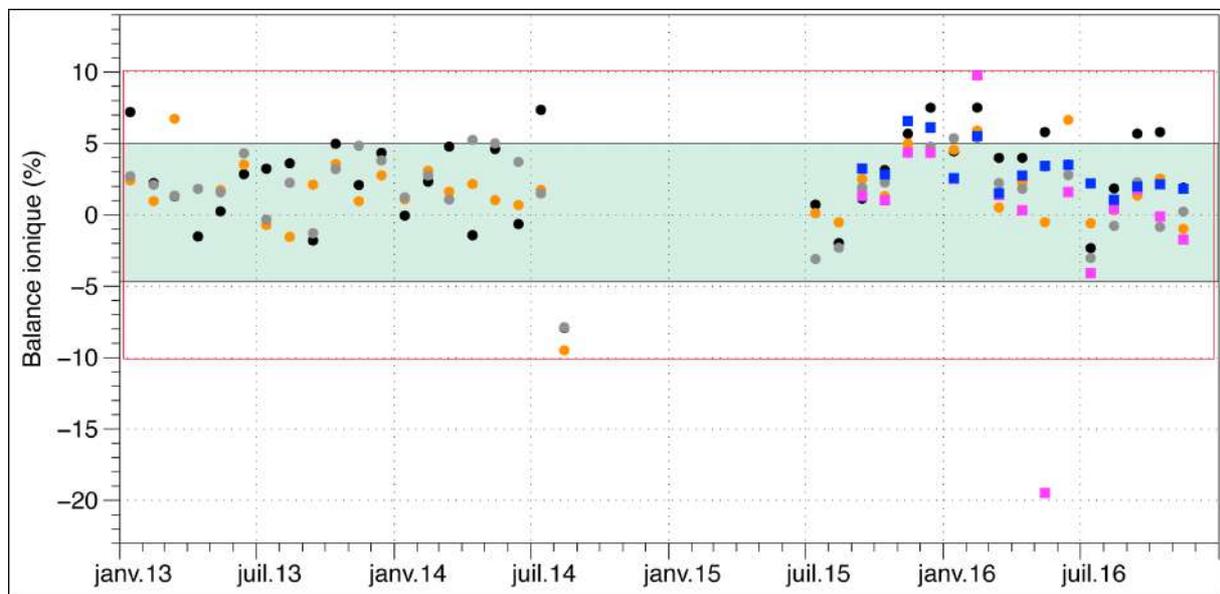


Figure 4.1. Reproductibilité des échantillons. Carte montrant les balances ioniques des eaux du système Chari-Logone : les points noirs (Chari à Chagoua), les marrons (Logone à Nguéli), les gris (Chari-Logone), les bleus (Chari à Sarh) et les roses (Logone à Bongor).

#### 4.2.4. Analyses de la composition isotopique du strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )

Les isotopes du strontium ont été analysés au CEREGE sur un spectromètre de masse multi-collecteur à source plasma (MC ICP-MS) de type Neptune+. La technique MC ICP-MS consiste à introduire l'échantillon sous forme de solution dans la source plasma du spectromètre où il est vaporisé et ionisé dans un plasma d'argon partiellement ionisé sous l'influence d'un champ électromagnétique.

Nous avons réalisé soixante analyses isotopiques du strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) sur des échantillons d'eaux du Chari, du Logone et du Chari-Logone. La chimie préparatoire, nécessaire pour séparer et purifier le strontium, s'est déroulée dans la salle blanche du CEREGE. Pour chaque échantillon, un volume d'eau correspondant à environ 200 ng de Sr a été prélevé puis évaporé. Les étapes de préparation et de séparation du strontium ont été réalisées à l'aide de la résine spécifique Sr-Spec sur des colonnes de 200  $\mu\text{l}$ . Le volume d'eau récupéré (contenant uniquement du Sr) a été évaporé puis attaqué par  $\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$  pour minéraliser des éventuels résidus organiques de la résine Sr-Spec. Ensuite pour l'analyse au MC ICP-MS, les échantillons sont dilués environ à 70 ppb. Du fait du fractionnement de masse expérimental, les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ont été corrigés en s'appuyant sur le rapport  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  connu et fixe (8,375209).

En fixant le  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , on s'affranchit des fractionnements isotopiques naturels et on s'intéresse uniquement aux variations du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  lié à la décroissance radioactive du  $^{87}\text{Rb}$  dans le réservoir source. La précision interne de mesure du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est de l'ordre de  $\pm 8 \times 10^{-6}$  ( $2\sigma$ ). La reproductibilité des mesures des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est testée par l'analyse répétitive d'un standard international (NBS 987 :  $0,71024 \pm 0,00002$  ;  $2\text{sd}$  ;  $n = 59$ , cette valeur est similaire à la valeur acceptée  $0,710248$  (Thirlwall, 1991) et d'un échantillon de référence local (TCH2:  $0,71506 \pm 0,00005$ ;  $2\text{sd}$ ;  $n = 8$ ).

### 4.3. Résultats

#### 4.3.1. Paramètres physico-chimiques des eaux du système Chari-Logone global

##### 4.3.1.1. Conductivité électrique (CE)

La conductivité électrique est la mesure de la capacité de l'eau à conduire le courant électrique et elle dépend de la concentration en ions.

Les conductivités électriques oscillent entre 38  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et 108  $\mu\text{S}/\text{cm}$  pour les eaux du Chari, celles du Logone sont comprises entre 41  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et 72  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et le Chari-Logone a des valeurs comprises entre 39 et 92  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Figure 4.2). La valeur minimale de la conductivité de toutes les rivières est atteinte en juillet-août pendant le maximum de pluviosité. Ensuite, elle augmente progressivement de septembre à avril, pendant le minimum de débit (Figure 4.2). Elle diminue ensuite de mai à août. On observe un décalage de trois mois entre la crue maximale de débit (octobre ou novembre) et la valeur minimale de la conductivité électrique (juillet ou août).

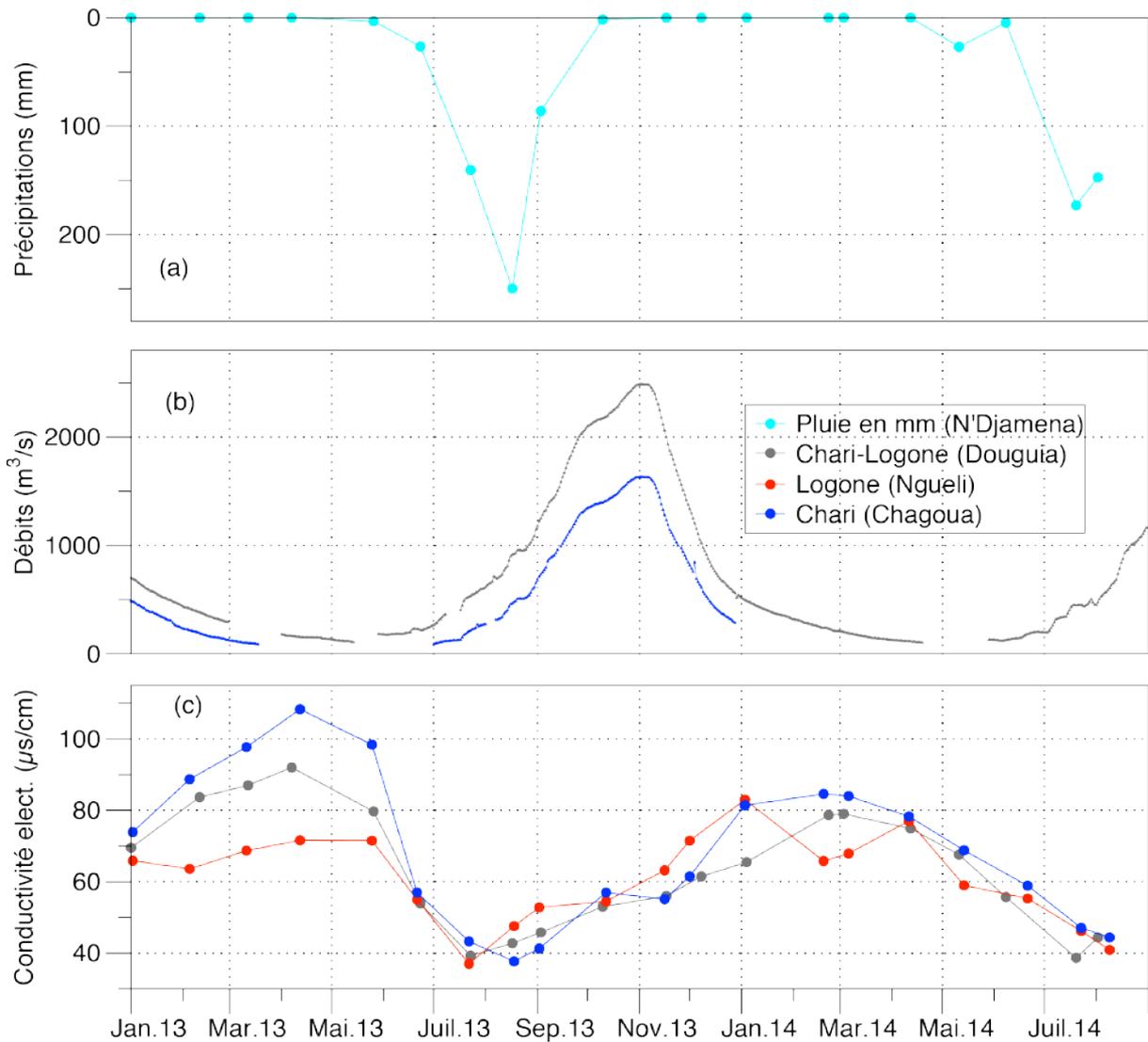


Figure 4.2. Variations de la conductivité électrique du système Chari-Logone entre janvier 2013 et août 2014. L'histogramme (a) présente les précipitations au cours du temps à la station de N'Djaména, les graphes (b) montrent les débits du Chari à Chagoua en trait noir foncé et le débit du Chari-Logone à N'Djaména en couleur grise et les graphes (c) montrent les conductivités électriques (le trait noir (Chari), le marron (Logone) et le gris (Chari-Logone)).

#### 4.3.1.2. Température et pH

La température est un paramètre qui influence les diverses activités biologiques et chimiques dans l'eau et joue un rôle principal dans la distribution et le développement de la faune et la flore (Chauhan & Sagar, 2013). Une température d'eau élevée réduit la teneur en oxygène dans l'eau et par conséquent, elle aide à diminuer la croissance des microorganismes (Verma & Saksena, 2010).

Les valeurs de la température varient entre 21°C et 32°C (Figure 4.3a) dans les rivières Chari, Logone et Chari-Logone. Ces valeurs sont caractéristiques des fortes variations saisonnières et sont corrélées à la température de l'air.

Les valeurs de pH de toutes les eaux sont neutres et légèrement basiques et varient entre 7 et 9 (Figure 4.3b).

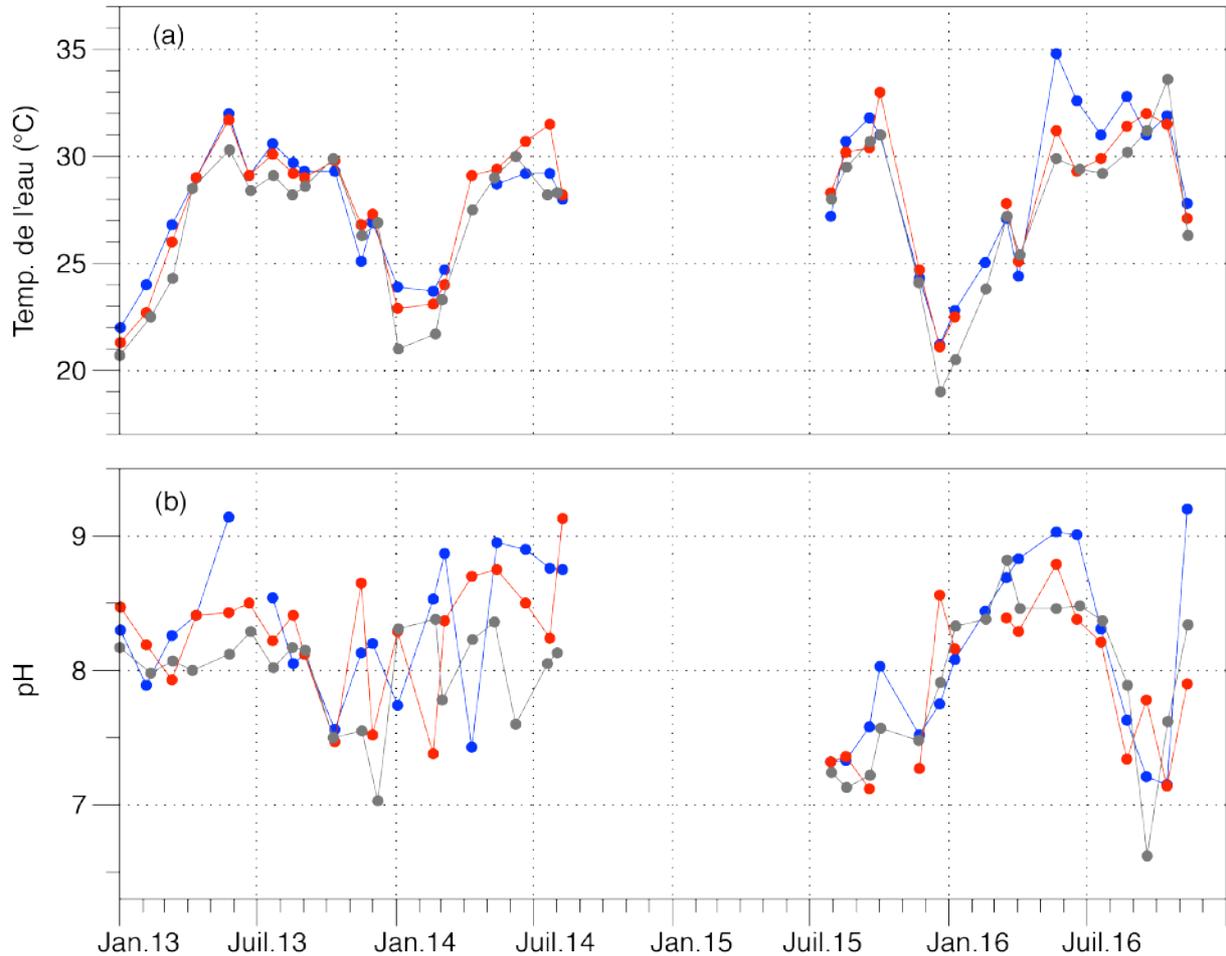


Figure 4.3. Variations de la température et du pH des eaux du système Chari-Logone : le trait bleu (Chari), le rouge (Logone) et le gris (Chari-Logone).

## 4.3.2. Chimie élémentaire et typologie des eaux du système Chari-Logone global

### 4.3.2.1. Ordre d'abondance des éléments dans les eaux

La composition chimique des eaux du Chari, du Logone et du Chari-Logone est marquée par une faible concentration de matières dissoutes (éléments majeurs). Les hydrogénocarbonates, le calcium, le magnésium, le sodium et le potassium sont les espèces minérales dissoutes largement dominantes dans les rivières Chari, Logone et Chari-Logone.

Les concentrations des anions sont décroissantes dans l'ordre  $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^-$  pour les rivières Chari, Logone et Chari-Logone. L'anion  $\text{HCO}_3^-$  est le plus abondant et représente quelle que soit la station plus de 96 % de la somme des anions (en  $\text{meq.l}^{-1}$ ). Les ions chlorures représentent seulement environ 4% de la charge négative (Figure 4.4). L'abondance des cations pour toutes les rivières varie dans l'ordre suivant : entre janvier à mai  $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ ; entre juin à août  $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$  et entre septembre à décembre  $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ .

En moyenne annuelle, le  $\text{Ca}^{2+}$  est dominant avec plus 32% de la somme des cations (en  $\text{meq.l}^{-1}$ ) suivi de Mg (29%), de Na (25%) et K (14%) pour le Chari à Chagoua (Figure 4.4a). Presque les mêmes proportions sont observées sur le Logone à Nguéli (Figure 4.4b) et Chari-Logone à Douguia (Figure 4.4c).

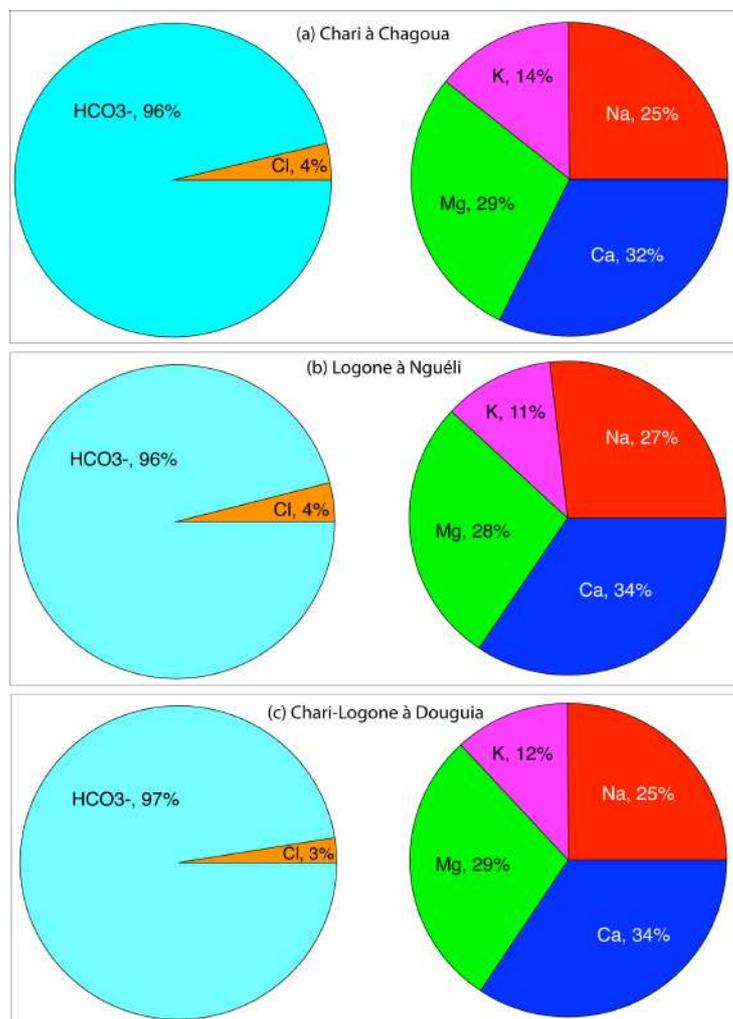


Figure 4.4. Compositions ioniques (proportion moyenne interannuelle de chaque cation et anion en  $\text{meq/l}$ ) des eaux du Logone, du Chari et du Chari-Logone du système global.

#### 4.3.2.2. Diagramme de Piper

Les résultats obtenus sur la composition chimique des eaux en éléments majeurs permettent de caractériser les eaux et de définir leur faciès hydro-chimique suivant la classification de Piper. Toutes les eaux prélevées montrent un faciès bicarbonaté calcoc-magnésien (Figure 4.5). Pour les eaux du Chari, ce faciès évolue vers un pôle bicarbonaté sodique-potassique pendant la saison pluvieuse sous l'effet d'un enrichissement relatif plus important en Na pendant cette période. La prédominance de l'ion bicarbonate est systématique.

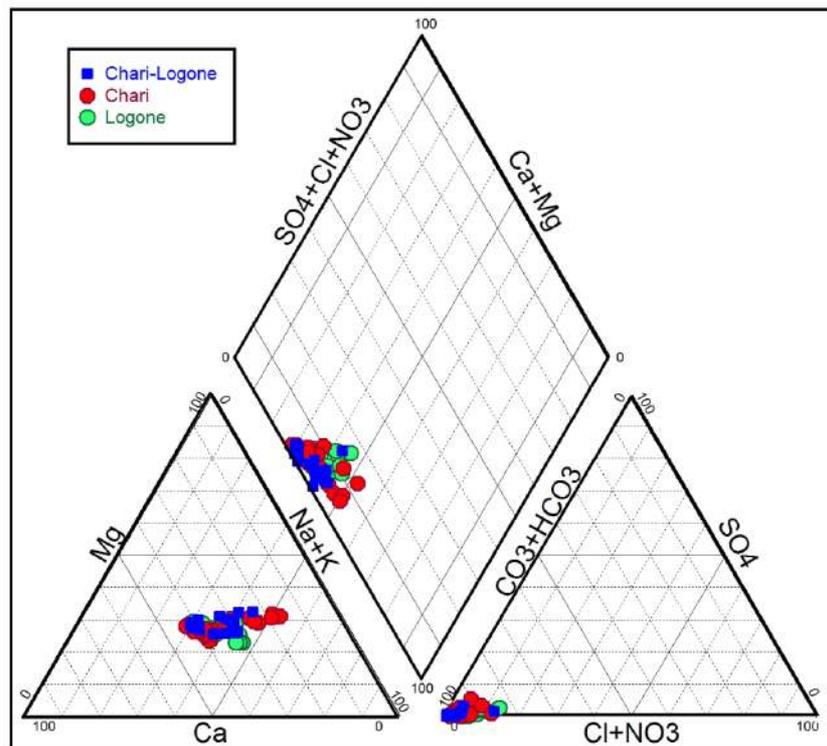


Figure 4.5. Diagramme de Piper des eaux du système Chari-Logone global.

### 4.3.3. Variabilité temporelle de la composition chimique des éléments

#### 4.3.3.1. Teneur en bicarbonate et en chlore dans les eaux

La variabilité dans le temps des bicarbonates montre que la concentration minimale des eaux du Logone est observée un mois avant celle du Chari (Figure 4.6). La dilution est donc plus précoce sur le Logone que sur le Chari. Le minimum de bicarbonate est synchrone avec le maximum de la pluie (Figure 4.6). Le chlorure ne représente qu'environ 4% de la charge négative. Cet élément est généralement considéré comme conservatif et traceur de la contribution des eaux souterraines. Mais il montre aussi une grande

variabilité, le signal semble très bruité pour la première campagne d'échantillonnage (Figure 4.6). Le maximum de débit en octobre (Figure 4.6) est synchrone avec le minimum de concentration du chlore observé en octobre. On observe un décalage de trois mois entre le minimum de bicarbonate et le minimum de teneur en chlore (Figure 4.6).

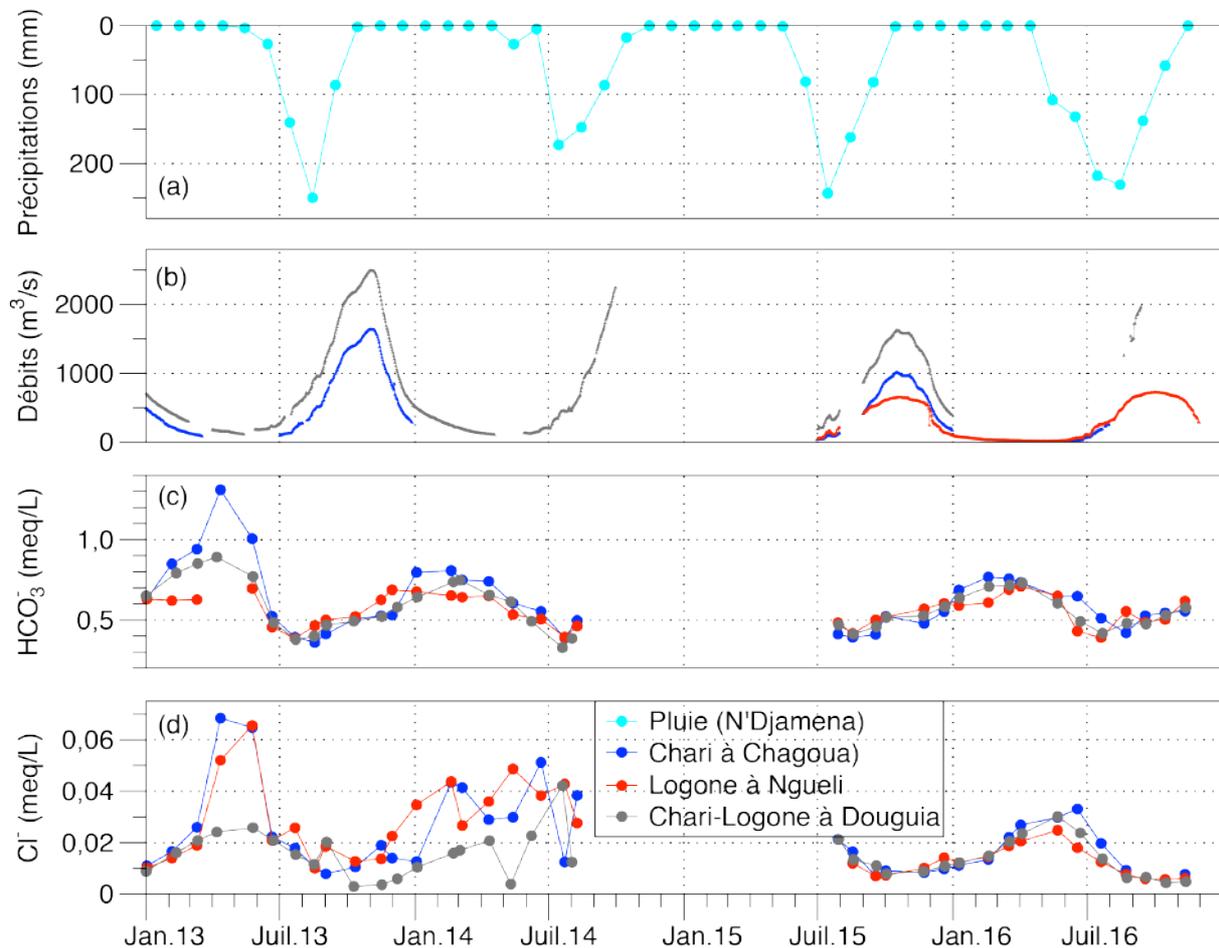


Figure 4.6. Variabilité de la teneur en bicarbonate et du chlore au cours du temps dans les eaux du système Chari-Logone.

#### 4.3.3.2. Teneurs en cations majeurs dans les eaux

Tous les cations décrivent le même effet de dilution avec de légères différences entre les éléments : au début de la saison des pluies,  $\text{Ca}^{2+}$  diminue plus brutalement que  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Na}^+$  dans les eaux des rivières du système Chari-Logone (Figure 4.7).

L'analyse de la figure 4.7 des eaux du Chari, du Logone et du Chari-Logone met en évidence deux périodes distinctes :

- ◇ Une période d'avril (ou mai) jusqu'en août où il y a une diminution des concentrations élémentaires alors que le débit commence à augmenter à partir de juin.

- ◇ Une période de septembre à avril où les concentrations augmentent progressivement pour atteindre ses valeurs maximales en période des basses eaux.

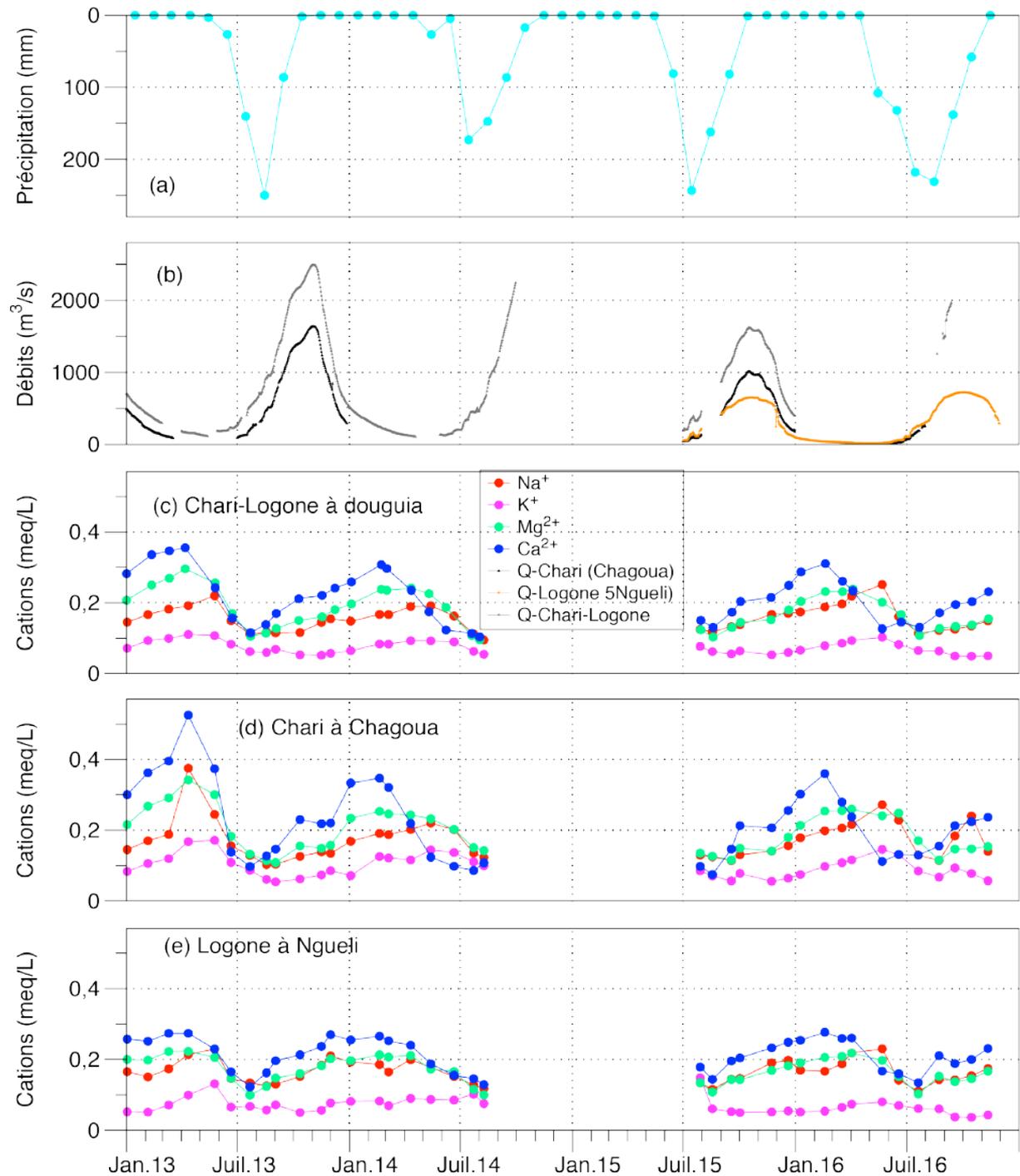


Figure 4.7. Variation au cours du temps des éléments chimiques cationiques dans les eaux du Chari à Chagoua, du Logone à Nguéli et du Chari-Logone à Douguia.

#### 4.3.3.3. Teneur en silice dans les eaux

La silice ( $\text{SiO}_2$ ) ne suit pas le comportement des autres éléments dissous et reste presque constante au cours du temps sauf pendant la saison des pluies (juillet) où il y a une forte baisse (Figure 4.8). Cette baisse pourrait être attribuée soit à la dilution par la pluie (Figure 4.8), soit à la participation dans les cycles nutritifs des espèces végétales.

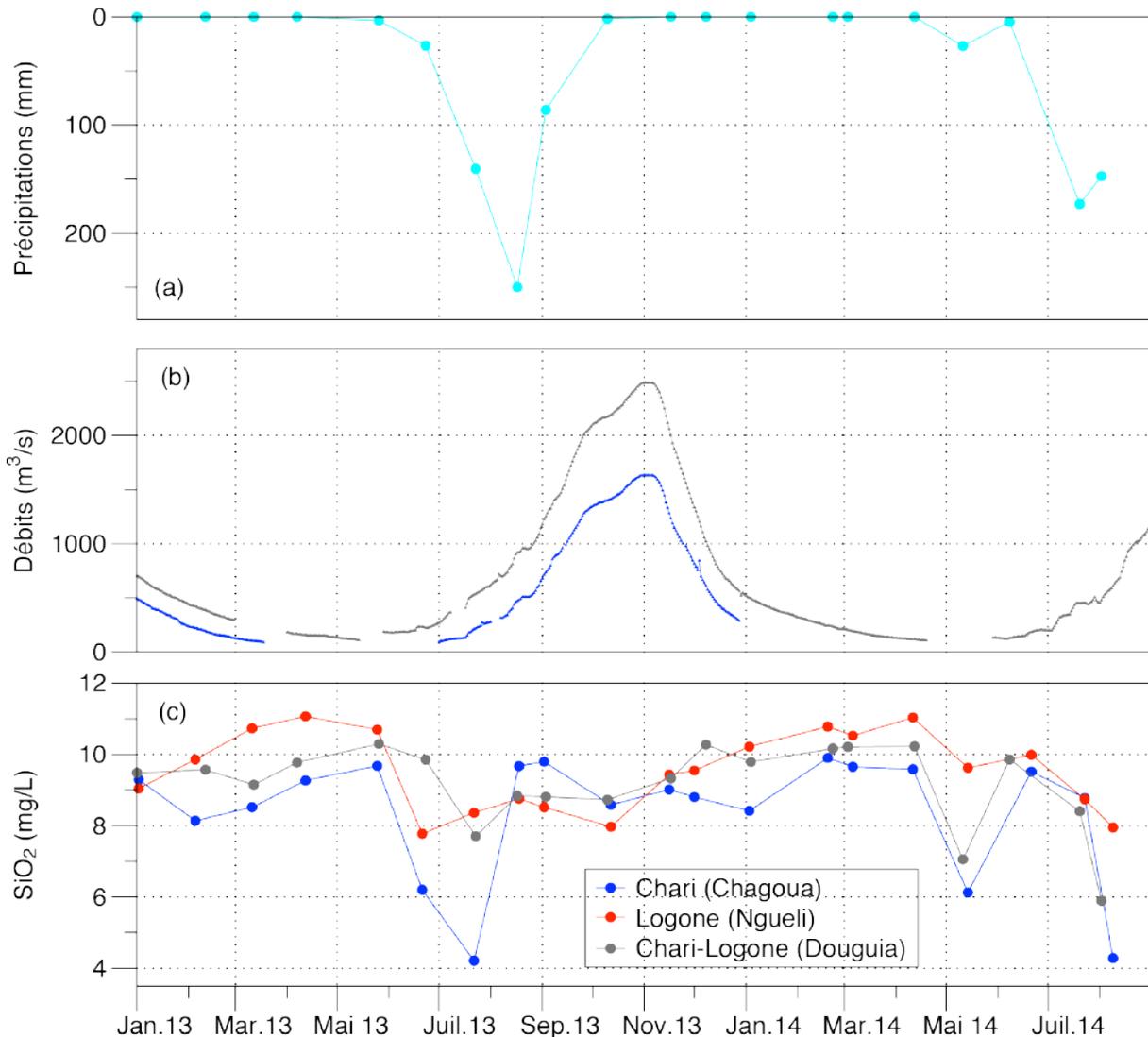


Figure 4.8. Variation au cours du temps de la silice dans les eaux du Chari à Chagoua, du Logone à Nguéli et du Chari-Logone à Douguia.

#### 4.3.3.4. Rapports X/Na des éléments au cours du temps

Le rapport K/Na est presque constant pour le Chari, le Logone et le Chari-Logone ou varie très peu (Figure 4.9). On observe une grande variabilité au cours du temps des rapports Ca/Na, entre juillet et août une première diminution significative du rapport Ca/Na (il passe de 2.5 à 0.4) qui correspond au maximum de la pluie (Figure 4.9) et une deuxième

diminution moins marquée en novembre pendant le maximum de crue et le début de la décrue (Figure 4.9). Le rapport Mg/Na montre une même saisonnalité que Ca/Na mais avec une moindre amplitude (rapport 1.5 à 0.6). Le rapport Mg/Na est important seulement de janvier à mars (Figure 4.9).

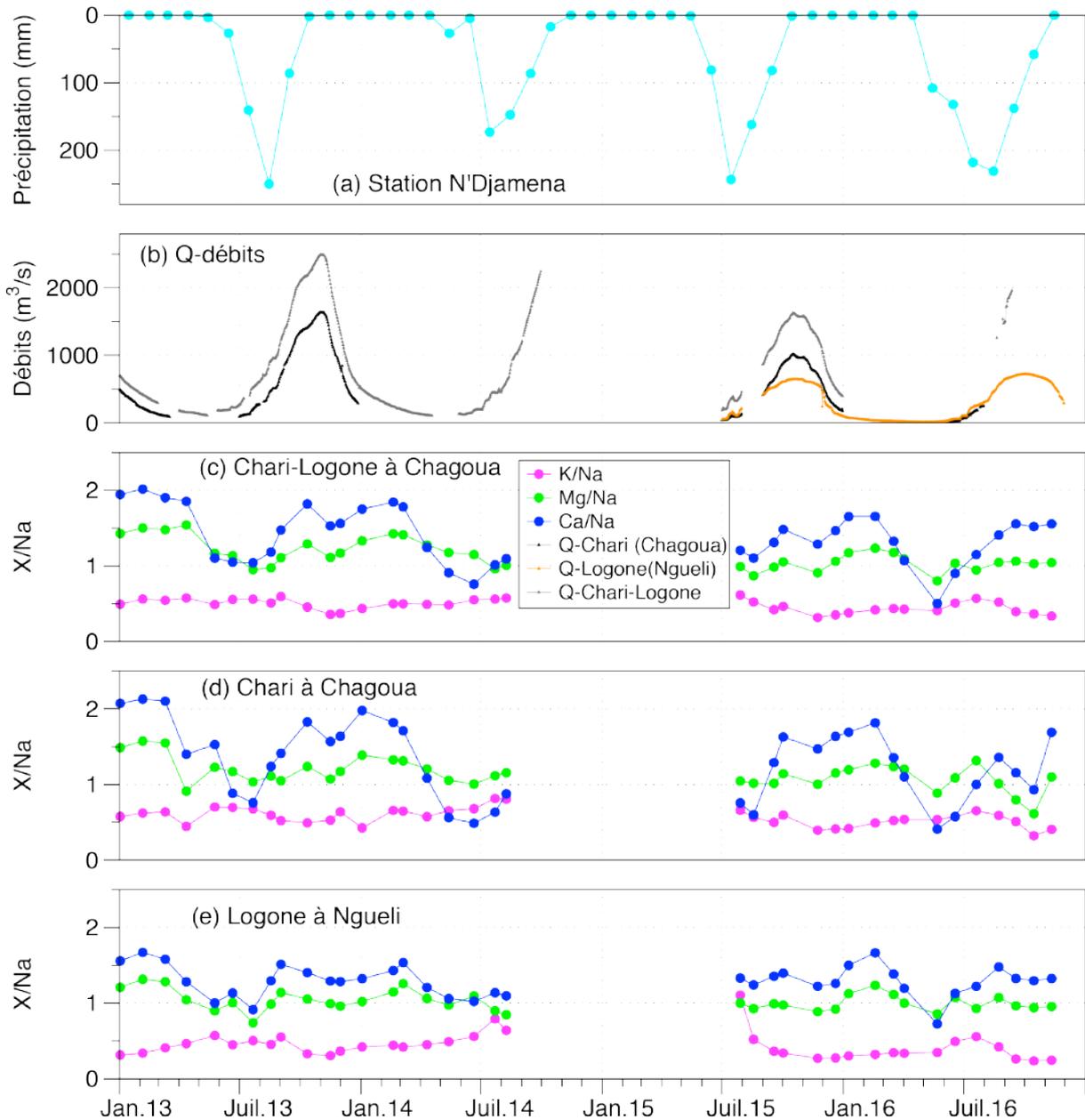


Figure 4.9. Relations entre les cations majeurs et rapport élémentaire des eaux du Chari à Chagoua, du Logone à Nguéli et du Chari-Logone à Douguia.

#### 4.3.4. Concentration et composition isotopique du strontium ( $^{87}\text{Sr}$ / $^{86}\text{Sr}$ )

La teneur en strontium évolue de la même manière que les autres alcalino-terreux (Ca et Mg). La valeur la plus élevée est observée en avril (0.0016 meq/L pour le Logone et 0.0019 meq/L pour le Chari) et la plus faible en juillet (0.0004 meq/L pour le Chari et 0.0006 meq/L pour le Logone). Les valeurs moyennes annuelles sont de 0.0009 meq/L et 0.0012 meq/L respectivement pour le Chari et Logone. Le Logone a des valeurs plus élevées que le Chari sauf le mois d'avril où le Chari est plus concentré que le Logone (Figure 4.10).

Le Chari et le Logone ont des signatures en composition isotopique du strontium bien distinctes, avec des valeurs en moyenne moins radiogéniques pour le Logone ( $0.7120 \pm 0,0002$ ,  $n=6$ ) que pour le Chari ( $0.7170 \pm 0,0005$ ,  $n=6$ ). Ces valeurs sont très peu ou pas variables au cours du temps. Exception du Chari aux mois de Mai et Juin 2013 qui montrent une signature moins radiogénique. Pour le Chari, on observe une baisse considérable de la composition isotopique au mois d'avril par rapport aux autres mois de l'année. La composition isotopique en strontium du Logone est à peu près constante au cours du temps. Cela nous amène à dire que sur le bassin du Logone, l'altération s'effectue toujours sur les mêmes formations rocheuses. Le Chari-Logone a des valeurs intermédiaires entre les deux rivières mais variables avec les contributions relatives de chaque affluent (Figure 4.10).

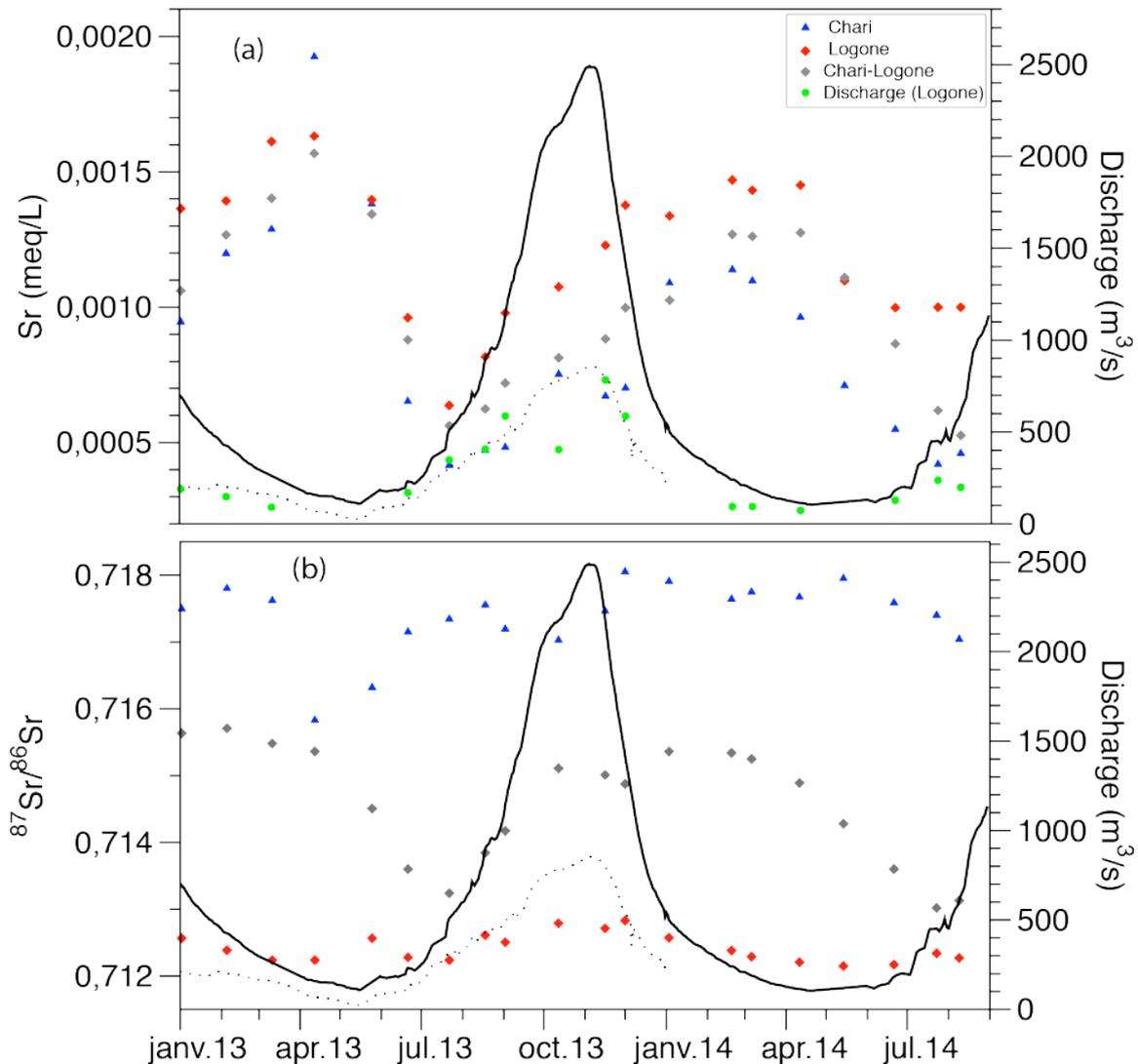


Figure 4.10. Teneur (a) et la composition isotopique (b) du strontium dans les eaux du Chari (bleu), du Logone (rouge) et Chari-Logone (gris). La courbe noire continue est le débit du Chari-Logone mesuré à N'Djamena, La courbe noire discontinue est le débit du Logone déduit de la différence entre le débit de Chari-Logone et le débit du Chari mesurés. Les lignes pointillées vertes sont les débits de Logone calculés à partir des données de strontium. La reproductibilité analytique des données de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr est inférieure à la taille des points.

### 4.3.5. Comparaison des éléments chimiques entre Chari amont et Chari entier

#### 4.3.5.1. Variabilité de la concentration du chlorure et du bicarbonate

La variabilité dans le temps des concentrations en chlorure des eaux du Chari amont à Sarh montre que la valeur maximale est observée en mars 2016 pour le Chari amont à Sarh et juin 2016 pour le Chari aval à Chagoua. Les valeurs minimums sont observées de septembre à novembre 2016, pendant le maximum des débits (Figure 4.11). Entre le Chari amont et aval, on constate un décalage de 2 mois entre les valeurs maximales (Figure

4.11). Les concentrations du chlorure commencent à augmenter à partir de novembre pour atteindre le maximum en mars ou juin. Cette augmentation pourrait être due à l'évaporation et un peu de lessivage ou des phénomènes de chasse d'eau. Les concentrations sont plus importantes pour le Chari amont qu'aval.

La concentration maximale des bicarbonates des eaux du Chari amont à Sarh est observée en avril 2016 et le minimum en juillet 2016 (Figure 4.11). Concernant le Chari entier à Chagoua, le maximum est observé en février 2016 et le minimum en août 2016. Entre le Chari amont et aval, on constate un décalage de 2 mois pour les valeurs maximales et un mois pour les valeurs minimales (Figure 4.11).

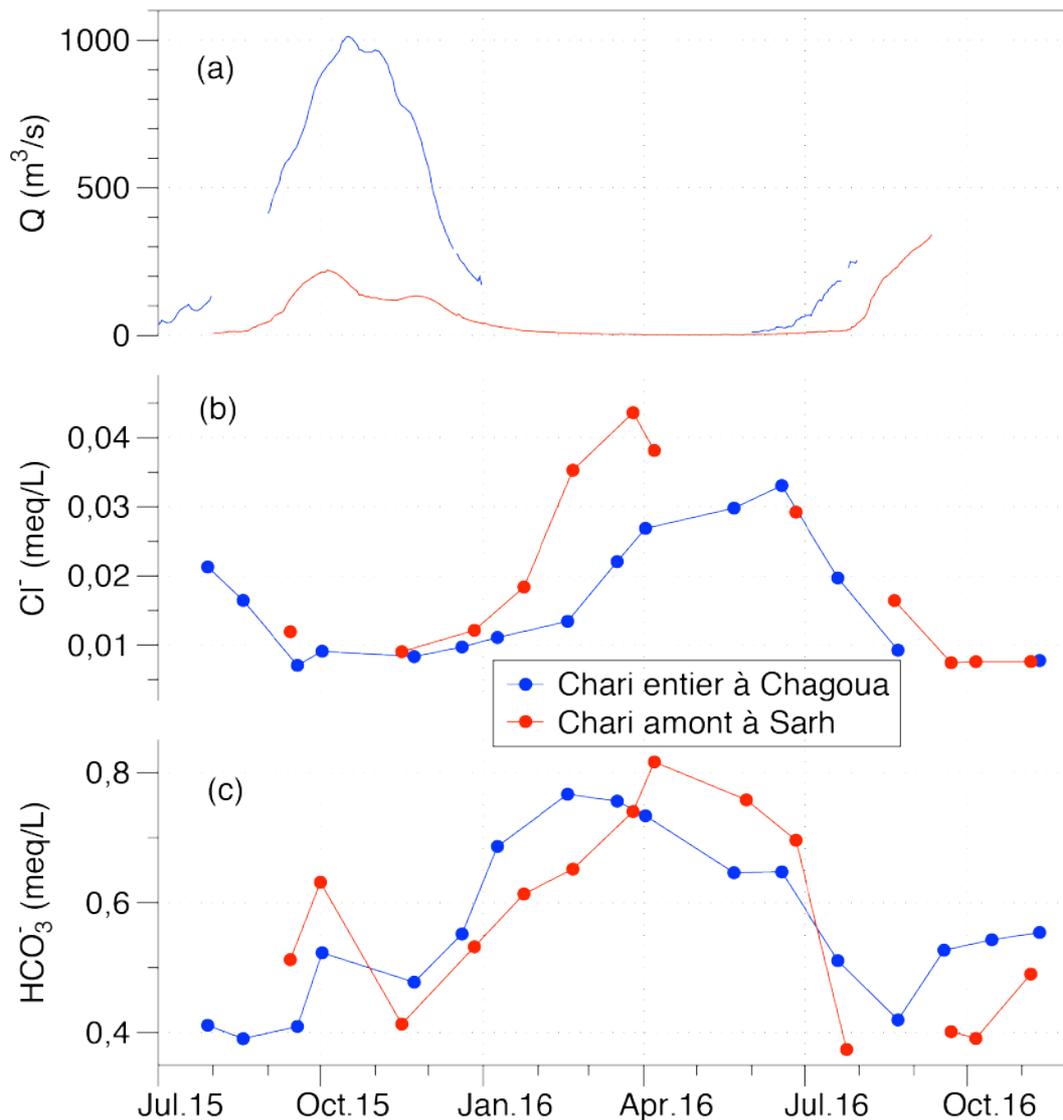


Figure 4.11. Évolution de la concentration du chlorure et du bicarbonate au cours du temps pour le Chari amont à Sarh et Chari entier à Chagoua.

#### 4.3.5.2. Variabilité des cations majeurs

L'analyse de la figure 4.12 des éléments chimiques des eaux du Chari amont à Sarh montre une évolution similaire que le Chari entier à Chagoua. Elle met en évidence deux périodes distinctes :

- ◇ Une période de novembre à avril où les concentrations augmentent progressivement pour atteindre ses valeurs maximales pendant la période de basses eaux.
- ◇ Une période d'avril jusqu'en novembre où il y a une diminution des concentrations élémentaires alors que le débit commence à augmenter à partir de juin.

Les  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  évoluent de la même manière pour le Chari amont et aval (Figure 4.12) par contre le  $\text{Ca}^{2+}$  montre une différence pour ces deux points de mesure (Figure 4.12). La valeur maximale du  $\text{Ca}^{2+}$  du Chari amont à Sarh est observée en avril 2016 par contre en février 2016 pour le Chari entier (Chagoua).

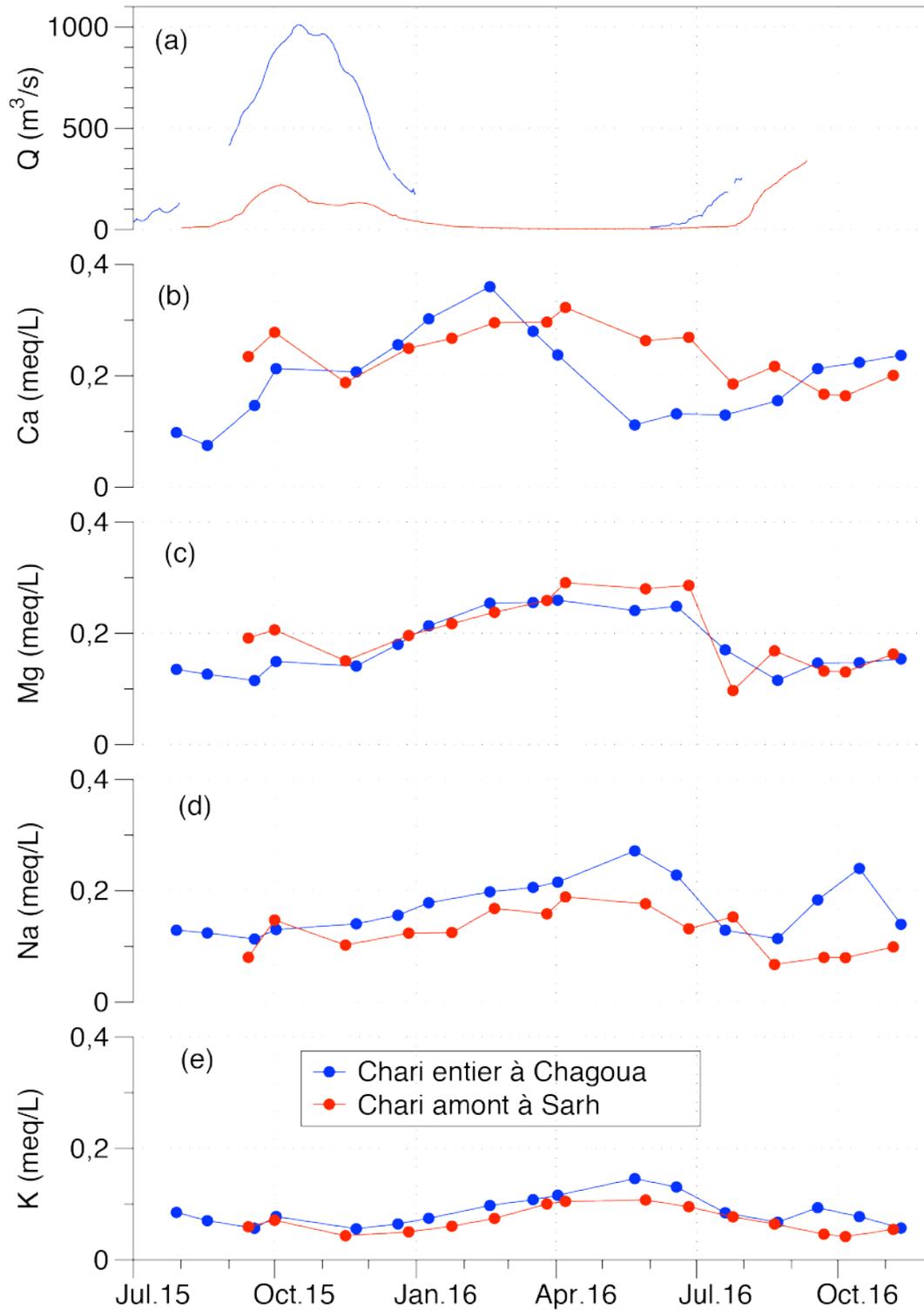


Figure 4.12. Évolution de la concentration des cations majeurs au cours du temps pour le Chari amont à Sarh et Chari entier à Chagoua.

### 4.3.6. Comparaison des éléments chimiques entre Logone à Bongor et Logone entier à Ngueli

#### 4.3.6.1. Variabilité de la concentration du chlorure et du bicarbonate

L'analyse des graphes d'évolution au cours du temps des teneurs en chlorure et bicarbonate (Figure 4.13) du Logone à Bongor montre des périodes d'augmentation et de diminution similaires au Logone entier à Ngueli. On constate une première diminution moins marquée des concentrations de ces deux éléments en janvier puis elles augmentent et atteignent des maximums en avril pour le bicarbonate et mai pour la concentration du chlorure. Ensuite ils atteignent des minimums en juin ou juillet et octobre respectivement pour  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{Cl}^-$  (Figure 4.13).

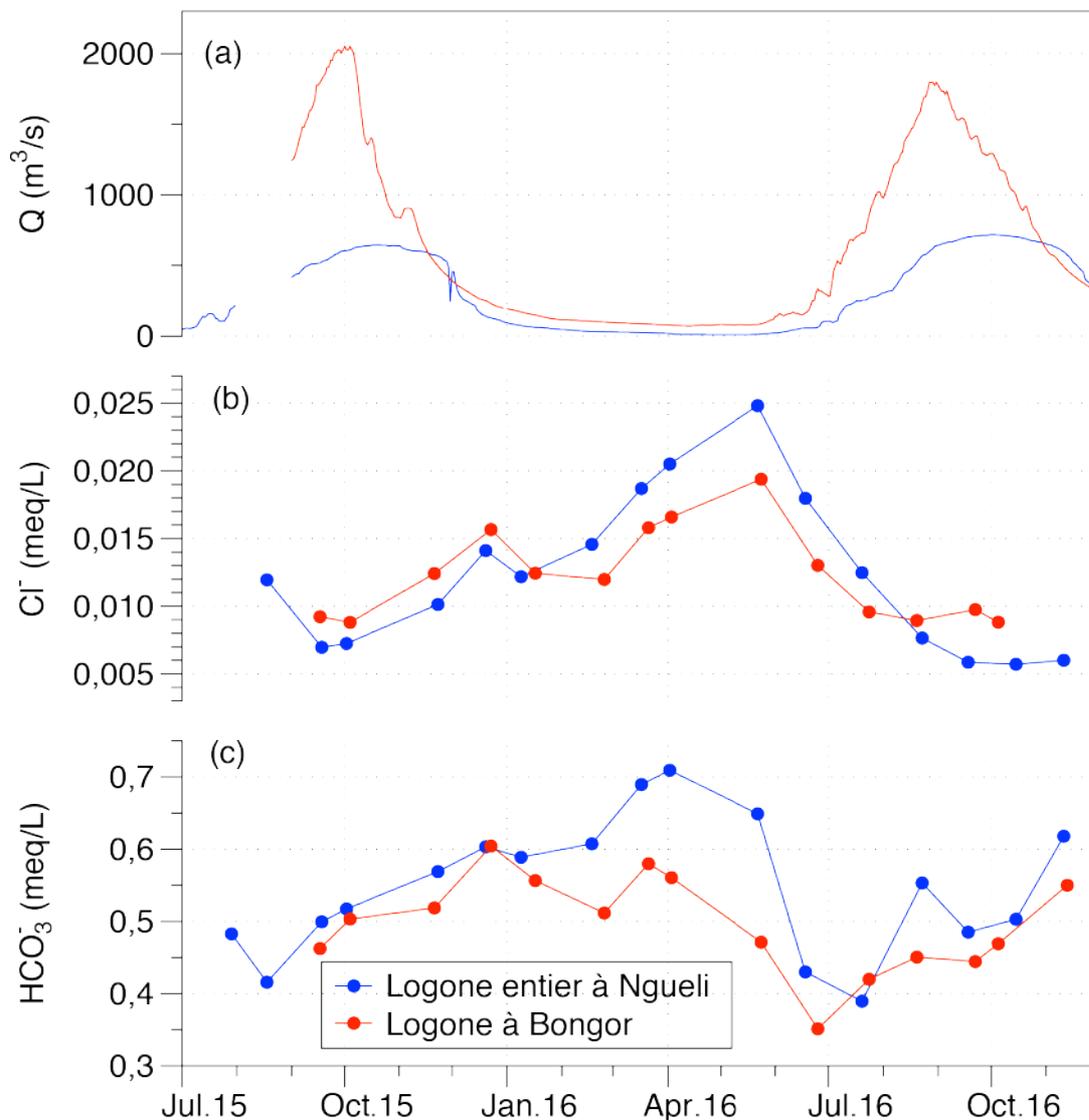


Figure 4.13. Évolution de la concentration du chlorure et du bicarbonate au cours du temps pour le Logone à Bongor et Logone entier à Ngueli.

#### 4.3.6.2. Variabilité des cations majeurs

La comparaison entre l'évolution des éléments chimiques des eaux du Logone à Bongor et du Logone entier à Ngueli sont similaires sauf pendant le début de la période de diminution (Figure 4.14). On observe un décalage d'un à deux mois pour les valeurs minimales.

L'analyse de la figure 4.14 met en évidence deux périodes distinctes :

- ◇ Une période de juillet à décembre où les concentrations augmentent progressivement pour atteindre ses valeurs maximales pendant la période de décrue.
- ◇ Une période de décembre jusqu'en juillet où il y a une diminution des concentrations élémentaires alors que le débit commence à augmenter à partir de mai.

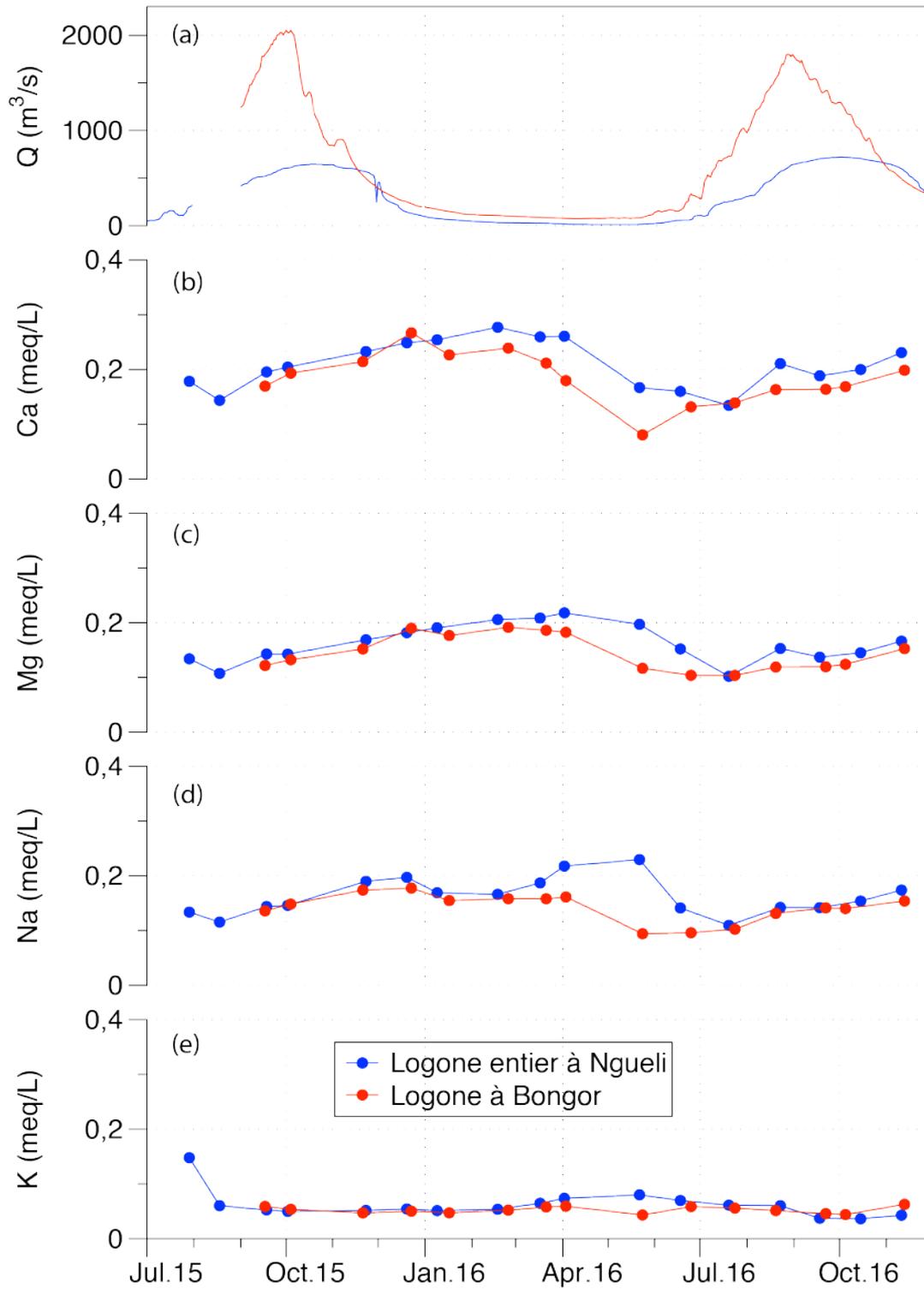


Figure 4.14. Évolution de la concentration des cations majeurs au cours du temps pour le Chari amont à Sarh et Chari entier à Chagoua.

#### **4.4. Géochimie du principal affluent du lac Tchad : une stabilité de 50 ans à long terme dans des conditions hydro-climatiques très variables**

Dans ce paragraphe est présenté le projet d'un article qui est soumis à « Aquatic Geochemistry ».

### **Geochemistry of the Lake Chad tributaries: a 50-year long term stability under strongly varying hydro-climatic conditions**

**Mahamat Nour A.<sup>1,2</sup>, Vallet-Coulomb C.<sup>1</sup>, Bouchez C.<sup>1</sup>, Ginot P.<sup>3</sup>, Doumnang J.C.<sup>2</sup>, Sylvestre F.<sup>1</sup>, Deschamps P.<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Aix Marseille Université, CNRS, IRD, Collège de France, INRA, CEREGE, Aix-en-Provence, France

<sup>2</sup>Université de N'Djaména –Département de Géologie, N'Djaména, Tchad

<sup>3</sup>Université Grenoble Alpes, IRD, CNRS. Institut des Géosciences de l'Environnement, UMR5001, Grenoble, France

Email : [mnourabdallah@gmail.com](mailto:mnourabdallah@gmail.com)

#### **4.4.1. Abstract**

The Lake Chad Basin (LCB) is one of the main endorheic basins in the world and has undergone large surface variations during the last decades, particularly during the Sahelian dry period in the 1970s and the 1980s. The Chari-Logone River system covers 25% of the LCB but accounts for up to 82% of the Lake Chad water supply. The aim of this study is to investigate the dissolved phase transported by the Chari-Logone system, in order (i) to elucidate the origin and the behavior of major elements and the weathering processes in the watershed; (ii) to estimate the total dissolved flux, its variability over the last decades and the driving factors. To do so, samples were collected monthly between January 2013 and November 2016 at three representative sites of the basin: in the Chari River in “Chagoua”, in the Logone River in “Ngueli” just before the confluence of both rivers, and at a downstream site in “Douguia”, 30 km after the confluence. Concentrations in major elements displayed significant seasonal variations in the Chari and Logone waters. At the seasonal time scale, the comparison between the concentration of chemical elements and the flow rate showed a hysteresis loop, suggesting a nonlinear behavior of the watershed. This hysteresis behavior could correspond to a variable contribution over time of two water bodies, slow groundwater and fast surface water. On the other hand, interannual stability was observed during the flood regime, both between the years covered by our monitoring (2013-2014) and in comparison, with the pre-drought period (1969, 1972 et 1973). This situation corresponds to a chemostatic behavior, where the annual river discharge is the main factor controlling the interannual variation of chemical fluxes.

**Keywords:** Lake Chad basin, chemical fluxes, silicate weathering, strontium

#### 4.4.2.Introduction

Located at the southern edge of the Sahara, in the central Sahel, Lake Chad is a large freshwater body that provides resources for 49 million people living around. This lake has a long history of alternating wet and dry periods spanning from millennia to the annual and seasonal time scales (Schuster *et al.*, 2005; Sylvestre, 2014). The high variability of the lake surface reflects its high sensitivity to climatic conditions, mainly due to its endorheic context. Located in the southern part of the Lake Chad Basin (LCB), the Chari - Logone River system is today the only active hydrological catchment. It represents 25% of the total LCB surface, but accounts for up to 82% of the Lake Chad water supply (Bouchez *et al.* 2016). Therefore, as Lake Chad is the outlet of elemental fluxes carried by the Chari-Logone River, understanding its hydro-geochemical behavior and what control these fluxes is crucial for a better characterize the chemical regulation of the lake.

River geochemistry reflects the various alteration processes that affect the Earth's surface (Holeman, 1968; Milliman and Meade, 1983; Probst *et al.*, 1992; Louvat and Allègre, 1997; Gaillardet *et al.*, 1999; Viers *et al.*, 2000; Ollivier *et al.*, 2010). Numerous studies carried out on various rivers have attempted to evaluate the rates of chemical alteration (Drever and Zobrist, 1992; Gaillardet *et al.*, 1999; Amiotte Suchet *et al.*, 2003; Meybeck 2003; Hartmann *et al.* 2009; Rad *et al.* 2013; Musolff *et al.*, 2015; Ibarra *et al.*, 2017; Chorover *et al.*, 2017; Koger *et al.*, 2018), and the parameters that affect these alteration rates (Négrelet *et al.*, 1993, Picouet *et al.*, 2002, Millot *et al.*, 2002; Mortatti & Probst 2003; Tipper *et al.*, 2006). Special attention was paid to silicate weathering, which, while pumping atmospheric CO<sub>2</sub>, plays a particular role in the global carbon cycle.

Tropical environments occupy nearly a third of the total area of the continents; but they are under-represented in regional geochemical studies. Especially in Tropical Africa, only a few studies have focused on such geochemical processes e.g. alteration. The only African basins that have been investigated are those of Congo (Négrelet *et al.*, 1993), Nyong (Viers *et al.*, 2000), Niger (Picouet *et al.*, 2002), South Africa (Meybeck *et al.*, 1996) and Sassandra (Agri *et al.*, 2010). These studies have estimated alteration fluxes generally below the world average rate. However, tropical environments are expected to encounter large hydrological perturbations in the coming decades with unknown consequences on alteration fluxes.

From Sahel band, very few studies have been carried out and especially on the Chari-Logone River system, which is one of the main water networks. Roche (1980) provided the first observations describing the water physico-chemistry of Chari and Logone. Carmouze (1976) and Gac (1980) also studied the transport of salt, in order to describe the lake's chemical equilibrium and to identify the mechanisms that regulate it. But since these early works, no significant study has attempted to characterize the dissolved load of the Chari-Logone system.

The aim of the present study was to characterize the alteration processes that control the chemical load and fluxes towards Lake Chad, and to analyze their link with climate variations. Monthly sampling was conducted in each of the main sub-basins of the lake, the Logone and the Chari sub-basins. The dominant contribution of silicate weathering

was assessed, and the contribution of each sub-basin was estimated. The estimated total weathering flux was compared to data obtained in the early 1970s and to other neighboring African watersheds.

### **4.4.3. Study area**

#### **4.4.3.1. Geological and geomorphological context**

The Chari-Logone catchment ( $613 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ ) is bordered by moderate elevation mountain ranges (285 - 1400m): Adamaoua (South-West), Kaggas (South), Ouaddai (East) and Guera (North), and remains mainly flat elsewhere, with areas seasonally flooded along the river courses (Figure 4.15). The main geological features of the Chari and Logone basins show two main units (Louis, 1970; Gac, 1980). In the South and North-East, the Precambrian basement outcrops, mainly represented by granites (46%), and different metamorphic rocks (e.g. migmatites, quartzites, gneiss, schists and micaschists). Ferralitic sesquioxide soils are derived from these formations (Pias, 1968). The Center and North-Western parts are covered with sedimentary series of the Tertiary (Continental Terminal sandstone formation) and late Quaternary (fluvatile or fluvial-lacustrine formations). While the sedimentary formations constitute the main aquifer systems (Schneider & Wolf 1992), groundwater also circulates in hard rocks of the Precambrian basement (Schneider & Wolf, 1992) supporting baseflow in the upper part of the Chari-Logone catchment (Bouchez et al., 2019).

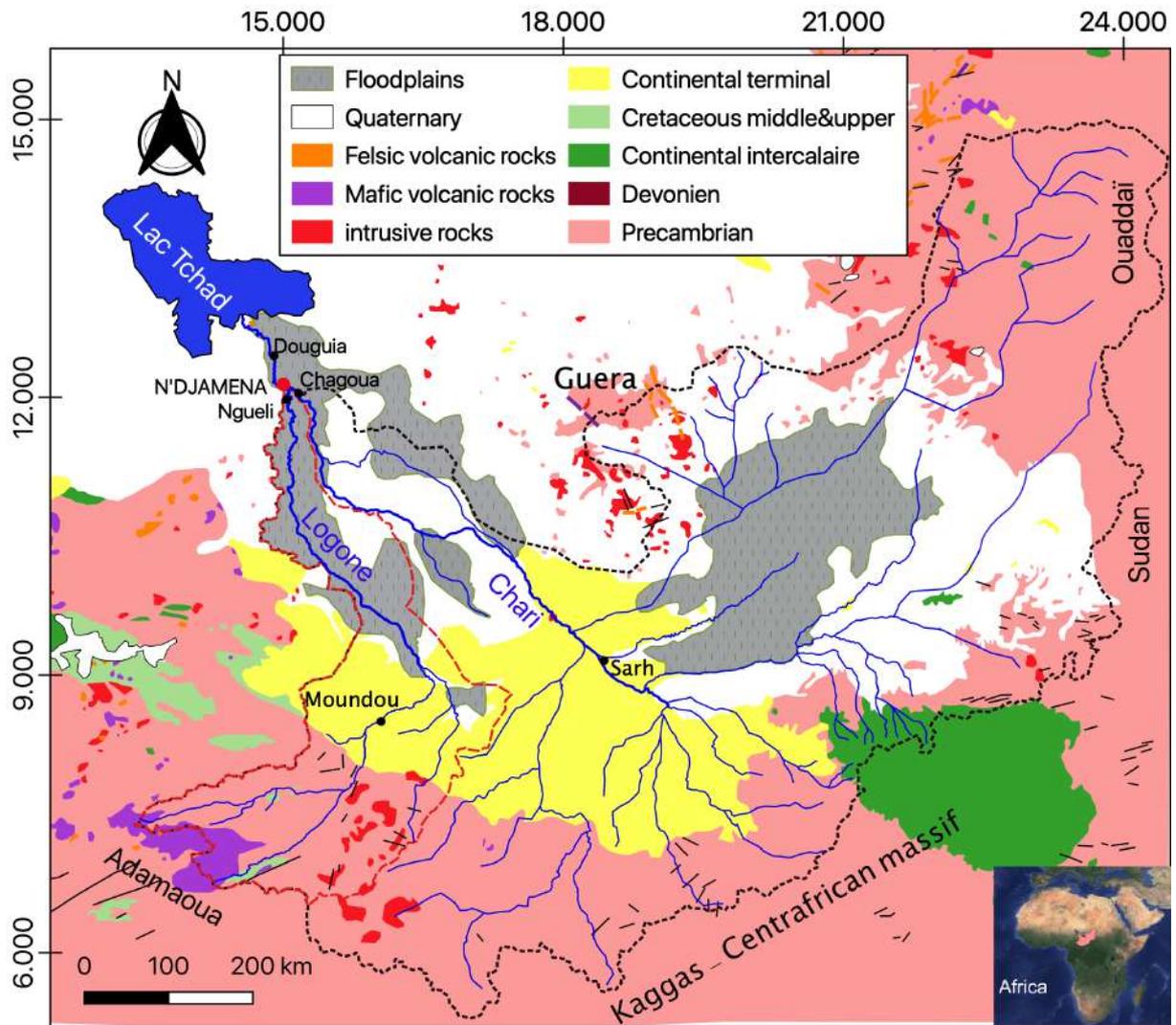


Figure 4.15. Geological map of the Chari-Logone basin (Louis, 1970 modified), with sample locations (Ngueli, Chagoua and Douguia). The black line represents the boundary of the Chari-Logone basin and the red line the boundary of the Logone basin.

#### 4.4.3.2. Climate and hydrography

Dominated by the seasonal variation of the intertropical convergence zone (ITCZ), the climate of the Chari-Logone catchment area reflects the confluence between two air masses: the south-western humid monsoon of oceanic origin and the north-easterly dry Harmattan of continental origin. Thus, depending on the season, from south to north, the Chari-Logone basin shows a gradual transition from humid to semi-arid conditions. The average precipitation rate, calculated from the General Directorate of National Meteorology of Chad (DGMN) dataset, is 544 mm at N'Djamena, between 1984 and 2014. The rainy season starts in May and ends in October and most precipitation falls in July and August (Figure 4.16a). The evaporation rates show a well-marked seasonal cycle following the air temperature cycle.

The basin is drained by two main hydrographic networks, the Logone and the Chari rivers. The Logone river, with a length of 1000 km, originates in the Adamawa plateau in Cameroon, with an altitude ranging from 305 to 835 m (Cabot, 1965; Gac, 1980). The Chari Basin covers an area of approximately  $523 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ . The convergence of the Chari and the Logone rivers is located in N'Djamena 110 km upstream of Lake Chad, (Figure 4.15). The total area of the Logone catchment is  $90 \cdot 10^3 \text{ km}^2$  at the confluence with the Chari. The Chari starts in the Central African Republic at an altitude between 500 and 600 m. It flows nearly 1200 km from the Central African Republic to the Lake Chad. The Chari-Logone receives water input from groundwaters of the Precambrian basement upper basin while in the lower part the Chari-Logone, water flows from the river towards the Quaternary Aquifer (Bouchez et al., 2019). The Chari-Logone baseflow discharge is supported by only 12% of the catchment (Bouchez et al., 2019).

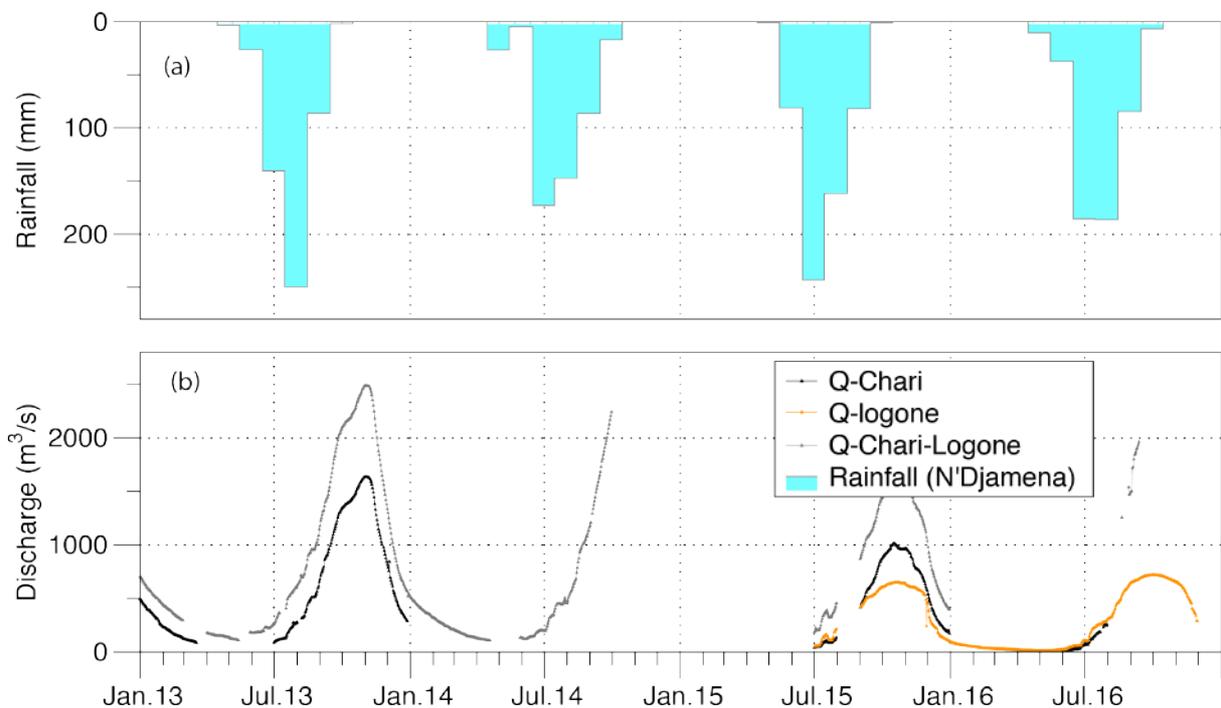


Figure 4.16. Monthly rainfall at the N'Djamena station (a); daily discharge (b): the discontinuous black curve represents the flow of Chari at Chagoua before the confluence, the yellow curve represents the flow of Logone at Ngueli and the continuous black curve is the flow of Chari - Logone at the confluence of the two rivers Chari and Logone measured at N'Djamena.

#### 4.4.4. Data acquisition

##### 4.4.4.1. Sampling

River waters were sampled at a monthly time step during two periods, between January 2013 and August 2014, and between July 2015 and November 2016. They were collected at three sites (Figure 4.15): (i) the Chari at Chagoua (N'Djamena,  $12^{\circ}05'16''\text{N}$  and

15°04'52"E), (ii) the Logone at Nguéli (N'Djamena, 12°04'08"N and 15°03'14"E), both sites located upstream of the confluence, and (iii) the Chari-Logone at Douguia (12°38'24"N and 14°49'37"E), located 30 km downstream of the confluence.

The waters were first filtered on a 0.45µm membrane and stored in pre-cleaned HDPE bottles kept in the dark and in a cool room. Water samples for cation analysis were then acidified with ultra-clean nitric acid. Alkalinity was measured on site for all samples by colorimetric titration, and three replicates were performed for each sample, which allowed a reproducibility better than 5%.

#### 4.4.4.2. Hydrological data

Daily river flows were measured by the the Water Resource Directorate (DRE) between 2013 and 2016 at the same locations as the sampling sites: N'Djamena TP on the Chari-Logone, Chagoua on the Chari and Ngueli on the Logone. No data were available for the Logone at Ngueli between 2013 and 2014. The Chari -Logone regime is characterized by a flood that starts with the rainy season in August and flows until October when it reaches its maximum (Figure 4.16b). The recession starts at the end of October and lasts until December, and low discharges continue from January to June. There is a time lag of two months between the maximum of rainfall and the maximum of discharge measured for the Chari-Logone at N'Djamena (Figure 4.2b). The average annual flows in 2013 and 2014 were respectively 804 and 862 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> at the N'Djamena station (i.e. runoff of 41 and 44 mm/y respectively). These two years are considered "wet" compared to the interannual average of 689 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> (value calculated for the period 1985 to 2015, data source: DRE).

#### 4.4.4.3. Reconstruction and validation of discharge data

Discharge data are essential to interpret hydro-geochemical behavior, to calculate weighted annual average concentrations, and to estimate chemical fluxes. A linear interpolation was used to fill the gaps in the Chari river discharge time series at the Chagoua station, in order to have a complete daily record for a hydrological year (2013-2014). These gaps occur mainly during low flow periods.

For the Logone, in the absence of gauging stations before the confluence of the two rivers, discharge data were reconstructed from the difference between the Chari-Logone discharge and the Chari discharge. In addition, as the <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr signature is conservative, and contrasted between the Chari and Logone rivers, the Logone discharge was also estimated using a mass balance, as follows:

$$X = \frac{C_{ChLo} - C_{Lo}}{C_{Ch} - C_{Lo}}$$

Ch: Chari; Lo: Logone; ChLo: Chari-Logone; C: [Sr]<sup>\*87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr

#### 4.4.4.4. Geochemical analysis

Major dissolved elements were analyzed at the Institute of Environmental Geosciences (IGE) in Grenoble by ion chromatography, calibrated to measure low concentrations as well as at the European Center for Research and Education in Environmental Geosciences (CEREGE). Strontium isotopes were analyzed with a Neptune + plasma-source multi-collector mass spectrometer (MC ICP-MS) on sixty river samples. A preliminary separation and purification of the strontium was carried out. For each sample, a volume of water corresponding to about 200 ng of Sr was evaporated. The strontium preparation and separation steps were carried out using the Sr-Spec specific resin on a 200  $\mu\text{l}$  column. The fraction was evaporated and then etched with  $\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$  to mineralize any organic residues of the Sr-Spec resin. The internal measurement accuracy of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio is  $\pm 8 \times 10^{-6}$  ( $2\sigma$ ). The reproducibility of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio measurements was tested by repetitive analysis of an international standard (NBS 987:  $0.71024 \pm 0.00002$ ,  $2\sigma$ ,  $n = 59$ ). This value is similar to the accepted value of 0.710248 (Thirlwall, 1991) and that of a local reference sample (TCH2:  $0.71506 \pm 0.00005$ ;  $2\sigma$ ;  $n = 8$ ).

### 4.4.5. Results

#### 4.4.5.1. Chemical and isotopic composition

The results of ionic and molecular concentrations and strontium isotopic composition of the Chari, Logone and Chari-Logone rivers are shown in Figure 4.17 and in Tables 4.1, 4.2 and 4.3. Ionic proportions (Figure 4.17) show that anion concentrations are largely dominated by  $\text{HCO}_3^-$ , which represents, whatever the station, more than 97% of the sum of the anions (in  $\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$ ), the remaining being represented by Chloride (about 2.5% of the anion charge), while other anions  $\text{NO}_3^-$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  are often under the detection limit (Figure 4.17). Cation concentrations are slightly dominated by  $\text{Ca}^{2+}$  (34%), closely followed by  $\text{Mg}^{2+}$  (29%), and  $\text{Na}^+$  (25%).  $\text{K}^+$  represents between 11 and 14% of the cationic composition. Dissolved silica represents an average of  $0.152 \pm 0.014$   $\text{mmol/L}$ . In mass proportion,  $\text{HCO}_3^-$  represents 57% and  $\text{SiO}_2$  17% of the total dissolved load of the Chari-Logone system.

Strontium results show higher concentrations and lower radiogenic signatures ( $0.0012 \pm 0.0003$   $\text{meq/L}$ ,  $n = 20$ ;  $0.7120 \pm 0.0002$ ,  $n = 20$ ) for the Logone, compared to the Chari river ( $0.0009 \pm 0.0003$   $\text{meq/L}$ ,  $n = 20$ ;  $0.7170 \pm 0.0005$ ,  $n = 20$ ) (Figure 4.18). The average for the Chari-Logone is  $0.0010 \pm 0.0003$   $\text{meq/L}$  ( $n = 20$ ) and  $0.7145 \pm 0.0008$  ( $n = 20$ ).

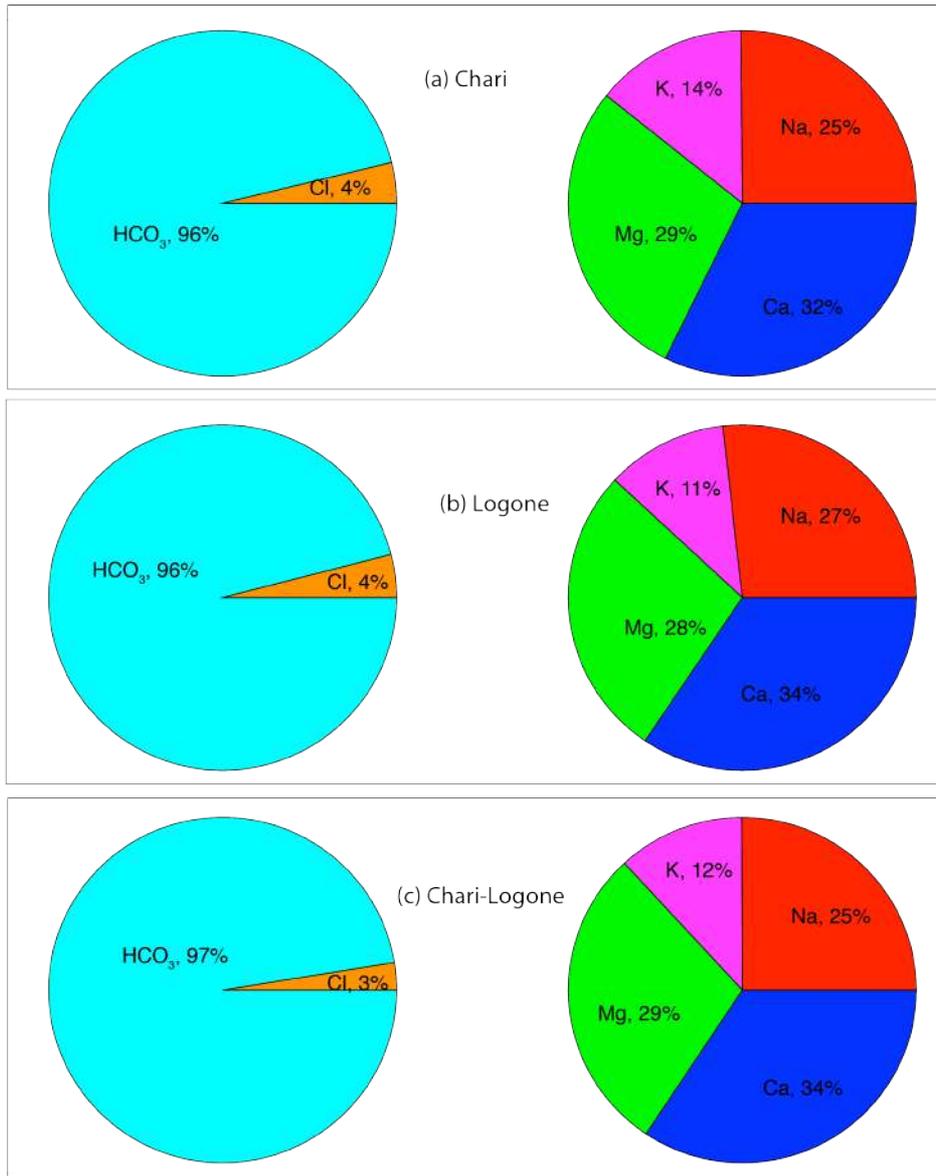


Figure 4.17. Ionic compositions (average annual proportion of each cation and anion in meq/L) of the Logone, Chari and Chari-Logone waters.

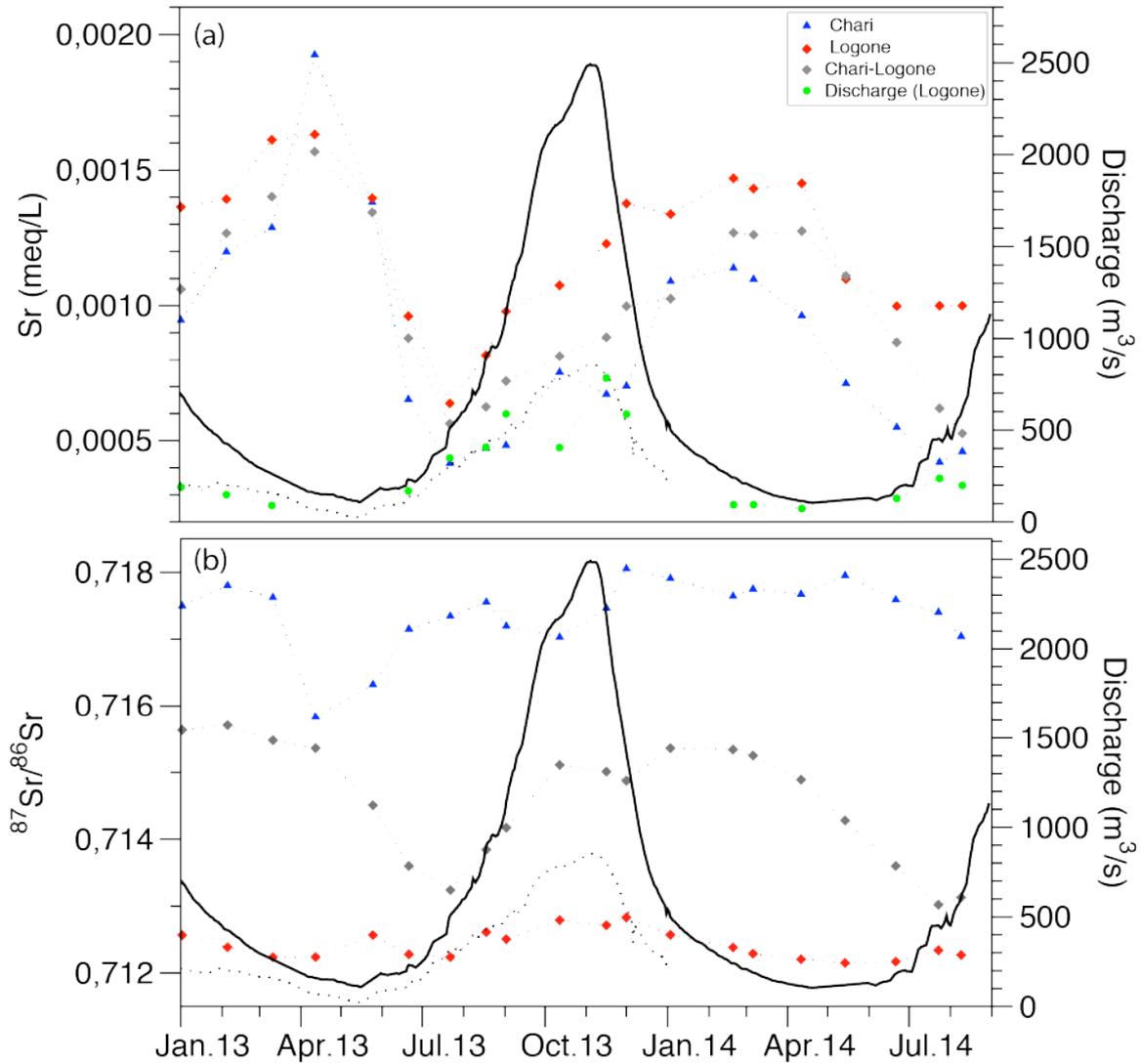


Figure 4.18. Concentration and isotopic composition of strontium in Chari (blue), Logone (red) and Chari-Logone (grey) waters. The continuous black line is the Chari-Logone flow rate measured at N'Djamena, the dotted black line is the Logone flow rate deduced from the difference between the Chari-Logone and Chari flow rates. The green diamonds are the Logone flows calculated from the strontium mass balance.

Tableau 4.1. Measured concentrations in Chari River monthly water samples

Dates	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	SiO <sub>2</sub>	Na	K	Mg	Ca	Sr	Σ <sup>+</sup>	Cl	NO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Σ <sup>-</sup>	Ionic B.
mmol/L (SiO <sub>2</sub> ) and meq/L (other elements)														
janu-13	0.717	0.155	0.145	0.083	0.215	0.300	0.001	0.744	0.011	0.000	0.002	0.631	0.644	8.22
feb-13	0.718	0.136	0.170	0.106	0.268	0.362	0.001	0.906	0.017	0.000	0.001	0.849	0.867	3.27
march-13	0.718	0.142	0.188	0.120	0.291	0.395	0.001	0.994	0.026	0.000	0.002	0.941	0.969	2.76
apr-13	0.716	0.154	0.375	0.168	0.342	0.525	0.002	1.410	0.068	0.000	0.075	1.310	1.453	3.67
may-13	0.716	0.161	0.244	0.172	0.300	0.373	0.001	1.090	0.065	0.001	0.012	1.006	1.084	4.00
June-13	0.717	0.103	0.156	0.109	0.183	0.138	0.001	0.586	0.022	0.000	0.008	0.523	0.553	5.61
July-13	0.717	0.070	0.128	0.087	0.133	0.097	0.000	0.445	0.018	0.000	0.006	0.392	0.417	6.30
aug-13	0.718	0.161	0.103	0.061	0.114	0.127	0.000	0.405	0.010	0.000	0.007	0.359	0.377	6.00
sept-13	0.717	0.163	0.104	0.054	0.109	0.146	0.000	0.412	0.008	0.000	0.007	0.412	0.427	0.02
oct-13	0.717	0.143	0.126	0.062	0.156	0.230	0.001	0.573	0.011	0.000	0.002	0.506	0.519	6.20
nov-13	0.717	0.150	0.139	0.073	0.149	0.218	0.001	0.579	0.019	0.006	0.000	0.527	0.556	4.75
dec-13	0.718	0.147	0.134	0.086	0.157	0.220	0.001	0.598	0.014	0.000	0.005	0.529	0.548	6.05
janu-14	0.718	0.140	0.168	0.072	0.234	0.333	0.001	0.807	0.013	0.000	0.000	0.796	0.808	0.74
febr-14	0.718	0.165	0.191	0.125	0.253	0.347	0.001	0.916	0.043	0.005	0.003	0.807	0.874	6.32
march-14	0.718	0.161	0.187	0.121	0.246	0.321	0.001	0.875	0.041	0.002	0.001	0.749	0.795	7.76
apr-14	0.718	0.160	0.202	0.116	0.243	0.219	0.001	0.779	0.029	0.009	0.005	0.740	0.802	2.61
may-14	0.718	0.102	0.220	0.144	0.232	0.124	0.001	0.720	0.030	0.019	0.003	0.604	0.656	8.73
June-14	0.718	0.159	0.201	0.137	0.202	0.098	0.001	0.638	0.051	0.027	0.006	0.553	0.647	7.19
July-14	0.717	0.146	0.135	0.110	0.151	0.086	0.000	0.483	0.012	0.002	0.013	0.389	0.416	10.75
aug-14	0.717	0.071	0.123	0.099	0.142	0.108	0.000	0.472	0.038	0.003	0.016	0.497	0.554	-3
July-15			0.129	0.085	0.135	0.098	0.000	0.447	0.021	0.001	0.008	0.411	0.441	0.71
aug-15			0.124	0.070	0.126	0.075	0.000	0.396	0.016		0.005	0.391	0.412	-2
sept-15			0.114	0.057	0.115	0.146	0.001	0.432	0.007		0.006	0.410	0.422	1.13
oct-15			0.130	0.078	0.149	0.213	0.001	0.570	0.009		0.003	0.523	0.535	3.13
nov-15			0.141	0.056	0.141	0.207	0.001	0.544	0.008		0.000	0.478	0.486	5.68
dec-15			0.156	0.064	0.180	0.256	0.001	0.656	0.010		0.003	0.552	0.565	7.50
janv-16			0.179	0.075	0.213	0.302	0.001	0.769	0.011		0.005	0.687	0.703	4.45
feb-16			0.198	0.098	0.254	0.360	0.001	0.909	0.013		0.002	0.767	0.782	7.50
march-16			0.206	0.108	0.255	0.280	0.001	0.849	0.022	0.002	0.003	0.756	0.784	3.99
apr-16			0.216	0.116	0.260	0.237	0.001	0.828	0.027		0.004	0.734	0.765	3.99
may-16			0.272	0.146	0.241	0.111	0.001	0.770	0.030	0.004	0.006	0.646	0.685	5.80
June-16			0.228	0.131	0.248	0.131	0.001	0.739	0.033		0.008	0.647	0.688	3.53
July-16			0.129	0.085	0.170	0.129	0.001	0.513	0.020		0.008	0.511	0.538	-2
aug-16			0.114	0.067	0.116	0.155	0.001	0.452	0.009		0.007	0.420	0.436	1.85
sept-16			0.184	0.094	0.146	0.213	0.001	0.637	0.035		0.006	0.527	0.568	5.68
oct-16			0.240	0.077	0.147	0.224	0.001	0.689	0.067		0.003	0.543	0.613	5.80
nov-16			0.140	0.057	0.154	0.237	0.001	0.588	0.008		0.004	0.554	0.566	1.90

Tableau 4.2. Measured concentrations in Logone River monthly water samples

Dates	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	SiO <sub>2</sub>	Na	K	Mg	Ca	Sr	Σ <sup>+</sup>	Cl	NO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Σ <sup>-</sup>	Ionic B.
mmol/L (SiO <sub>2</sub> ) and meq/L (other elements)														
janu-13	0.713	0.151	0.165	0.052	0.200	0.257	0.001	0.674	0.010	0.000	0.002	0.630	0.643	3.41
feb-13	0.712	0.164	0.150	0.051	0.198	0.251	0.001	0.651	0.014	0.000	0.004	0.620	0.638	2.41
march-13	0.712	0.179	0.173	0.071	0.222	0.274	0.002	0.740	0.019	0.000	0.001	0.627	0.647	8.32
apr-13	0.712	0.185	0.214	0.099	0.223	0.274	0.002	0.810	0.052	0.000	0.003	2.236	2.293	-46
may-13	0.713	0.178	0.229	0.131	0.206	0.230	0.001	0.796	0.066	0.002	0.004	0.696	0.768	6.70
June-13	0.712	0.130	0.146	0.065	0.146	0.165	0.001	0.522	0.021	0.000	0.011	0.455	0.487	6.90
July-13	0.712	0.139	0.134	0.067	0.099	0.122	0.001	0.423	0.026	0.011	0.008	0.384	0.429	4.78
aug-13	0.713	0.146	0.125	0.057	0.123	0.162	0.001	0.468	0.010	0.000	0.008	0.465	0.482	0.32
sept-13	0.713	0.142	0.130	0.072	0.148	0.196	0.001	0.545	0.018	0.000	0.003	0.500	0.522	4.29
oct-13	0.713	0.133	0.152	0.050	0.160	0.213	0.001	0.575	0.013	0.000	0.001	0.521	0.535	4.89
nov-13	0.713	0.157	0.183	0.056	0.182	0.237	0.001	0.658	0.014	0.006	0.001	0.625	0.646	2.57
dec-13	0.713	0.159	0.210	0.077	0.202	0.270	0.001	0.758	0.023	0.000	0.007	0.688	0.717	4.86
janu-14	0.713	0.170	0.193	0.081	0.197	0.255	0.001	0.726	0.035	0.000	0.000	0.675	0.710	3.58
febr-14	0.712	0.180	0.186	0.082	0.213	0.265	0.001	0.746	0.044	0.006	0.000	0.652	0.702	6.76
march-14	0.712	0.175	0.164	0.069	0.207	0.252	0.001	0.693	0.027	0.000	0.003	0.641	0.670	3.89
apr-14	0.712	0.184	0.199	0.090	0.211	0.240	0.001	0.740	0.036	0.015	0.005	0.649	0.708	6.53
may-14	0.712	0.160	0.177	0.087	0.172	0.188	0.001	0.624	0.049	0.021	0.009	0.533	0.611	7.88
June-14	0.712	0.167	0.152	0.085	0.166	0.155	0.001	0.558	0.038	0.000	0.006	0.505	0.550	4.99
July-14	0.712	0.146	0.128	0.101	0.115	0.146	0.001	0.490	0.043	0.025	0.012	0.393	0.473	10.98
aug-14	0.712	0.132	0.117	0.075	0.099	0.129	0.001	0.421	0.028	0.010	0.010	0.461	0.509	-5
July-15			0.134	0.148	0.134	0.178	0.001	0.594	0.081	0.014	0.015	0.483	0.593	0.11
aug-15			0.116	0.060	0.107	0.143	0.001	0.427	0.012		0.003	0.416	0.431	0.53
sept-15			0.144	0.052	0.143	0.195	0.001	0.535	0.007		0.002	0.499	0.509	2.50
oct-15			0.146	0.050	0.143	0.204	0.001	0.543	0.007		0.004	0.517	0.529	1.30
nov-15			0.190	0.052	0.169	0.233	0.001	0.643	0.010		0.002	0.569	0.582	4.99
dec-15			0.197	0.054	0.182	0.249	0.001	0.682	0.014		0.008	0.603	0.625	4.32
janv-16			0.169	0.051	0.190	0.254	0.001	0.665	0.012		0.006	0.589	0.607	4.55
feb-16			0.166	0.054	0.206	0.277	0.001	0.703	0.015		0.002	0.607	0.624	5.91
march-16			0.187	0.065	0.208	0.259	0.001	0.720	0.019		0.004	0.690	0.712	0.51
apr-16			0.218	0.074	0.218	0.261	0.001	0.770	0.021		0.006	0.709	0.736	2.25
may-16			0.230	0.080	0.197	0.167	0.001	0.673	0.025		0.007	0.649	0.680	0.51
June-16			0.141	0.070	0.152	0.160	0.001	0.523	0.018	0.000	0.009	0.430	0.458	6.65
July-16			0.110	0.061	0.102	0.134	0.001	0.407	0.012	0.000	0.010	0.389	0.412	0.59
aug-16			0.142	0.060	0.153	0.211	0.001	0.566	0.008		0.001	0.553	0.562	0.32
sept-16			0.142	0.037	0.137	0.188	0.001	0.504	0.006		0.000	0.485	0.491	1.36
oct-16			0.154	0.036	0.145	0.200	0.001	0.535	0.006		0.000	0.503	0.509	2.54
nov-16			0.174	0.043	0.166	0.231	0.001	0.614	0.006		0.002	0.618	0.626	0.98

Tableau 4.3. Measured concentrations in Chari-Logone River monthly water samples

Dates	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	SiO <sub>2</sub>	Na	K	Mg	Ca	Sr	Σ <sup>+</sup>	Cl	NO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Σ <sup>-</sup>	Ionic B.
mmol/L (SiO <sub>2</sub> ) and meq/L (other elements)														
janu-13	0.716	0.158	0.145	0.072	0.207	0.282	0.001	0.706	0.009	0.008	0.002	0.65	0.669	4.17
feb-13	0.716	0.159	0.167	0.093	0.25	0.336	0.001	0.846	0.016	0.000	0.004	0.791	0.811	3.35
march-13	0.716	0.152	0.182	0.099	0.269	0.347	0.001	0.897	0.021	0.000	0.002	0.851	0.874	2.65
apr-13	0.715	0.163	0.192	0.111	0.296	0.356	0.002	0.954	0.024	0.000	0.003	0.891	0.919	3.39
may-13	0.715	0.172	0.22	0.107	0.256	0.242	0.001	0.825	0.026	0.000	0.003	0.77	0.799	3.47
june-13	0.714	0.164	0.149	0.083	0.169	0.156	0.001	0.558	0.021	0.000	0.008	0.483	0.512	7.17
july-13	0.713	0.128	0.111	0.062	0.105	0.116	0.001	0.394	0.015	0.000	0.004	0.378	0.397	2.14
aug-13	0.714	0.147	0.117	0.06	0.114	0.138	0.001	0.429	0.012	0.000	0.000	0.399	0.41	3.69
sept-13	0.714	0.147	0.115	0.069	0.128	0.17	0.001	0.481	0.02	0.000	0.005	0.468	0.493	1.41
oct-13	0.715	0.145	0.116	0.053	0.15	0.211	0.001	0.53	0.003	0.000	0.003	0.492	0.497	3.77
nov-13	0.715	0.155	0.145	0.052	0.161	0.221	0.001	0.578	0.004	0.000	0.000	0.52	0.524	5.20
dec-13	0.715	0.171	0.154	0.057	0.181	0.241	0.001	0.633	0.006	0.000	0.002	0.579	0.587	4.47
janu-14	0.715	0.163	0.148	0.064	0.197	0.259	0.001	0.668	0.01	0.000	0.000	0.642	0.652	2.02
febr-14	0.715	0.169	0.167	0.083	0.238	0.308	0.001	0.796	0.016	0.000	0.000	0.736	0.753	3.89
march-14	0.715	0.170	0.167	0.083	0.235	0.297	0.001	0.782	0.017	0.000	0.000	0.748	0.765	2.24
apr-14	0.715	0.170	0.189	0.093	0.241	0.235	0.001	0.758	0.021	0.000	0.003	0.655	0.68	7.29
may-14	0.714	0.118	0.192	0.093	0.226	0.174	0.001	0.684	0.004	0.000	0.001	0.614	0.619	5.39
june-14	0.714	0.164	0.162	0.09	0.187	0.123	0.001	0.562	0.023	0.000	0.007	0.491	0.521	6.69
july-14	0.713	0.140	0.112	0.063	0.107	0.114	0.001	0.395	0.042	0.009	0.005	0.327	0.384	9.48
aug-14	0.713	0.098	0.095	0.055	0.096	0.104	0.001	0.349	0.012	0.000	0.011	0.385	0.408	-4
july-15			0.125	0.077	0.123	0.150	0.00	0.475	0.021		0.015	0.470	0.506	-3
aug-15			0.118	0.062	0.102	0.130	0.00	0.413	0.013		0.007	0.412	0.433	-2
sept-15			0.132	0.056	0.130	0.173	0.00	0.492	0.011		0.004	0.458	0.473	1.90
oct-15			0.137	0.064	0.144	0.204	0.00	0.550	0.008		0.002	0.516	0.526	2.27
nov-15			0.167	0.053	0.151	0.215	0.00	0.586	0.009		0.003	0.526	0.537	4.35
dec-15			0.169	0.060	0.180	0.249	0.00	0.659	0.011		0.006	0.582	0.599	4.78
janv-16			0.174	0.065	0.204	0.287	0.00	0.731	0.012		0.008	0.637	0.657	5.37
feb-16			0.188	0.078	0.231	0.310	0.00	0.809	0.015		0.003	0.708	0.726	5.42
march-16			0.197	0.085	0.231	0.260	0.00	0.775	0.020		0.004	0.716	0.741	2.23
apr-16			0.219	0.093	0.230	0.234	0.00	0.785	0.024		0.002	0.731	0.757	1.82
may-16			0.251	0.102	0.201	0.127	0.00	0.682	0.030	0.000	0.005	0.602	0.638	3.36
june-16			0.161	0.082	0.167	0.145	0.00	0.555	0.024		0.010	0.491	0.525	2.78
july-16			0.114	0.064	0.107	0.131	0.00	0.417	0.014		0.013	0.417	0.443	-3
aug-16			0.122	0.063	0.127	0.172	0.00	0.484	0.006		0.006	0.480	0.492	0.77
sept-16			0.125	0.049	0.133	0.195	0.00	0.503	0.007		0.000	0.474	0.480	2.28
oct-16			0.134	0.048	0.138	0.204	0.00	0.524	0.004		0.000	0.529	0.533	0.85
nov-16			0.149	0.049	0.155	0.231	0.00	0.585	0.005		0.001	0.576	0.582	0.23

#### 4.4.5.2. Seasonal variation

Considering its dominance in anion concentration, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> can be considered as a good proxy of the global dissolved load. HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> shows a minimum concentration during the rainfall season (July-August) (Figure 4.19a). Then it increases until November-December and remains at high levels until the end of the dry season (March-April). Despite a higher average concentration compared to the other cations (Figure 4.19b and 4.19c), Ca<sup>2+</sup> undergoes the strongest decrease during the rainfall season. This is particularly evident in the Chari river (Figure 4.19b). Therefore, we observe during the rainfall period a decrease in Ca<sup>2+</sup> concentrations more than for the other elements.

The strontium content shows the same trend as other dissolved elements in the Chari and Logone rivers, and most particularly with a behavior similar to that of other alkaline earths elements (Ca<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup>): the highest values are observed in April and the lowest in July (Figure 4.18a). The isotopic signature is rather stable over the period in the Logone and in the Chari, except in April-May 2013 where the radiogenic content is lower. In contrast, the Chari-Logone isotopic signature is highly variable, as a result of the mixing between the two tributaries, with variable contributions along the year (Figure 4.18b).

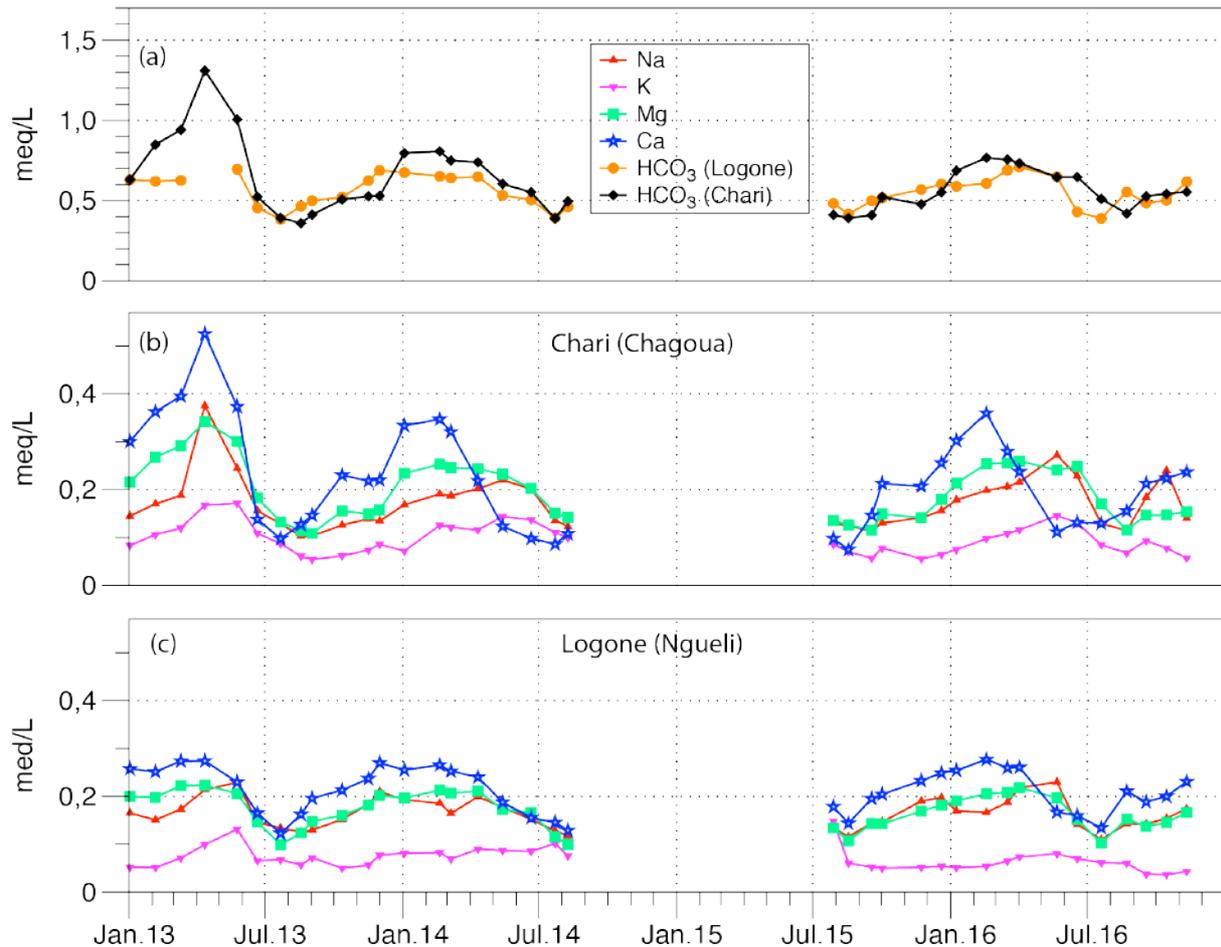


Figure 4.19. Evolution concentrations of dissolved elements in the Chari and Logone rivers between 2013 and 2016.

## 4.4.6. Discussion

### 4.4.6.1. Contribution of silicate weathering to the dissolved load

#### 4.4.6.1.1. Atmospheric contributions

The atmospheric contribution to the dissolved load is classically based on marine elemental ratios, assuming that chloride comes exclusively from atmospheric inputs. Thus, atmospheric contributions are estimated by:

$$X_{atm} = Cl_{riv} * \left( \frac{X}{Cl} \right)_{sea}$$

where X corresponds to any elemental concentrations, in seawater (*sea*), river water (*riv*) and atmospheric inputs (*atm*).

In the Chari, Logone, and Chari-Logone rivers (Table 4.4), this calculation yields atmospheric  $Na^+$  concentrations between 8 and 14  $\mu mol/L$  (i.e. 9.11 % of the total  $Na^+$  concentration), and low atmospheric input concentrations of other elements: 1 to 1.7  $\mu mol/L$  for  $Mg^{2+}$  (1.91%); 0.6 to 1.01  $\mu mol/L$  for  $SO_4^{2-}$  (14 to 46%); 0.2 to 0.3  $\mu mol/L$  for

$K^+$  and  $Ca^{2+}$  (0.35%); 0.04 to 0.07  $\mu\text{mol/L}$  for  $\text{HCO}_3^-$  (0.01%). These low atmospheric inputs show that the river geochemistry is dominated by continental weathering. The low atmospheric inputs together with the absence of saline rocks in the basin explain the very low Cl concentrations measured over the basin and in the Chari Logone (Bouchez *et al.*, 2016).

Tableau 4.4. Contribution of rainfall inputs in the Chari-Logone water.

	Contribution of rainfall inputs in the Chari-Logone system			
	Na	K	Ca	Mg
Logone	9.18%	0.50%	0.28%	2.05%
Chari	9.04%	0.35%	0.23%	1.78%
Chari-Logone	6.46%	0.29%	0.17%	1.24%

#### 4.4.6.1.2. A silicate weathering signature

In this section we attempt to elucidate the geological nature and the reservoirs responsible for the chemistry of the Chari-Logone basin.

Several studies implemented mixing methods based on the relationships between molar ratios ( $\text{Ca/Na}$ ,  $\text{Mg/Na}$ ,  $\text{HCO}_3^-/\text{Na}$ ) to characterize the different poles (end-members) that can contribute to the dissolved charge of a river, namely the chemical alteration of the different lithological facies (carbonate rocks, silicate rocks and evaporitic rocks) (Négrelet *et al.*, 1993; Gaillardet *et al.*, 1999; Picouet *et al.*, 2002). The identification of the different lithological poles is based on the idea that the water chemical composition carries a specific signature attributed to each altering rock, and that the river water composition results from the alteration of the lithological facies within a watershed (Négrelet *et al.*, 1993, Picouet *et al.*, 2002), if the atmospheric contribution is removed (Négrelet *et al.*, 1993). Because of their chemical differences, the weathering of carbonate rocks, silicate rocks or evaporitic rocks results in differential enrichment of the water in dissolved chemical elements (Négrelet *et al.*, 1993). Therefore, the proportion of the geological nature of the rocks presently weathered in the catchment can be estimated by using the two ratios (Picouet *et al.*, 2002; Gaillardet *et al.*, 1999).

Mixing diagrams of ionic ratios (corrected from atmospheric contributions) were plotted and compared to worldwide river data (Figure 4.20).

The mean molar ratios of the Chari, the Logone and the Chari-Logone rivers are very low (e.g. for the Chari-Logone:  $\text{Ca/Na} = 0.85$ ;  $\text{Mg/Na} = 0.63$ ;  $\text{HCO}_3^-/\text{Na} = 4.2$ ) and close to the composition of the silicate endmember taken from Gaillardet *et al.* (1999):  $\text{Ca/Na} = 0.35 \pm 0.15$ ;  $\text{Mg/Na} = 0.24 \pm 0.12$ ;  $\text{HCO}_3^-/\text{Na} = 2 \pm 1$ . However, a slight shift towards the carbonate endmember is observed (Figure 4.20) although no carbonate was observed in the southern part of the watershed and the only evidence of carbonate in the basin is pedogenic carbonate nodules in the north of Cameroon (Dietrich *et al.*, 2017). This slight shift could be due to the expected variability of the silicate end-member composition, as

the natural variations of silicate lithological facies could overcome the range defined by the end-member composition taken in this study. Therefore, silicate dissolution is the dominant process controlling the chemistry of the Chari-Logone rivers, which is in agreement with the geology. The same interpretation was proposed for the Niger river by Picouet *et al.* (2002).

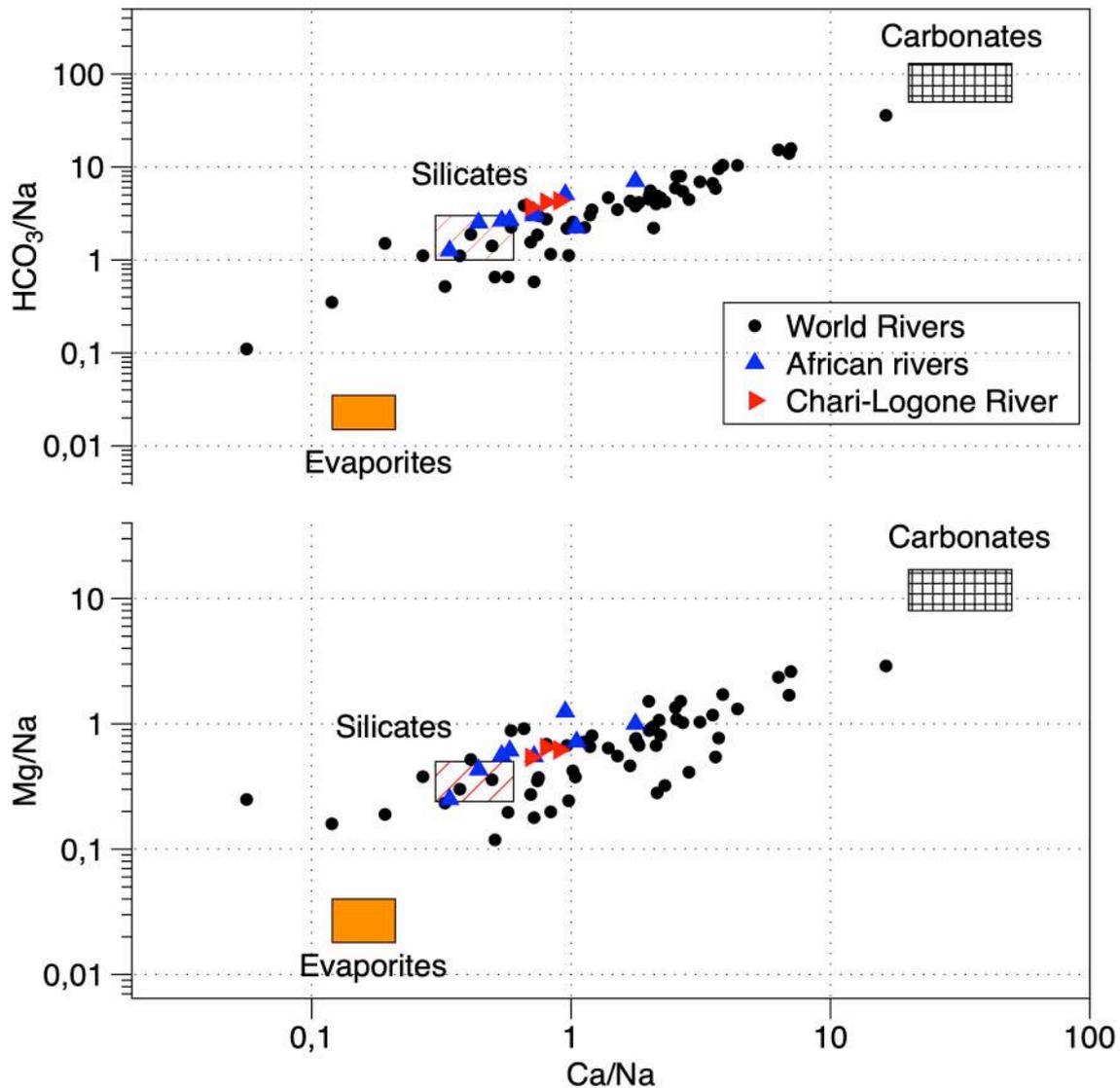


Figure 4.20. Mixing diagram showing concentration ratios in river water, and in alteration end-members defined in previous studies. The values of the  $\text{Ca}/\text{Na}$ ,  $\text{Mg}/\text{Na}$  and  $\text{HCO}_3/\text{Na}$  ratios of the silicate, carbonate, and evaporitic end-members are from Négrel *et al.* (1993), Gaillardet *et al.* (1999), Picouet *et al.* (2002) and Harmon *et al.* (2016). The data of the various world and African rivers plotted in this diagram are taken from Gaillardet *et al.* (1997), Meybeck (2003), Picouet *et al.* (2002), Orange (1996) and Agbri *et al.* (2010).

#### 4.4.6.1.3. Comparison with other African systems

Total dissolved solid (TDS: sum of  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$  and  $\text{SO}_4^{2-}$ ) represents 55 and 56 mg/L for the Chari and Logone respectively (Table 4.5). These values are comparable to those of the upstream Niger (Table 4.4), which is also explained by the silicate geological nature of the watershed, whose average concentration in  $\text{SiO}_2$  for the Niger is 203  $\mu\text{mol/L}$ , while in the Chari-Logone, it is 152  $\mu\text{mol/L}$  (Table 4.6).

Table 6 shows the mean values in  $\mu\text{moles/L}$  and  $\mu\text{eq/L}$  of all dissolved chemical elements in relation to global and African river values. All these values of African rivers are below the world mean values obtained by Meybeck (2003). The  $\text{HCO}_3^-$  content of the Chari-Logone system is similar to that of the downstream Niger river, but higher than that of the Congo river and of the upstream part of the Niger basin (Table 4.6).

Dissolved silica is important to consider when estimating chemical denudation and  $\text{CO}_2$  consumption, because its presence in solution is almost entirely due to silicate weathering (Négrel et al., 1993; Gaillardet et al., 1997; Harmon et al., 2016). It is predominant in the Chari and Logone rivers, with a mean annual value of 159 to 153  $\mu\text{mol/L}$  respectively, which is similar to the average world river concentration of silica.

The annual average levels of the other dissolved elements ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ) are lower than the overall mean value (Table 4.6). This low dissolved mineral value can be explained by the morphology of the flattened watershed and the nature of the already leached bedrock. Potassium shows a high value compared to the world average. This high value could be due to weeding and bushfire work in the area.

Compared to the upstream Niger, it can be deduced that the Chari-Logone has a higher potential for  $\text{CO}_2$  consumption, since for upstream Niger, the alkalinity is lower (334 and 390  $\mu\text{mol/L}$  for the two stations Douna and Banankoro (Picouet et al., 2002) against 564 in the Chari-Logone). This is the same situation as for the TDS: despite higher concentrations in the Chari-Logone systems, the specific rates of denudation or  $\text{CO}_2$  consumption are lower for Chari-Logone, mainly because of a lower runoff. It can be assumed that with a wetter climate, the flow would increase proportionally.

Tableau 4.5. Synthesis of dissolved flux (TDS) in upstream Niger (Picouet et al., 2002) and in Chari-Logone.

Rivers	Runoff (mm/y)	TDS (mg/L)	TDS ( $\text{g/m}^2/\text{y}$ )
Douna (Niger)	70	45.6	3.2
Banankoro (Niger)	331	41.9	13.9
Chari	29	55.4	1.6
Logone	112	55.5	6.2
Chari-Logone	41	54	2.2

Tableau 4.6. Ionic elemental concentration ( $\mu\text{eq/L}$ ) and ( $\mu\text{mol/L}$ ) for silica of the Chari-Logone basin, the Upper Niger (Picouet *et al.*, 2002), the Congo basin and the world weighted average (Meybeck & Ragu, 1987; Meybeck, 2003).

Rivers	Area	Discharge	Runoff	SiO <sub>2</sub>	Na	K	Mg	Ca	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	$\Sigma^+$	$\Sigma^-$	Data source
	km <sup>2</sup>	km <sup>3</sup> /y	mm/y	$\mu\text{mol/L}$	$\mu\text{eq/L}$									
World weighted average of rivers				145	240	44	245	594	167	175	798	1123	1140	Meybeck 2003
Niger (Niamey)	1 200 000	154	128	233	78	28	156	276	26	5	549	538	580	Meybeck et Ragu 1987
Logone (Ngueli)	90 000	10	112	148	159	62	164	213	17		539	598	556	This work
Chari (Chagoua)	523 000	15	29	148	133	73	156	215	14		524	577	538	This work
Chari-Logone (Dougoua)	613000	25	41	152	133	62	159	210	10		523	564	533	This work
Upper Niger (Koulikoro)	120 000	33	273	203	124	45	86	114	23		360	370	383	Picouet et al. 2002
Congo (Zaire)	3 700 000	1200	324	157	96	43	118	112	37	15	258	369	310	Meybeck et Ragu 1987

#### 4.4.6.2. Concentration-discharge relationship at the seasonal scale

As described previously, there are strong seasonal variations in the concentrations of dissolved chemical elements in the Chari and Logone waters. The lowest concentrations are observed during the rainy season, suggesting a dilution effect by rainfall and rapid runoff. In addition, when chemical concentrations are compared with river discharge, the relation shows a hysteresis loop, suggesting a non-linear behavior of the catchment (Figure 4.21). This hysteresis behavior is well observed for Ca<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup> in the Chari and Logone rivers, and for Na<sup>+</sup> in the Logone river while K<sup>+</sup> shows constant concentrations throughout the year, except during the months of lowest discharge in April and May.

To quantify and compare to hysteresis behavior of the different elements, an index was calculated as the ratio of concentrations measured in February and in July. These months were chosen because they both correspond to periods with similar discharge rates, intermediate between the annual extremes, and either decreasing or increasing. This index is 4.0; 2.0; 1.4 and 1.2 respectively for Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup> and K<sup>+</sup> in the Chari River. For the Logone, the index is 2.1; 2.1; 1.5 and 1.2 respectively for Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup> and K<sup>+</sup> calculated between July and December 2013 - January 2014, the dates considered with rising and decent simulated flow rates.

Hysteresis behaviors between chemical elements and river flows are observed in several basins around the world (Walling and Foster, 1975; Walling and Webb, 1980; Probst *et al.*, 1992; Evans and Davies, 1998; Bravard and Petit, 2000; Picouet *et al.*, 2002; Calmels *et al.*, 2011; Moquet *et al.*, 2016; Bouchez *et al.*, 2017). Some explanations involve the contribution of different reservoirs. For example, in the Niger Basin (Picouet *et al.*, 2002) the hysteresis behavior was interpreted as: (1) a variable seasonal contribution of different flow sources (runoff, hypodermic flow, groundwater) (2) a delayed contribution of the various branches of the hydrographic network and (3) a flushing effect of the ponds with the new flood, which brings water that has been concentrated during the dry season. In addition, this flushing effect can also lead to the mobilization of soluble minerals deposited in the minor bed during the dry season, and on leaching of soil horizons.

For the Chari and Logone Basin, the relatively stable concentrations of the Chari and Logone waters during the flood recession (October-December) (Figure 4.21) are attributed to buffering by groundwaters, which represents the totality of the flow at this time of year. The concentration increase observed between January and April is more pronounced for the Chari than for the Logone and can be attributed to evaporation. The concentration decrease observed between April and June seems in contradiction with the stable low flows. Therefore, the very intense microbiological activity at this time of the year may act as a sink of chemical elements in the river. The concentrations of dissolved chemicals continue to decrease until July-August, consistently with the increase in discharge. This corresponds to the dilution of the river water by less concentrated water coming from precipitation that occurred in the southern part of the catchment. Discharge continues to increase until October while concentrations also increase. This can be attributed to the increasing contribution of more concentrated groundwaters, but also to the remobilization of chemical elements by the effect of land leaching by rains in the floodplains of Massenya for the Chari, and of Bongor and Yaéré for the Logone.

Then, this anti-clockwise hysteresis behavior well pronounced for  $\text{Ca}^{2+}$  and  $\text{Mg}^{2+}$  and less for  $\text{Na}^+$  and  $\text{K}^+$  is mainly driven by the contribution of two main reservoirs of water, rapid surface and subsurface water flow on one hand, and groundwater on other hand, i.e. "pre-event water", which is more concentrated in  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  (Chari and Logone basins) and in Na (Logone basin). These two reservoirs are brought into play with their seasonal shifts, with a probable combined effect of biological activity superimposed at the end of the dry season, which is the warmest period of the year.

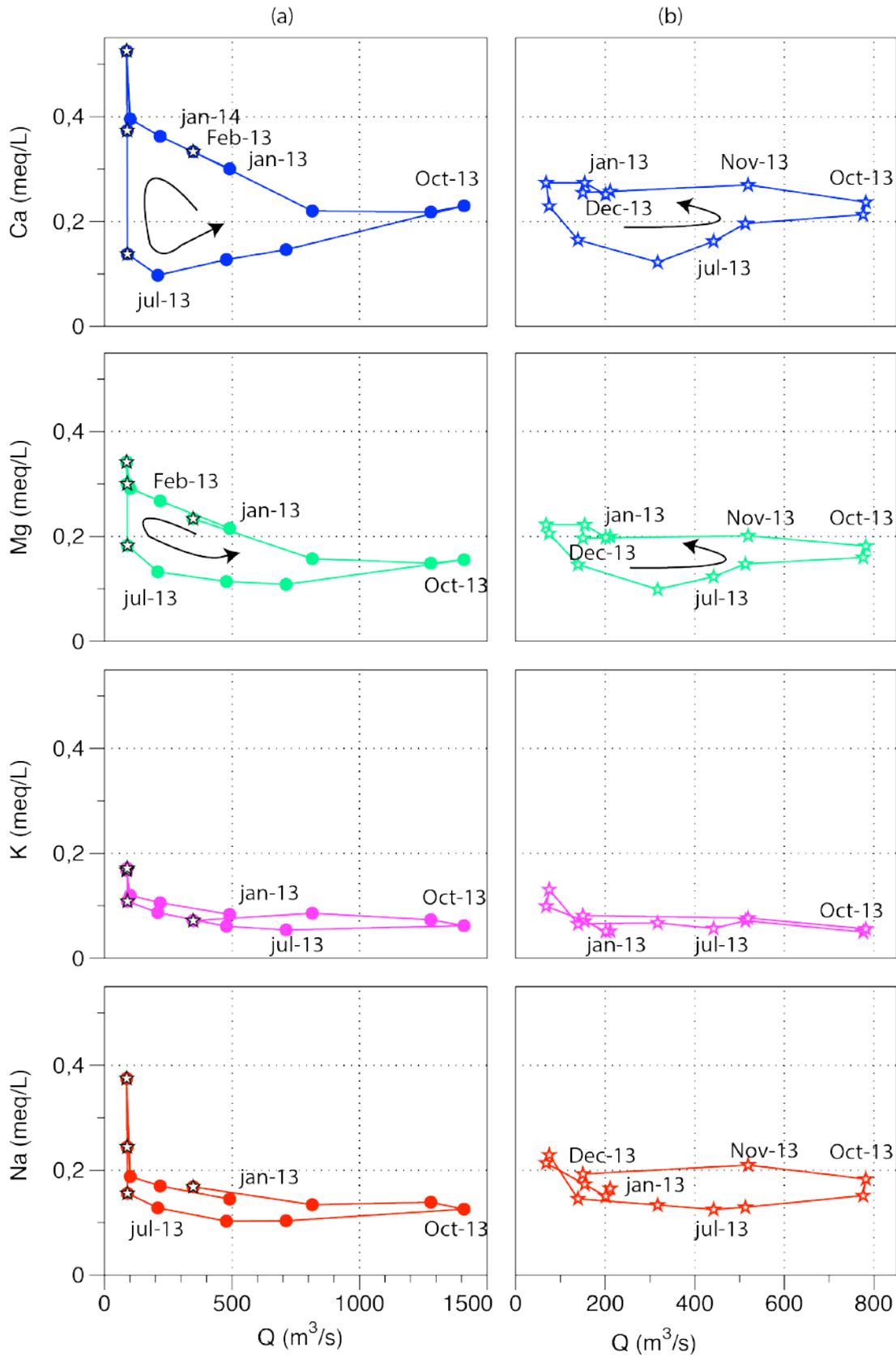


Figure 4.21. Evolution of ionic concentrations ( $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $K^+$  and  $Na^+$ ) as a function of the discharge flow of the Chari (a) and the Logone (b) rivers over the 2013-2014 period. Stars correspond to reconstituted flows.

#### 4.4.6.3. Driving factors of silicate weathering fluxes

##### 4.4.6.3.1. Annual average weathering fluxes in Chari and Logone sub-basins

The annual weighted average concentrations for 2013 were multiplied by the annual river discharge to calculate the annual total flux expressed in ton/yr and specific flux ( $\text{g}/\text{m}^2/\text{y}$ ) (Table 4.7). For the entire Chari-Logone basin, the TDS flux was estimated at  $2.21 \text{ g}/\text{m}^2/\text{y}$ . Despite its higher contribution i.e.  $1.38 \cdot 10^6 \text{ t}/\text{y}$ , while the Logone provides  $0.58 \cdot 10^6 \text{ t}/\text{y}$ , the Chari river has a lower TDS specific flux i.e.  $1.59 \text{ g}/\text{m}^2/\text{y}$ , compared to  $6.16 \text{ g}/\text{m}^2/\text{y}$  for the Logone. Results show a strong homogeneity between the Logone and Chari geochemical signatures (except for the radiogenic Sr content), and concentrations, both in bicarbonates and in TDS. The observed difference in specific alteration flux is therefore mainly due to runoff differences between the Chari and Logone river basins. This situation corresponds to a chemostatic behavior, in which runoff is the only factor controlling chemical fluxes (Godsey *et al.*, 2009).

In the strongly contrasted climatic context of the Chari basin, the very low average runoff ( $29 \text{ mm}/\text{y}$  in 2013) is due to the fact that some sub-basins do not contribute to the runoff, especially in the Sahelian part of the catchment. In many parts of the basin, evaporation encompasses all other fluxes, leading to endorheic situations where dissolved load is not exported to the outflow (Bouchez *et al.*, 2019). These areas could however become productive during more humid periods, leading to a significant increase in chemical fluxes. However, in this context, the question of the real link between exportation fluxes and alteration fluxes should be raised, since alteration might remain active in hydrologically disconnected areas, despite the absence of exportation towards the Chari-Logone output. Therefore, silicate alteration fluxes, and the related  $\text{CO}_2$  consumption could be strongly underestimated in semi-arid environments.

Tableau 4.7. Specific fluxes ( $\text{SiO}_2 + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{HCO}_3^-$ ) and specific alteration rates ( $\text{SiO}_2 + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ) in African rivers. Logone, Chari and Chari-Logone data are obtained from this study and data for other rivers are from Meybeck and Ragu (1987), Picouet *et al.* (2002) and Meybeck (2003).

Rivers	Area	Discharge	Runoff	SiO <sub>2</sub>	Na	K	Mg	Ca	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Total dissolved specific flux	Specific alteration	Data source
	(km <sup>2</sup> )	(km <sup>3</sup> /y)	mm/y	g/m <sup>2</sup> /y	g/m <sup>2</sup> /y									
World weighted average of rivers	-	-	-	2.98	1.88	0.6	1.01	4.04	2	2.87	16.54	31.92	15.38	Meybeck 2003
Upper Niger (Koulikoro)	120 000	32.76	273	3.48	0.78	0.48	0.56	1.33	0.23	-	5.99	12.87	6.88	Picouet et al. 2002
Congo (Zaire)	3 700 000	1200	324.32	3.05	0.72	0.54	0.46	0.78	0.43	0.48	5.10	11.56	6.45	Meybeck et Ragu 1987
Niger (Niamey)	1 200 000	154.1	128.42	1.80	0.23	0.14	0.24	0.76	0.12	0.06	4.30	7.65	3.35	Meybeck et Ragu 1987
Logone (Nguéli)	90 000	10.04	111.56	1,00	0.41	0.27	0.22	0.51	0.07	0.02	3.66	6.16	2.50	This work
Chari-Logone (Douguia)	613000	25.34	41.34	0.38	0.13	0.1	0.08	0.19	0.01	-	1.32	2.21	0.89	This work
Chari (Chagoua)	523 000	15.3	29.25	0.26	0.09	0.083	0.06	0.14	0.01	0.01	0.93	1.59	0.66	This work

#### 4.4.6.3.2. Comparison with historical data on the Chari-Logone

To elucidate the question of the chemostatic behavior, it is interesting to compare our data with different magnitudes of runoff conditions, such as those that occurred during previous periods during the last 50 years. Dissolved loads and chemical fluxes were compared to data obtained in 1969, 1972 and 1973 (Gac, 1980 and taken by Bouchez *et al.*, 2016). The corresponding average annual flows (measured at station of N'Djamena on the Chari-Logone) were 1076 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>, 577 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> and 576 m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> in 1969, 1972 and 1973 respectively (Carmouze, 1976; Gac, 1980; Roche, 1980; Olivry *et al.*, 1996). The year 1969 is the wettest of our data set and corresponds to the beginning of the so-called "Great Sahelian drought" of the 1970-1980 period. Figure 4.22 presents a comparative study of dissolved loads from 1969 to the present day. The sum of the cations ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+$ ) varied in the range 8.7 to 14.4 mg/L in 1969 (Gac, 1980; Roche, 1980); 8.7 to 14.6 mg/L in 1972 (Carmouze, 1976; Gac, 1980) and 8.7 to 19.9 mg/L in 2013 (this study). The most variable concentrations are thus those encountered during the dry season (March-June), which showed higher values in recent years, while the flood season (September-November) displayed surprisingly constant values, independently of the discharge magnitude (Figure 4.22). The annual chemical flux is dominated by the flood season (Table 4.8): even with higher concentrations during the low water period, the March-June period only contributes to 11% of the annual flux. Thus, the concentration variations observed during low flow periods have little effect on the annual flux.

The comparison between historical and recent data shows that for the Chari-Logone system, the interannual variability of high flow concentrations is very low, even during the more humid years prior to the 1970s Sahelian drought. As the flood period dominates the total annual export, it can thus be concluded that the annual weathering load exported is directly related to the runoff.

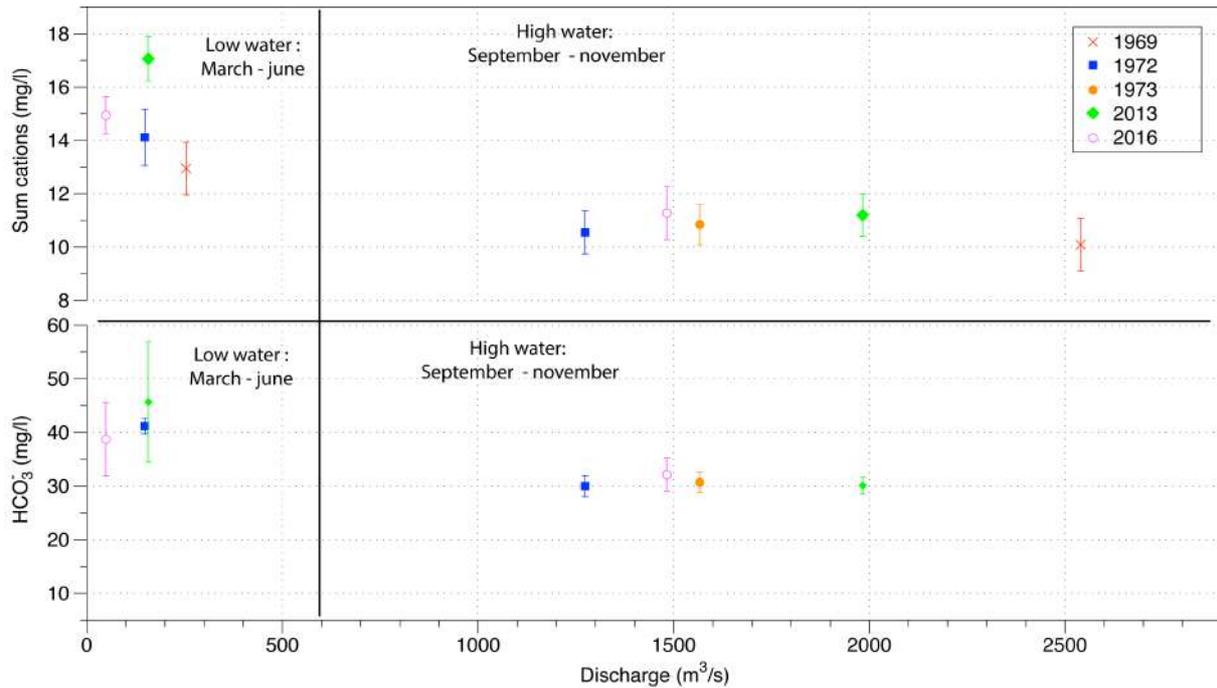


Figure 4.22. Average concentrations corresponding to the two main periods of an annual cycle: low water period, March-June, and high water (flood) period, September-November, compared to data for 1969, 1972 and 1973 (from Gac, 1980).

Tableau 4.8. Evolution of specific fluxes ( $\text{SiO}_2 + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{HCO}_3^-$ ) and specific alteration ( $\text{SiO}_2 + \text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ) in the Chari-Logone rivers over time. Data from the 1970s come from Carmouze (1976) and Gac (1980).

Chari-Logone River	Area	Discharge	Runoff	$\text{SiO}_2$	Na	K	Mg	Ca	Cl	$\text{SO}_4$	$\text{HCO}_3^-$	Total dissolved specific flux	Specific alteration	Data source
	( $\text{km}^2$ )	( $\text{km}^3/\text{y}$ )	mm/y	$\text{g}/\text{m}^2/\text{y}$										
Year 1969	613 000	1076	55.44	-	0.16	0.09	0.10	0.24	-	-	-	-	-	Carmouze 1976
Year 1972	613 000	578	29.77	0.3	0.09	0.06	0.06	0.13	-	-	0.94	1.57	0.63	Gac 1980
Year 2013	613 000	804	41.41	0.38	0.13	0.1	0.08	0.19	0.01	-	1.32	2.21	0.89	This work
Year 2016	613 000	551	28.39		0.09	0.06	0.05	0.12	-	-	0.89	-	-	This work

#### 4.4.7. Conclusions

The Chari and Logone basins cover an area of approximately 613 000 km<sup>2</sup> and drain water from the northern flank of Adamaoua (Cameroon) and the Central African ridge, towards Lake Chad. The analysis of the distribution of the major elements showed that the Chari and Logone rivers are very poorly mineralized and that the dissolved load mainly comes from the alteration of silicates. The isotope compositions of strontium confirm the absence of a significant carbonate pole on the basin. Substantial seasonal variations of river concentrations are observed, with higher concentrations during the dry season and lower concentrations during the rainy season, but with a delay of about 2 months between the rainfall peak and the flood peak. In the Chari-Logone basin, we observed that concentrations follow an annual hysteresis, related to a variable contribution over time of surface water and groundwater.

Based on the <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr ratios, we estimated that the Chari and the Logone respectively contributed to 59 % and 41% of the total dissolved load to Lake Chad. Silicate weathering largely dominated the dissolved load. A flux of  $5.9 \times 10^5$  tons/year of dissolved materials transported to Lake Chad was estimated downstream of N'Djamena for the year 2013. The Chari Logone Basin follows a chemostatic behavior. Therefore, the interannual variations of dissolved loads reaching Lake Chad are directly related to the variations in the Chari-Logone discharge.

#### 4.4.8. Acknowledgments

This work was supported by the French National Research Institute for Sustainable Development (IRD) in the framework of the project 'Préservation du Lac Tchad: Contribution à la stratégie de développement du lac' funded by 'Fond Français de l'Environnement Mondial' and by 'Agence Française pour le Développement'. The authors are grateful to the University of N'Djamena, the Centre National de la Recherche pour le Développement of Chad (CNRD) and the French Embassy in Chad for their logistical support. We thank Helene Mariot for the chemistry of the room and the analysis of the major elements and Abel Guihou for the analysis of the isotopic composition of strontium.



## CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

### Conclusion générale

Cette thèse se propose d'étudier le fonctionnement hydrologique, isotopique et géochimique du bassin du Chari-Logone, principal affluent du Lac Tchad. Elle s'appuie sur 1) des données hydro-climatiques de la période 1950-2016 obtenues par les services nationaux du Tchad, de la Commission du Bassin du Lac Tchad (CBLT) et de base de données de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), 2) des données géochimiques provenant d'études menées par les chercheurs de l'IRD entre 1969 et 1980, offrant une perspective à long terme, et 3) des données géochimiques et isotopiques nouvelles ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ , éléments majeurs dissous,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) obtenues grâce à une campagne d'échantillonnages mensuels entre janvier 2013 et octobre 2016.

Nous avons synthétisé, analysé et exploité l'ensemble des données hydroclimatiques disponibles sur le bassin du Chari-Logone au cours de la période 1950-2016 afin de caractériser les contrastes spatiaux, les variations temporelles et les sensibilités respectives des différents sous-bassins versants aux variations climatiques.

Globalement, la lame d'eau écoulee moyenne sur le bassin du Chari-Logone au cours de la période 1960-2015 (42 mm/an) représente seulement 5% des précipitations, et présente des variations temporelles et spatiales considérables. Entre les deux sous-périodes climatiquement les plus contrastées (humide : 1960-1971 et sèche : 1982-1997), l'écoulement moyen diffère de 75% (680 m<sup>3</sup>/s). Spatialement, la partie amont située sous climat soudanien fournit la grande majorité du débit : les sous bassins de Moundou et de Manda, représentant 18% de la surface totale, contribuent à 73% au débit du Chari-Logone. Il existe une étroite relation entre la variabilité pluviométrique et la variabilité des écoulements. Cette relation est non linéaire car la baisse relative des écoulements est plus importante que celle de la pluviométrie. On observe une différence pluviométrique de 15.5% sur l'ensemble du bassin du Chari-Logone entre une sous période humide (1960-1971) et sèche (1982-1997). Cette différence pluviométrique a entraîné une différence d'écoulement de 75% en moyenne sur l'ensemble du bassin du Chari-Logone, 47% dans le bassin du Logone amont, 69% dans le bassin de Bahr Sara et 100% dans le bassin de Chari amont, ce qui montre la très grande sensibilité des débits aux variations de précipitation. Les sous bassins du Chari-Logone présentent des coefficients d'élasticité de 6.4, 4.4 et 3.0 respectivement pour le Chari amont, le sous bassin du Bahr Sara et pour le Logone amont. Ce coefficient d'élasticité représente le quotient de la variation de précipitation rapporté à la variation des écoulements et traduit la sensibilité du bassin par rapport à la variation pluie-débit.

L'analyse détaillée des données hydro-climatiques montre que cette très grande sensibilité aux fluctuations de précipitations se manifeste particulièrement dans les sous-bassins situés dans la bande sahélienne, et permet de discuter du rôle joué par les plaines d'inondations en aval. Nos données hydro-climatiques ne montrent aucune évidence clairement détectable d'un impact anthropique responsable d'une diminution des écoulements ou d'une modification du régime hydrologique dans le bassin du Chari-

Logone et ce contrairement à ce que différentes études récentes (Zhu *et al.*, 2019; Mahmood & Jia, 2019) ont affirmé.

La composition isotopique ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ ) moyenne mensuelle des précipitations du réseau GNIP de l'AIEA disponibles dans et autour du bassin du lac Tchad et la hauteur de pluie des stations correspondantes ont été utilisées pour calculer la moyenne pondérée annuelle et interannuelle. On constate une grande variabilité interannuelle de la composition isotopique en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  des eaux de pluies de différentes stations de mesure du bassin du lac Tchad, mais les données disponibles sont insuffisantes pour analyser la relation entre le volume des précipitations annuelles et leur composition isotopique.

Les données des isotopes stables de l'eau ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ ) du système Chari-Logone ont permis de mettre en évidence des périodes d'enrichissement et d'appauvrissement. Les valeurs les plus appauvries permettent de proposer une composition isotopique moyenne pour les précipitations de la partie amont du bassin versant, pour laquelle aucune donnée n'est disponible dans la littérature. L'enrichissement pendant la saison sèche, beaucoup plus prononcé pour le fleuve Chari que pour le Logone, et pour les stations aval que pour les stations amont, est interprété en termes d'évaporation. La composition très appauvrie des eaux du Chari et du Logone au cœur de la saison des pluies s'explique par la dominance de la contribution des eaux de pluies aux rivières. Par contre la similarité observée en novembre pourrait être attribué par la contribution des eaux souterraines avec des signatures isotopiques moyennes de  $-1.5\text{‰}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) ;  $-7.2$  ( $\delta^2\text{H}\text{‰}$ ) et  $4.7\text{‰}$  (d-exc). Pour tester cette hypothèse il faudrait mesurer la composition isotopique des eaux souterraines en bordure de ces rivières.

L'analyse de la répartition des éléments majeurs en solution a montré que les rivières Chari et Logone sont très peu minéralisées et présentent des variations saisonnières, avec des concentrations plus élevées pendant la saison sèche et des concentrations plus faibles pendant la saison des pluies. En revanche, une stabilité interannuelle est constatée durant la crue à la fois entre les différentes années couvertes par l'échantillonnage récente, mais aussi en comparaison avec les valeurs des années 1968-1972 de la période antérieure à la sécheresse. Ces données montrent un comportement chemostatique, dans lequel la lame d'eau écoulée est le seul facteur contrôlant les variations interannuelles des flux chimiques. De plus, la comparaison entre la concentration en éléments chimiques et le débit montre une boucle d'hystérésis, suggérant un comportement non linéaire du bassin versant. Ce phénomène d'hystérésis pourrait correspondre à une contribution variable dans le temps de deux masses d'eau, des eaux souterraines lentes et des eaux rapides de surface.

L'analyse des données chimiques et de l'isotope du strontium a également montré l'absence d'un pôle carbonaté sur le bassin.

### **Perspectives**

Au regard de ce travail, il reste encore de nombreuses questions en suspens qui limitent notre connaissance du fonctionnement hydrologique et géochimique du système Chari-Logone. Les principales concernent : 1) la quantification de l'évapotranspiration élément majeur du bilan hydrologique sur le bassin, 2) le rôle de la couverture végétale sur le runoff, le bilan hydrologique et l'évapotranspiration, 3) la part de la contribution de l'écoulement de base à la rivière et 4) le flux et la nature des matières particulaires en suspension. Pour aller plus loin dans la compréhension de ce système, il serait judicieux de répondre à ces questions avec des nouvelles méthodes plus précises disponibles d'aujourd'hui. Par exemple, l'utilisation de la télédétection ou des images satellitales pourrait aider à déterminer la couverture végétale et l'utilisation du modèle pluie-débit-chimie pourrait aider à avancer dans la compréhension du système.

Un point également crucial concerne le rôle des plaines inondables du bassin du Chari-Logone dans le bilan hydrologique du bassin. Les études antérieures (Benech *et al.*, 1982, Liéno *et al.*, 2003; Delclaux *et al.*, 2010; Vassolo *et al.*, 2016) montrent que les plaines des Yaéré et Massenya jouent un rôle important dans le bilan hydrologique de ce bassin, en constituant en particulier d'importantes surfaces d'évaporation et en ayant un impact potentiel sur la chimie et l'isotopie des eaux. Les rôles des principales plaines inondables dans les termes du bilan hydrologique du système Chari-Logone reste encore mal connues. Il serait intéressant d'étudier ces zones plus précisément et/ou d'actualiser les données antérieures.

La forte croissance démographique, combinée aux incertitudes liées au changement climatique, rend les ressources en eau vulnérables. Dans ce contexte, le développement d'une gestion durable des eaux de surface et des eaux souterraines est crucial. Celui-ci nécessite l'évaluation des interactions des eaux de surface et des eaux souterraines et de la recharge des aquifères, ainsi que de la réaction des bilans hydriques aux changements climatiques et environnementaux. L'utilisation du modèle hydro-isotope « *Water and isotopes modelling for improved estimates of water balance* » (IWBmiso) serait une des solutions qui permettrait de mieux connaître les processus clés de l'eau et de créer des outils de gestion des ressources en eau.



## BIBLIOGRAPHIE

- Abderamane H. (2012) Étude du fonctionnement hydrogéochimique du système aquifère du Chari Baguirmi (République du Tchad) (PhD Thesis). Poitiers. Retrieved from <https://core.ac.uk/download/pdf/40120338.pdf>, 324p.
- Adoin-Bardin S., Dezetter A., Servat E., Paturol J.-E., Mahe G., Niel H. & Dieulin C. (2009) Using general circulation model outputs to assess impacts of climate change on runoff for large hydrological catchments in West Africa. *Hydrol. Sci. J.* **54**(1), 77–89. DOI: 10.1623/hysj.54.1.77.
- Agbri L., Bamba S., Doumouya I. & Savane I. (2010) Bilan des flux de matières particulaires et dissoutes du Sassandra à Gaoulou pont (Côte d'Ivoire). *Sci. Nat.* **7**(2), 107–118. <http://dx.doi.org/10.4314/scinat.v7i2.59944>
- AIEA. (1993) Les ressources en eau au Sahel Etudes hydrogéologiques et hydrologiques en Afrique de l'Ouest par les techniques isotopiques - Recherche Google. Retrieved May 6, 2019, from <https://www.google.com/search?client=firefox-b-d&q=Les+ressources+en+eau+au+Sahel+Etudes++hydrog%C3%A9ologiques++et++hydrologiques+en++Afrique++de++l%27Ouest+par++les++techniques++isotopiques>
- Ali A. & Lebel T. (2009) The Sahelian standardized rainfall index revisited. *Int. J. Climatol.* **29**(12), 1705–1714. doi:10.1002/joc.1832
- Amiotte Suchet P., Probst J.-L. & Ludwig W. (2003) Worldwide distribution of continental rock lithology: Implications for the atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans. *Global Biogeochem. Cycles*, **17**(2), 1038, doi:10.1029/2002GB001891, 2003.
- Audoin M. (1905) Notice hydrographique sur le lac Tchad. *La Géogr* **12**, 305–320.
- Bader J.-C., Lemoalle J. & Leblanc M. (2011) Modèle hydrologique du lac Tchad. *Hydrol. Sci. Journal–Journal Sci. Hydrol.* **56**(3), 411–425. doi.org/10.1080/02626667.2011.560853
- Balme M., Lebel T. & Amani A. (2006) Années sèches et années humides au Sahel: *quo vadimus?* *Hydrol. Sci. J.* **51**(2), 254–271. doi:10.1623/hysj.51.2.254
- Becker A., Finger P., Meyer-Christoffer A., Rudolf B., Schamm K., Schneider U. & Ziese M. (2013) A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901–present. *Earth Syst. Sci. Data* **5**(1), 71–99.
- Benech V., Quensiere J. & Vidy G. (1982) Hydrologie et physico-chimie des eaux de la plaine d'inondation du Nord-Cameroun. *Cah. ORSTOM Ser. Hydrol.* [https://www.researchgate.net/publication/32989587\\_Hydrologie\\_et\\_physico-chimie\\_des\\_eaux\\_de\\_la\\_plaine\\_d%27inondation\\_du\\_Nord-Cameroun](https://www.researchgate.net/publication/32989587_Hydrologie_et_physico-chimie_des_eaux_de_la_plaine_d%27inondation_du_Nord-Cameroun)
- Berner R. A. & Maasch K. A. (1996) Chemical weathering and controls on atmospheric O<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub>: fundamental principles were enunciated by J.J. Ebelmen in 1845. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**(9), 1633–1637. [doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00104-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00104-4)
- Bessolles B. & Trompette R. (1980) La chaîne panafricaine : zone mobile d'Afrique centrale et zone mobile soudanaise. *Mém. Bur. Rech. Géologiques Minières* **92**, 375. [https://books.google.fr/books/about/G%C3%A9ologie\\_de\\_l\\_Afrique.html?id=2v3vAAAAMAAJ&redir\\_esc=y](https://books.google.fr/books/about/G%C3%A9ologie_de_l_Afrique.html?id=2v3vAAAAMAAJ&redir_esc=y)
- Billon B., Guiscafé J., Herbaud J. & Oberlin G. (1968) Monographie hydrologique du Chari, 145 + 289 + 99 + 235 + 477 p. multigr. Paris: ORSTOM. Retrieved from <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:16679>
- Black R. (1992) Mission géologique au Tchad du 14. 1. au 8. 2. 1992. In: *Rapport inédit*, 15. PNUD/DRGM N'Djaména.

- Bouchaou L., Michelot J. L., Vengosh A., Hsissou Y., Qurtobi M., Gaye C. B., Bullen T. D. & Zuppi G. M. (2008) Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Souss–Massa aquifer, southwest of Morocco. *J. Hydrol.* **352**(3–4), 267–287. [doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.01.022](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.01.022)
- Bouchardeau A. & Lefevre R. (1957) Monographie du lac Tchad NOEDI ed. prov. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins\\_textes/pleins\\_textes\\_6/b\\_fdi\\_39-40/12846.pdf](http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_6/b_fdi_39-40/12846.pdf)
- Bouchez C. (2015, July 10) *Bilan et dynamique des interactions rivières-lac(s)-aquifères dans le bassin hydrologique du lac Tchad: approche couplée géochimie et modélisation des transferts* (thesis). Aix-Marseille. Retrieved from <http://www.theses.fr/2015AIXM4332>
- Bouchez C., Deschamps P., Goncalves J., Hamelin B., Mahamat Nour A., Vallet-Coulomb C. & Sylvestre F. (2019) Water transit time and active recharge in the Sahel inferred by bomb-produced  $^{36}\text{Cl}$ . *Sci. Rep.* **9**(1), 7465. [https://www.nature.com/articles/s41598-019-43514-x?utm\\_source=feedburner&utm\\_medium=feed&utm\\_campaign=Feed%3A+srep%2Frs%2Fcurrent+%28Scientific+Reports%29](https://www.nature.com/articles/s41598-019-43514-x?utm_source=feedburner&utm_medium=feed&utm_campaign=Feed%3A+srep%2Frs%2Fcurrent+%28Scientific+Reports%29)
- 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. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **20**(4), 1599–1619. doi:10.5194/hess-20-1599-2016
- Bouchez J., Moquet J.-S., Espinoza J. C., Martinez J.-M., Guyot J.-L., Lagane C., Filizola N., Noriega L., Sanchez L. H. & Pombosa R. (2017) River mixing in the Amazon as a driver of concentration-discharge relationships. *Water Resour. Res.* **53**(11), 8660–8685. [doi.org/10.1002/2017WR020591](https://doi.org/10.1002/2017WR020591)
- Boulvert Y. (1968) Quelques aspects de l'influence de la topographie et du matériau original sur la répartition de sols ferrallitiques, sols ferrugineux tropicaux et vertisols dans la région de Bossangoa au Nord-Ouest de la République Centrafricaine. *Cah. ORSTOM Série Pédologie* **6**(3–4), 259–275. Retrieved from <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:18534>
- Boulvert Y. (1975) *Cartes pédologiques de l'Ouham, République Centrafricaine: feuilles Bossangoa-Bouca-Batangafou-Kouki à 1/200.000*. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins\\_textes/divers15-08/16942.pdf](http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers15-08/16942.pdf)
- Bowen, G. J. & Revenaugh, J. (2003) Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. *Water Resour. Res.* **39**(10). [doi.org/10.1029/2003WR002086](https://doi.org/10.1029/2003WR002086)
- Bravard J.-P. & Petit F. (2000) Les cours d'eau: dynamique du système fluvial. [https://www.persee.fr/doc/ingeo\\_0020-0093\\_1998\\_num\\_62\\_2\\_2583\\_t1\\_0093\\_0000\\_1](https://www.persee.fr/doc/ingeo_0020-0093_1998_num_62_2_2583_t1_0093_0000_1)
- Burgis M. J. & Symoens J.-J. (1987) *African wetlands and shallow water bodies= Zones humides et lacs peu profonds d'Afrique*.
- Burke K. (1976) The chad basin: An active intra-continental basin. *Tectonophysics* **36**(1–3), 197–206. doi:10.1016/0040-1951(76)90016-0
- Cabot J. (1965) Le bassin du moyen Logone (Monographie du Logone), 355. Document de ORSTOM, P.355, Paris. [https://www.persee.fr/doc/ingeo\\_0020-0093\\_1965\\_num\\_29\\_5\\_5777](https://www.persee.fr/doc/ingeo_0020-0093_1965_num_29_5_5777)
- Calmels D., Galy A., Hovius N., Bickle M., West A. J., Chen M.-C. & Chapman H. (2011) Contribution of deep groundwater to the weathering budget in a rapidly eroding mountain belt, Taiwan. *Earth Planet. Sci. Lett.* **303**(1–2), 48–58. doi:10.1016/j.epsl.2010.12.032
- Carmouze J.-P. (1976) La régulation hydrogéochimique du lac Tchad: Contribution à l'analyse biogéodynamique d'un système lacustre endoréique en milieu continental cristallin, Vol. 1. doc. ORSTOM, Paris, p.413. <http://horizon.documentation.ird.fr/exl->



- Vandervaere J. P. & Guillaume Quantin G. (2015) Évolution récente de la pluviométrie en Afrique de l'ouest à travers deux régions : la Sénégambie et le Bassin du Niger Moyen. *Climatologie* (Volume 12), 25-43. <http://lodel.irevues.inist.fr/climatologie/index.php?id=1105>
- Descroix L., Guichard F., Grippa M., Lambert L., Panthou G., Mahé G., Gal L., Dardel C., Quantin G., Kergoat L., Bouaïta Y., Hiernaux P., Vischel T., Pellarin T., Faty B., Wilcox C., Malam Abdou M., Ibrahim Mamadou I., Vandervaere J. P., Diongue-Niang A., Ndiaye O., Sané Y., Dacosta H., Gosset M., Cassé C., Sultan B., Barry A., Amogu O., Nka Nnomo B., Barry A., & Paturel J. E. (2018) Evolution of surface hydrology in the Sahelo-Sudanian strip: an updated review. *Water* **10**(6), 748. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins\\_textes/divers18-09/010073708.pdf](http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers18-09/010073708.pdf)
- Descroix L., Mahé G., Lebel T., Favreau G., Galle S., Gautier E., Olivry J. C., Albergel J., Amogu O., Cappelaere B., Dessouassi R., Diedhiou A., Le Breton E., Mamadou I. & Sighomnou D. (2009) Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *J. Hydrol.* **375**(1-2), 90-102. [doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.012](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.012)
- Dietrich F., Diaz N., Deschamps P., Ngounou Ngatcha B., Sebag D. & Verrecchia E. P. (2017) Origin of calcium in pedogenic carbonate nodules from silicate watersheds in the Far North Region of Cameroon: Respective contribution of in situ weathering source and dust input. *Chem. Geol.* **460**, 54-69. [doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.04.015](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.04.015)
- Djoret D. (2000) *Etude de la recharge de la nappe du Chari Baguirmi (Tchad) par les méthodes chimiques et isotopiques* (thesis). Avignon. Retrieved from <http://www.theses.fr/2000AVIG0028>
- Djoret D. & Favreau G. (2014) Ressources en eau souterraine et relations avec le Lac. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins\\_textes/divers16-01/010063406.pdf](http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers16-01/010063406.pdf)
- Drever J. I. & Zobrist J. (1992) Chemical weathering of silicate rocks as a function of elevation in the southern Swiss Alps. *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**(8), 3209-3216. [doi:10.1016/0016-7037\(92\)90298-W](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90298-W)
- Durand A. (1993) Enregistrement sédimentaire de la dynamique climatique au quaternaire supérieur dans le sahel central (Niger et Tchad) (thesis). Dijon. Retrieved from <http://www.theses.fr/1993DIJOS053>
- Evans C. & Davies T. D. (1998) Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a tool for analysis of episode hydrochemistry. *Water Resour. Res.* **34**(1), 129-137. [doi:10.1029/97WR01881](https://doi.org/10.1029/97WR01881)
- Fontes J.-C., Maglione G. & Roche M.-A. (1970) Eléments d'hydrologie isotopique dans le bassin du lac Tchad. *Int. At. Energy Vienna* 209-219. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins\\_textes/pleins\\_textes\\_5/b\\_fdi\\_04-05/04535.pdf](http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_5/b_fdi_04-05/04535.pdf)
- Fontes J.-C. & Gonfiantini, R. (1967) Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. *Earth Planet. Sci. Lett.* **3**, 258-266. [doi.org/10.1016/0012-821X\(67\)90046-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(67)90046-5)
- Fourissala R. H. & Gormo, J. (2012) Changement climatique et migration dans la bande sahélienne du Tchad. *Locus-Rev. História* **18**(2). <https://studylibfr.com/doc/4124917/changement-climatique-et-migration-dans-la-bande-sah%C3%A9lien...>
- Friedman I. & O'Neil J. R. (1977) Data of geochemistry: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest, Vol. 440. US Government Printing Office. <https://doi.org/10.3133/pp440KK>
- Gac J.-Y. (1980) *Géochimie du bassin du lac Tchad : Bilan de l'altération de l'érosion et de la sédimentation.* ORSTOM, Paris. Retrieved from

- <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:00039>
- Gaillardet J., Dupré B., Louvat P. & Allegre C. J. (1999) Global silicate weathering and CO<sub>2</sub> consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chem. Geol.* **159**(1–4), 3–30. [doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00031-5)
- Gaillardet J., Dupre, B., Allegre C. -J. & Négrel P. (1997) Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin. *Chem. Geol.* **142**(3–4), 141–173. <https://www.deepdyve.com/lp/elsevier/chemical-and-physical-denudation-in-the-amazon-river-basin-GQNU5DcrqC>
- Gal L., Grippa M., Hiernaux P., Pons L. & Kergoat L. (2017) The paradoxical evolution of runoff in the pastoral Sahel: analysis of the hydrological changes over the Agoufou watershed (Mali) using the KINEROS-2 model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **21**(9), 4591–4613. [doi.org/10.5194/hess-21-4591-2017](https://doi.org/10.5194/hess-21-4591-2017)
- Gao, H., Bohn, T. J., Podest, E., McDonald, K. C. & Lettenmaier, D. P. (2011) On the causes of the shrinking of Lake Chad. *Environ. Res. Lett.* **6**(3), 034021. 1748-9326/11/034021+07\$33.00
- Garrels R. M. (1983) The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Am J Sci* **283**, 641–683. 1983 283:641-683; [doi:10.2475/ajs.283.7.641](https://doi.org/10.2475/ajs.283.7.641)
- Gear D. & Schroeter P. (1973) Étude des ressources en eau du bassin du lac Tchad en vue d'un programme de développement. Commission du bassin du lac Tchad Cameroun, Niger, Nigeria, Tchad. Ressources en eaux souterraines dans les bassin du lac Tchad. Tome I: Étude hydrogéologique.
- Ghienne J.-F., Schuster M., Bernard A., Durringer P. & Brunet M. (2002) The Holocene giant Lake Chad revealed by digital elevation models. *Quat. Int.* **87**(1), 81–85. [doi:10.1016/S1040-6182\(01\)00063-5](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00063-5)
- Giannini A. (2015) Hydrology: Climate change comes to the Sahel. *Nat. Clim. Change* **5**(8), 720. DOI: 10.1038/nclimate2739
- Giannini A., Saravanan R. & Chang P. (2003) Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science* **302**(5647), 1027–1030. DOI: 10.1126/science.1089357
- Girard P., Hillaire-Marcel C. & Oga M. S. (1997) Determining the recharge mode of Sahelian aquifers using water isotopes. *J. Hydrol.* **197**(1–4), 189–202. [doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03261-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03261-1)
- Godsey S. E., Kirchner J. W. & Clow D. W. (2009) Concentration–discharge relationships reflect chemostatic characteristics of US catchments. *Hydrol. Process. Int. J.* **23**(13), 1844–1864. DOI: 10.1002/hyp.7315
- Gonfiantini R., Roche M.-A., Olivry J.-C., Fontes J.-C. & Zuppi G. M. (2001) The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chem. Geol.* **181**(1–4), 147–167. DOI: 10.1016/S0009-2541(01)00279-0
- Goni I. B. (2006) Tracing stable isotope values from meteoric water to groundwater in the southwestern part of the Chad basin. *Hydrogeol. J.* **14**(5), 742–752. <https://link.springer.com/article/10.1007/s10040-005-0469-y>
- Goovaerts P. (2000) Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *J. Hydrol.* **228**(1), 113–129. [doi:10.1016/S0022-1694\(00\)00144-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00144-X)
- Gourcy L., Aranyosy J.-F., Olivry J.-C. & Zuppi G. M. (2000) Évolution spatio-temporelle des teneurs isotopiques ( $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ ) des eaux de la cuvette lacustre du fleuve Niger (Mali). *Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIA-Earth Planet. Sci.* **331**(11), 701–707. <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010023761>
- Guiraud R., Binks R. M., Fairhead J. D. & Wilson M. (1992) Chronology and geodynamic setting of

- Cretaceous-Cenozoic rifting in West and Central Africa. *Tectonophysics Geodynamics of Rifting*, Volume II Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa **213**(1), 227–234. doi:10.1016/0040-1951(92)90260-D
- Harmon R. S., Wörner G., Goldsmith S. T., Harmon B. A., Gardner C. B., Lyons W. B., Ogden F. L., Pribil J. M., Long D., Kern Z. & Forizs I. (2016) Linking silicate weathering to riverine geochemistry—A case study from a mountainous tropical setting in west-central Panama. *Bulletin* **128**(11–12), 1780–1812. DOI: 10.1130/B31388.1
- Harris I., Jones P. D., Osborn T. J. & Lister D. H. (2014) Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the CRU TS3. 10 Dataset. *Int. J. Climatol.* **34**(3), 623–642. <https://doi.org/10.1002/joc.3711>
- Hartmann J., Jansen N., Dürr H. H., Kempe S. & Köhler P. (2009) Global CO<sub>2</sub>-consumption by chemical weathering: What is the contribution of highly active weathering regions? *Glob. Planet. Change* **69**(4), 185–194. doi.org/10.1088/1748-9326/aaa9c4
- Hoefs J. (1997) *Stable Isotope Geochemistry* 4th ed Springer-Verlag. Berlin.
- Hoefs J. & Hoefs J. (2009) *Stable isotope geochemistry*, Vol. 285. Springer. <https://www.springer.com/gp/book/9783642089602>
- Holeman J. N. (1968) The sediment yield of major rivers of the world. *Water Resour. Res.* **4**(4), 737–747. <doi.org/10.1029/WR004i004p00737>
- Hubert P., Carbonnel J. P. & Chaouche A. (1989) Segmentation des séries hydrométéorologiques—application à des séries de précipitations et de débits de l’Afrique de l’ouest. *J. Hydrol.* **110**(3–4), 349–367. [doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90197-2](doi.org/10.1016/0022-1694(89)90197-2)
- Hulme M., Conway D., Jones P. D., Jiang T., Barrow E. M. & Turney C. (1995) Construction of a 1961–1990 European climatology for climate change modelling and impact applications. *Int. J. Climatol.* **15**(12), 1333–1363. <doi.org/10.1002/joc.3370151204>
- Ibarra D. E., Moon S., Caves J. K., Chamberlain C. P. & Maher K. (2017) Concentration–discharge patterns of weathering products from global rivers. *Acta Geochim.* **36**(3), 405–409. doi: <10.1007/s11631-017-0177-z>
- Ibrahim B. (2012) Caractérisation des saisons de pluies au Burkina Faso dans un contexte de changement climatique et évaluation des impacts hydrologiques sur le bassin du Nakanbé (PhD Thesis). Université Pierre et Marie Curie-Paris VI. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00827764/document>
- Jones P. D. & Hulme M. (1996) Calculating regional climatic time series for temperature and precipitation: methods and illustrations. *Int. J. Climatol.* **16**(4), 361–377. <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/%28SICI%291097-0088%28199604%2916%3A4%3C361%3A%3AAID-JOC53%3E3.0.CO%3B2-F>
- Kadjangaba E. (2007) Étude hydrochimique et isotopique du système zone nonsaturée-nappe dans la zone urbaine de N’Djamena. Impact de la pollution (PhD Thesis). Thèse de doctorate. Université d’Avignon. <https://apps.geodan.nl/igrac/ggis-viewer/mim/documents/view/13200235>
- Kendall C. & McDonnell J. J. (2012) *Isotope tracers in catchment hydrology*. Elsevier. <https://www.elsevier.com/books/isotope-tracers-in-catchment-hydrology/kendall/978-0-444-81546-0>
- Kerrick D. M. (2001) Present and past nonanthropogenic CO<sub>2</sub> degassing from the solid Earth. *Rev. Geophys.* **39**(4), 565–585. [doi.org/10.1029/2001RG000105`](doi.org/10.1029/2001RG000105)
- Koger J. M., Newman B. D. & Goering T. J. (2018) Chemostatic behaviour of major ions and contaminants in a semiarid spring and stream system near Los Alamos, NM, USA. *Hydrol. Process.* **32**(11), 1709–1716. DOI: 0.1002/hyp.11624
- Koumassi H. (2014) Risques hydroclimatiques et vulnérabilités des écosystèmes dans le bassin

- versant de la Sota à l'exutoire de Couberi (PhD Thesis). Université d'Abomey Calavi. <https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-01572602/document>
- Krám P., Hruška J., Wenner B. S., Discoll C. T. & Johnson C. E. (1997) The biogeochemistry of basic cations in two forest catchments with contrasting lithology in the Czech Republic. *Biogeochemistry* **37**(2), 173–202. <https://link.springer.com/article/10.1023/A:1005742418304>
- Krekeler T. & Seeber K. (2013) Mesures de débit sur les fleuves Chari, Logone et Kouilou, Tchad (No. 5), 40. Retrieved from [http://www.cbilt.org/sites/default/files/download\\_documents/bgr\\_rapport\\_5\\_franc.pdf](http://www.cbilt.org/sites/default/files/download_documents/bgr_rapport_5_franc.pdf)
- Kusnir I. & Moutaye H. A. (1997) Ressources minérales du Tchad: une revue. *J. Afr. Earth Sci.* **24**(4), 549–562. doi:10.1016/S0899-5362(97)00080-8
- La Salle C. L. G., Marlin C., Leduc C., Taupin J.-D., Massault M. & Favreau G. (2001) Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive tracers (<sup>3</sup>H, <sup>14</sup>C) in an unconfined aquifer in a semi-arid area, Iullemeden Basin, Niger. *J. Hydrol.* **254**(1–4), 145–156. [doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00491-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00491-7)
- Lavergne M. (2017) Le lac Tchad, entre l'assèchement et l'intrusion de Boko Haram: la faute au changement climatique, ou à l'immobilité politique? (PhD Thesis). Sawaconsulting. <https://halshs.archives-ouvertes.fr/halshs-01494017/document>
- Leblanc M., Lemoalle J., Bader J.-C., Tweed S. & Mofor L. (2011) Thermal remote sensing of water under flooded vegetation: New observations of inundation patterns for the 'Small' Lake Chad. *J. Hydrol.* **404**(1–2), 87–98. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.04.023
- Leblanc M., Favreau G., Maley J., Nazoumou Y., Leduc C., Stagnitti F., Oevelen P. J. van, Delclaux F. & Lemoalle J. (2006) Reconstruction of Megalake Chad using Shuttle Radar Topographic Mission data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **239**(1–2), 16–27. doi:10.1016/j.palaeo.2006.01.003
- Leblanc M., Razack M., Dagorne D., Mofor L. & Jones C. (2003) Application of Meteosat thermal data to map soil infiltrability in the central part of the Lake Chad basin, Africa. *Geophys. Res. Lett.* **30**(19). doi:10.1029/2003GL018094
- Leduc C., Salifou O. & Leblanc M. (1998) Evolution des ressources en eau dans le département de Diffa (bassin du lac Tchad, Sud-Est nigérien). In: *Water resources variability in Africa during the 20th century = Variabilité des ressources en eau en Afrique au 20ème siècle* Publication - AISH (E. Servat, D. Hughes, J.-M. Fritsch & M. Hulme, eds.), 281–288. Wallingford: AISH. Retrieved from <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010017938>
- Lemoalle J., Bader J.-C., Leblanc M. & Sedick A. (2012) Recent changes in Lake Chad: Observations, simulations and management options (1973–2011). *Glob. Planet. Change* **80–81**, 247–254. doi:10.1016/j.gloplacha.2011.07.004
- Lemoalle J. & Magrin G. (2014) Le développement du Lac Tchad : situation actuelle et futurs possibles = Development of Lake Chad : current situation and possible outcomes. Expertise collégiale réalisée par l'IRD à la demande de la Commission du Lac Tchad = Expert group review under the IRD supervision and the request of the Lake Chad Basin Commission. Expertise Collégiale. Marseille: IRD. Retrieved from <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010063402>
- Leroux M. (1986) L'Anticyclone mobile Polaire: facteur premier de la climatologie tempérée (The Polar mobile Anticyclone: first factor of temperate climatology). *Bull. Assoc. Géographes Fr.* **63**(4), 311–328. [https://www.persee.fr/doc/bagf\\_0004-5322\\_1986\\_num\\_63\\_4\\_1354](https://www.persee.fr/doc/bagf_0004-5322_1986_num_63_4_1354)
- L'Hôte Y. & Mahé G. (1996) Afrique de l'ouest et centrale : précipitations moyennes annuelles (période 1951-1989) = West and central Africa : mean annual rainfall (1951-1989). Paris: ORSTOM. Retrieved from <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010058020>

- Li M., Peng C., Wang M., Xue, W., Zhang K., Wang K., Shi G. & Zhu Q. (2017) The carbon flux of global rivers: a re-evaluation of amount and spatial patterns. *Ecol. Indic.* **80**, 40–51. [doi.org/10.1016/j.ecolind.2017.04.049](https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2017.04.049)
- Lieno G. (2007) Impacts de la variabilité climatique sur les ressources en eau et les transports de matières en suspension de quelques bassins versants représentatifs au Cameroun. *These Dr. PhD Univ. Yaoundé I.*
- Liéno G., Sighomnou D., Sigha-Nkamdjou L., Mahé G., Ekodeck G. E. & Tchoua F. (2003) Système hydrologique du Yaéré (Extrême-Nord Cameroun), changements climatiques et actions anthropiques: conséquences sur le bilan des transferts superficiels. *IAHS Pub* **278**, 403–409. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins\\_textes/divers13-08/010047440.pdf](http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers13-08/010047440.pdf)
- Louis P. (1970) *Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad.* Mémoires ORSTOM. Paris: ORSTOM. Retrieved from <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:04616>
- Louvat P. & Allègre C. J. (1997) Present denudation rates on the island of Reunion determined by river geochemistry: basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**(17), 3645–3669. [doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00180-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00180-4)
- Lutz A., Thomas J. M. & Panorska A. (2011) Environmental controls on stable isotope precipitation values over Mali and Niger, West Africa. *Environ. Earth Sci.* **62**(8), 1749–1759. DOI: 10.1007/s12665-010-0655-7
- Luz B., Barkan E., Yam R. & Shemesh A. (2009) Fractionation of oxygen and hydrogen isotopes in evaporating water. *Geochim. Cosmochim. Acta* **73**(22), 6697–6703. [doi.org/10.1016/j.gca.2009.08.008](https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.08.008)
- Mahé G., Liéno G., Descroix L., Bamba F., Paturel J.-E., Laraqu, A., Meddi M., Habaieb H., Adeaga O., Dieulin Claudine, Kotti F. C. & Khomsi K. (2013) The rivers of Africa: witness of climate change and human impact on the environment. *Hydrol. Process.* **27**(15), 2105–2114. [doi:10.1002/hyp.9813](https://doi.org/10.1002/hyp.9813)
- Mahé G. & Olivry J.-C. (1995) Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et centrale de 1951 à 1989. *Sci. Chang. Planétaires Sécher.* **6**(1), 109–117. Retrieved from [https://www.jle.com/fr/revues/sec/e-docs/variations\\_des\\_precipitations\\_et\\_des\\_écoulements\\_en\\_afrique\\_de\\_louest\\_et\\_centrale\\_de\\_1951\\_a\\_1989\\_270910/article.phtml?cle\\_doc=0004223E](https://www.jle.com/fr/revues/sec/e-docs/variations_des_precipitations_et_des_écoulements_en_afrique_de_louest_et_centrale_de_1951_a_1989_270910/article.phtml?cle_doc=0004223E)
- Mahé G. & Paturel J.-E. (2009) 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geosci.* **341**(7), 538–546. [doi:10.1016/j.crte.2009.05.002](https://doi.org/10.1016/j.crte.2009.05.002)
- Mahe G., Paturel J.-E., Servat E., Conway D. & Dezetter A. (2005) The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. *J. Hydrol.* **300**(1–4), 33–43. [doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.04.028](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.04.028)
- Maher K. & Chamberlain C. P. (2014) Hydrologic regulation of chemical weathering and the geologic carbon cycle. *science* **343**(6178), 1502–1504. DOI: 10.1126/science.1250770
- Mahmood R. & Jia S. (2019) Assessment of hydro-climatic trends and causes of dramatically declining stream flow to Lake Chad, Africa, using a hydrological approach. *Sci. Total Environ.* [doi.org/10.1016/j.dib.2019.104043](https://doi.org/10.1016/j.dib.2019.104043)
- Maley J. (2000) Last Glacial Maximum lacustrine and fluvial formations in the Tibesti and other Saharan mountains, and large-scale climatic teleconnections linked to the activity of the Subtropical Jet Stream. *Glob. Planet. Change* **26**(1–3), 121–136. [doi.org/10.1016/S0921-8181\(00\)00039-4](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(00)00039-4)
- Maley J. & Maley J. (1981) Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie

- de l'Afrique nord-tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle. [https://www.researchgate.net/publication/37890068\\_Etudes\\_palynologiques\\_dans\\_le\\_bassin\\_du\\_Tchad\\_et\\_paleoclimatologie\\_de\\_l%27Afrique\\_nord-tropicale\\_de\\_30\\_000\\_ans\\_a\\_l%27epoque\\_actuelle](https://www.researchgate.net/publication/37890068_Etudes_palynologiques_dans_le_bassin_du_Tchad_et_paleoclimatologie_de_l%27Afrique_nord-tropicale_de_30_000_ans_a_l%27epoque_actuelle)
- Massuel S. (2001) Modélisation hydrodynamique de la nappe phréatique quaternaire du bassin du lac Tchad. *DEA Univ Montp. II Univ D'Avignon Pays Vaucluse* 85. Retrieved from [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins\\_textes/pleins\\_textes\\_7/divers2/010028005.pdf](http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_7/divers2/010028005.pdf)
- Matheron G. (1966) Présentation des variables régionalisées. *J. Société Fr. Stat.* **107**, 263–275. [http://www.numdam.org/article/JSFS\\_1966\\_107\\_263\\_0.pdf](http://www.numdam.org/article/JSFS_1966_107_263_0.pdf)
- Mathieu P. (1978) Lexique stratigraphique du Postpaléozoïque du Tchad. <https://core.ac.uk/download/pdf/39879154.pdf>
- McKee T. B., Doesken N. J. & Kleist J. (1993) The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Proc. 8th Conf. Appl. Climatol.*, Vol. 17, 179–183. American Meteorological Society Boston, MA. [http://www.droughtmanagement.info/literature/AMS\\_Relationship\\_Drought\\_Frequency\\_Duration\\_Time\\_Scales\\_1993.pdf](http://www.droughtmanagement.info/literature/AMS_Relationship_Drought_Frequency_Duration_Time_Scales_1993.pdf)
- Meybeck M. (2003) Global occurrence of major elements in rivers. *Treatise Geochem.* **5**(1), 207–223. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2003TrGeo...5..207M>
- Meybeck M., Ragu A. & Pasco A. (1996) Etablissement des flux polluants dans les eaux superficielles: Tome 1: Introduction, paramètres classiques et méthodologie de calcul des flux, Tome 2: Micropolluants organiques et minéraux, Tome 3: Traitements statistiques, points forts, points critiques, recommandations et annexes générales. *Etude Inter-Agences* (28).
- Meybeck M. (1987) Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *Am. J. Sci.* **287**(5), 401–428. <http://www.ajsonline.org/content/287/5/401.extract>
- Meybeck M. & Ragu A. (1997) River discharges to the oceans: an assessment of suspended solids, major ions and nutrients, Vol. 245. UNEP. <https://www.worldcat.org/title/river-discharges-to-the-oceans-an-assessment-of-suspended-solids-major-ions-and-nutrients/oclc/83891947>
- Meyer H., Strauss H. & Hetzel R. (2009) The role of supergene sulphuric acid during weathering in small river catchments in low mountain ranges of Central Europe: Implications for calculating the atmospheric CO<sub>2</sub> budget. *Chem. Geol.* **268**(1–2), 41–51. [doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.07.007](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.07.007)
- Milliman J. D. & Meade R. H. (1983) World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.* **91**(1), 1–21. <https://www.journals.uchicago.edu/doi/pdfplus/10.1086/628741>
- Millot R., Gaillardet J., Dupré B. & Allègre C. J. (2002) The global control of silicate weathering rates and the coupling with physical erosion: new insights from rivers of the Canadian Shield. *Earth Planet. Sci. Lett.* **196**(1–2), 83–98. [doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00599-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00599-4)
- Mook W. G. (2001) Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique. *Chap 4*, 174–215. <https://studylibfr.com/doc/2863414/isotopes-de-l-environnement-dans-le-cycle-hydrologique>
- Moon S., Chamberlain C. P. & Hilley G. E. (2014) New estimates of silicate weathering rates and their uncertainties in global rivers. *Geochim. Cosmochim. Acta* **134**, 257–274. [doi.org/10.1016/j.gca.2014.02.033](https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.02.033)
- Moquet J.-S., Guyot J.-L., Crave A., Viers J., Filizola N., Martinez J.-M., Oliveira T. C., Hidalgo Sánchez L. S. Iagane C., Lavado Casimiro W. D., Noriega L. & Pombos R. (2016) Amazon River dissolved load: temporal dynamics and annual budget from the Andes to the ocean.

- Environ. Sci. Pollut. Res.* **23**(12), 11405–11429.  
<https://link.springer.com/article/10.1007%2Fs11356-015-5503-6>
- Mortatti J. & Probst J.-L. (2003) Silicate rock weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Amazon basin estimated from river water geochemistry: seasonal and spatial variations. *Chem. Geol.* **197**(1–4), 177–196. [doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00349-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00349-2)
- Moussa A. (2010) Les séries sédimentaires fluviatiles, lacustres et éoliennes du bassin du Tchad depuis le Miocène terminal (PhD Thesis). Strasbourg. <http://www.theses.fr/2010STRA6185>
- Moussa A., Novello A., Lebatard A.-E., Decarreau A., Fontaine C., Barboni D., Sylvestre F., Boulès D., Paillès C., Buchet G., Durringer P., Ghienne J.-F., Maley J., Mazur J.-C., Roquin C., Schuster M., Vignaud P. & Brunet M. (2016) Lake Chad sedimentation and environments during the late Miocene and Pliocene: New evidence from mineralogy and chemistry of the Bol core sediments. *J. Afr. Earth Sci.* **118**, 192–204. [doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.02.023](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.02.023)
- Musolff A., Schmidt C., Selle B. & Fleckenstein J. H. (2015) Catchment controls on solute export. *Adv. Water Resour.* **86**, 133–146. DOI: 10.1016/j.advwatres.2015.09.026
- Ndehedehe C. E., Agutu N. O., Okwuashi O. & Ferreira, V. G. (2016) Spatio-temporal variability of droughts and terrestrial water storage over Lake Chad Basin using independent component analysis. *J. Hydrol.* **540**, 106–128. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.05.068
- Négre P., Allègre C. J., Dupré B. & Lewin E. (1993) Erosion sources determined by inversion of major and trace element ratios and strontium isotopic ratios in river water: The Congo Basin case. *Earth Planet. Sci. Lett.* **120**(1), 59–76. doi:10.1016/0012-821X(93)90023-3
- Négre P. & Deschamps P. (1996) Natural and anthropogenic budgets of a small watershed in the massif central (France): Chemical and strontium isotopic characterization of water and sediments. *Aquat. Geochem.* **2**(1), 1–27. doi:10.1007/BF00240851
- Nelngar Y. (1989) Mise à jour des étalonnages des principales stations hydrométriques de la République du Tchad. ORSTOM, Montpellier. Retrieved from <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010020456>
- Ngounou Ngatcha B., Jacques M. & Jean S. R. (2007) Groundwater recharge from rainfall in the southern border of Lake Chad in Cameroon. *World Appl. Sci. J.* **2**(2), 125–131. Retrieved from [https://www.researchgate.net/profile/Jacques-Noel\\_Mudry/publication/242418941\\_Groundwater\\_Recharge\\_from\\_Rainfall\\_in\\_the\\_Southern\\_Border\\_of\\_Lake\\_Chad\\_in\\_Cameroon/links/0a85e530e1ff746d4b000000/Groundwater-Recharge-from-Rainfall-in-the-Southern-Border-of-Lake-Chad-in-Cameroon.pdf](https://www.researchgate.net/profile/Jacques-Noel_Mudry/publication/242418941_Groundwater_Recharge_from_Rainfall_in_the_Southern_Border_of_Lake_Chad_in_Cameroon/links/0a85e530e1ff746d4b000000/Groundwater-Recharge-from-Rainfall-in-the-Southern-Border-of-Lake-Chad-in-Cameroon.pdf)
- Nicholson S. (2000) Land surface processes and Sahel climate. *Rev. Geophys.* **38**(1), 117–139. doi:10.1029/1999RG900014
- Nicholson S. (2005) On the question of the “recovery” of the rains in the West African Sahel. *J. Arid Environ.* **63**(3), 615–641. [doi.org/10.1016/j.jaridenv.2005.03.004](https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2005.03.004)
- Nicholson S. E. (2001) Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. *Clim. Res.* **17**(2), 123–144. DOI: 10.3354/cr017123
- Nicholson S. (2008) The intensity, location and structure of the tropical rainbelt over west Africa as factors in interannual variability. *Int. J. Climatol.* **28**(13), 1775–1785. doi:10.1002/joc.1507
- Nicholson S. (2009) A revised picture of the structure of the “monsoon” and land ITCZ over West Africa. *Clim. Dyn.* **32**(7), 1155–1171. doi:10.1007/s00382-008-0514-3
- Nicholson S. (2015) Evolution and current state of our understanding of the role played in the climate system by land surface processes in semi-arid regions. *Glob. Planet. Change* **133**, 201–222. [doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.08.010](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.08.010)
- Njitchoua R. & Ngounou Ngatcha, B. (1997) Hydrogeochemistry and environmental isotope investigations of the North Diamare Plain, northern Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* **25**(2),

- 307–316. [doi.org/10.1016/S0899-5362\(97\)00105-X](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00105-X)
- Nkiaka E., Nawaz N. R. & Lovett J. C. (2017) Analysis of rainfall variability in the Logone catchment, Lake Chad basin: RAINFALL ANALYSIS IN THE LOGONE CATCHMENT. *Int. J. Climatol.* **37**(9), 3553–3564. doi:10.1002/joc.4936
- Odada E., Oyebande L. & Oguntola J. (2003) Experiences and lessons learned: Brief for Lake Chad. [http://www.worldlakes.org/uploads/Chad\\_draft\\_10.29.03.pdf](http://www.worldlakes.org/uploads/Chad_draft_10.29.03.pdf)
- Oe A., Bl L., Ae L. & Is S. (2017) Spatio-Temporal Precipitation Trend and Homogeneity Analysis in Komadugu-Yobe Basin, Lake Chad Region. *J. Climatol. Weather Forecast.* **05**(03). doi:10.4172/2332-2594.1000214
- Okpara U. T., Stringer L. C. & Dougill A. J. (2016) Lake drying and livelihood dynamics in Lake Chad: Unravelling the mechanisms, contexts and responses. *Ambio* **45**(7), 781–795. doi:10.1007/s13280-016-0805-6
- Olivry J.-C. (1993) Evolution récente des régimes hydrologiques en Afrique intertropicale.
- Olivry J.-C. (2002) Synthèse des connaissances hydrologiques et potentiel en ressources en eau du fleuve Niger. *World Bank Niger Basin Auth. Provisional Rep.* **160**.
- Olivry J.-C., Chouret A., Vuillaume G., Lemoalle J. & Bricquet J.-P. (1996) *Hydrologie du lac Tchad*, Vol. 12. Orstom. [https://www.unitheque.com/Livre/orstom/Monographie\\_hydrologique/Hydrologie\\_du\\_lac\\_Tchad-10440.html](https://www.unitheque.com/Livre/orstom/Monographie_hydrologique/Hydrologie_du_lac_Tchad-10440.html)
- Olivry J.-C., Diallo Iam M. & Bricquet J.-P. (1994) Quelques données préliminaires sur l'environnement et la qualité des apports du Niger au Sahel. [https://www.researchgate.net/publication/32972541\\_Premiers\\_resultats\\_sur\\_la\\_mesure\\_des\\_flux\\_de\\_matières\\_dissoutes\\_et\\_particulaires\\_dans\\_les\\_apports\\_du\\_Niger\\_au\\_Sahel](https://www.researchgate.net/publication/32972541_Premiers_resultats_sur_la_mesure_des_flux_de_matières_dissoutes_et_particulaires_dans_les_apports_du_Niger_au_Sahel)
- Ollivier P., Hamelin B. & Radakovitch O. (2010) Seasonal variations of physical and chemical erosion: A three-year survey of the Rhone River (France). *Geochim. Cosmochim. Acta* **74**(3), 907–927. DOI: 10.1016/j.gca.2009.10.037
- Orange D. (1996) Transports de matières dans un bassin fluvial tropical humide en zone de forêt: l'Uélé au Zaïre. *Sci. Géologiques Bull.* **49**(1–4), 71–88. [https://www.persee.fr/doc/sgeol\\_0302-2692\\_1996\\_num\\_49\\_1\\_1936](https://www.persee.fr/doc/sgeol_0302-2692_1996_num_49_1_1936)
- Paturel J. E., Servat E. & Vassiliadis A. (1995) Sensitivity of conceptual rainfall-runoff algorithms to errors in input data — case of the GR2M model. *J. Hydrol.* **168**(1), 111–125. doi:10.1016/0022-1694(94)02654-T
- Paturel J.-E., Servat É., Kouame B., Boyer J.-F., Lubes H. & Masson J.-M. (1995) Manifestations de la sécheresse en Afrique de l'Ouest non sahélienne. Cas de a Côte d'Ivoire, du Togo et du Bénin. *Sci. Chang. PlanétairesSécheresse* **6**(1), 95–102. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins\\_textes/pleins\\_textes\\_6/b\\_fdi\\_43-44/010005052.pdf](http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_6/b_fdi_43-44/010005052.pdf)
- Pias J. (1968) Contribution à l'étude des formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et des sols qui en dérivent (République du Tchad) (PhD Thesis). Orstom, Paris, p.527. Retrieved from [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins\\_textes/cahiers/PTP/18537.PDF](http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/cahiers/PTP/18537.PDF)
- Pias J. (1970) La végétation du Tchad: ses rapports avec les sols, variations paléobotaniques au quaternaire; contribution à la connaissance du bassin tchadien, Vol. 6. IRD Editions. <https://www.worldcat.org/title/vegetation-du-tchad-ses-rapports-avec-les-sols-variations-paleobotaniques-au-quaternaire/oclc/12583332>
- Picouet C. (1999) Géodynamique d'un hydrosystème tropical peu anthropisé, le bassin supérieur du Niger et son delta intérieur (PhD Thesis). Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00006189/document>
- Picouet C., Dupré B., Orange D. & Valladon M. (2002) Major and trace element geochemistry in

- the upper Niger river (Mali): physical and chemical weathering rates and CO<sub>2</sub> consumption. *Chem. Geol.* **185**(1–2), 93–124. DOI: 10.1016/S0009-2541(01)00398-9
- Probst J.-L., NKoukou R.-R., Krempp G., Bricquet J.-P., Thiébaux J.-P. & Olivry J.-C. (1992) Dissolved major elements exported by the Congo and the Ubangi rivers during the period 1987–1989. *J. Hydrol.* **135**(1–4), 237–257. [doi.org/10.1016/0022-1694\(92\)90090-I](https://doi.org/10.1016/0022-1694(92)90090-I)
- Rad S., Rivé K., Vittecoq B., Cerdan O. & Allègre C. J. (2013) Chemical weathering and erosion rates in the Lesser Antilles: An overview in Guadeloupe, Martinique and Dominica. *J. South Am. Earth Sci.* **45**, 331–344. [doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.004](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.004)
- Roche M.-A. (1980) Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. Paris, p.391: ORSTOM. Retrieved from <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:00328>
- Rodier J. (1966) Les déversements du Logone vers la Bénoué. ORSTOM. <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:32923>
- Ruelle P., Ben Salah D. & Vauclin M. (1986) Méthodologie d'analyse de la variabilité spatiale d'une parcelle agronomique. Application à l'échantillonnage. *Agronomie* **6**(6), 529–539. doi:10.1051/agro:19860605
- Sankarasubramanian A., Vogel R. M. & Limbrunner J. F. (2001) Climate elasticity of streamflow in the United States. *Water Resour. Res.* **37**(6), 1771–1781. [doi.org/10.1029/2000WR900330](https://doi.org/10.1029/2000WR900330)
- Schandelmeier H., Utke A., Harms U. & Küster D. (1990) A review of the Pan-African evolution of NE Africa: towards a new dynamic concept for continental NE Africa. *Berl. Geowissen Ahhwer A120* **1**, 1–14.
- Schneider J.-L. (1989) *Géologie et hydrogéologie de la République du Tchad* (PhD Thesis). <https://www.worldcat.org/title/geologie-et-hydrogeologie-de-la-republique-du-tchad/oclc/490171090>
- Schneider J.-L. & Thiéry D. (2001) Bilan d'eau en trois points de la nappe phréatique générale du Tchad Water balance in three points of the water table aquifer of Chad. *Pangea* **37/38**, 45–52. Retrieved from <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00948051/document>
- Schneider J.-L. & Wolf J. P. (1992) Carte géologique et hydrogéologique de 1/500 000 de la république du Tchad, mémoire explicatif, 531. Paris: BRGM, p.531. <https://www.worldcat.org/title/carte-geologique-et-cartes-hydrogeologiques-a-11-500-000-de-la-republique-du-tchad-memoire-explicatif/oclc/26094222/>
- Schuster M., Roquin C., Düringer P., Brunet M., Caugy M., Fontugne M., Mackaye H. T., Vignaud P. & Ghienne J.-F. (2005) Holocene lake Mega-Chad palaeoshorelines from space. *Quat. Sci. Rev.* **24**(16–17), 1821–1827. DOI: 10.1016/j.quascirev.2005.02.001
- Seeber K. (2013) 2<sup>ème</sup> Mission de Mesures de Débits sur les Fleuves Chari, Logone Koulambou, Tchad - PDF ( No. 6), 39. Retrieved from <https://docplayer.fr/74092748-2-eme-mission-de-mesures-de-debits-sur-les-fleuves-chari-logone-koulambou-tchad.html>
- Seeber K., Daïra D., Aminu M. B. & Vassolo S. (2014) Études de la qualité des eaux souterraines dans la plaine d'inondation du Logone inférieur | La Commission du Bassin du Lac Tchad (Gestion Durable des Eaux du Bassin du Lac Tchad No. 7). Hanovre. Retrieved from <http://www.cbtl.org/fr/etudes-de-la-qualite-des-eaux-souterraines-dans-la-plaine-dinondation-du-logone-inferieur>
- Séraphin P. (2016) Contribution du traçage isotopique ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta\text{D}$ ) à la compréhension et à la modélisation hydrogéologique de la nappe de la Crau (PhD Thesis). Aix-Marseille. <http://www.theses.fr/2016AIXM4353>
- Servant M. (1973) Sequences continentales et variations climatiques. Evolution du bassin du Tchad au Cenozoïque sup~ rieur. Th~ se. *Sci. Univ. Paris VI*.
- Smith J. L., Halvorson J. J. & Papendick R. I. (1993) Using multiple-variable indicator kriging for

- evaluating soil quality. *Soil Sci. Soc. Am. J. USA*. Retrieved from <http://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=US9430084>
- Snepevangers J. J. C., Heuvelink G. B. M. & Huisman J. A. (2003) Soil water content interpolation using spatio-temporal kriging with external drift. *Geoderma Pedometrics* 2001 **112**(3), 253–271. doi:10.1016/S0016-7061(02)00310-5
- Stallard R. F. & Edmond J. M. (1983) Geochemistry of the Amazon: 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. *J. Geophys. Res. Oceans* **88**(C14), 9671–9688. [doi.org/10.1029/JC088iC14p09671](https://doi.org/10.1029/JC088iC14p09671)
- Stewart M. K. (1975) Stable isotope fractionation due to evaporation and isotopic exchange of falling waterdrops: Applications to atmospheric processes and evaporation of lakes. *J. Geophys. Res.* **80**(9), 1133–1146. DOI: 10.1029/JC080i009p01133
- Sylvestre F. (Ed.). (2014) *Le développement du Lac Tchad : situation actuelle et futurs possibles = Development of Lake Chad : current situation and possible outcomes. Expertise collégiale réalisée par l'IRD à la demande de la Commission du Lac Tchad = Expert group review under the IRD supervision and the request of the Lake Chad Basin Commission.* Expertise Collégiale. Marseille: IRD. Retrieved from <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010063402>
- Taupin J.-D., Coudrain-Ribstein A., Gallaire R., Zuppi G. M. & Filly A. (2000) Rainfall characteristics ( $\delta^{18}O$ ,  $\delta^2H$ ,  $\Delta T$  and  $\Delta H$  r) in western Africa: Regional scale and influence of irrigated areas. *J. Geophys. Res. Atmospheres* **105**(D9), 11911–11924. [doi.org/10.1029/1999JD901032](https://doi.org/10.1029/1999JD901032)
- Taupin J.-D. & Gallaire R. (1998) Isotopic variability in some intra-storms in the region of Niamey, Niger. *Comptes Rendus Acad. Sci. Ser. IIA Earth Planet. Sci.* **7**(326), 493–498. [doi.org/10.1016/S1251-8050\(98\)80076-1](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(98)80076-1)
- Tellro Waï N., Ngounou Ngatcha B., Mahé G., Doumngang J. C. & Delclaux F. (2012) Influence des activités anthropiques sur le régime hydrologique du bassin du fleuve du Logone de 1960 à 2000. [https://www.researchgate.net/publication/280592711\\_Influence\\_des\\_activites\\_anthropiques\\_sur\\_le\\_regime\\_hydrologique\\_du\\_fleuve\\_Logone\\_de\\_1960\\_a\\_2000](https://www.researchgate.net/publication/280592711_Influence_des_activites_anthropiques_sur_le_regime_hydrologique_du_fleuve_Logone_de_1960_a_2000)
- Thirlwall M. F. (1991) Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* **94**(2), 85–104. [doi.org/10.1016/S0009-2541\(10\)80021-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(10)80021-X)
- Tilho J. (1928) Variations et disparition possible du Tchad. *Ann. Géographie*, Vol. 37, 238–260. JSTOR. [https://www.persee.fr/doc/geo\\_0003-4010\\_1928\\_num\\_37\\_207\\_9299](https://www.persee.fr/doc/geo_0003-4010_1928_num_37_207_9299)
- Tipper E. T., Bickle M. J., Galy A., West A. J., Pomiès C. & Chapman H. J. (2006) The short term climatic sensitivity of carbonate and silicate weathering fluxes: insight from seasonal variations in river chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta* **70**(11), 2737–2754. [doi.org/10.1016/j.gca.2006.03.005](https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.03.005)
- Torres M. A., West A. J. & Clark K. E. (2015) Geomorphic regime modulates hydrologic control of chemical weathering in the Andes–Amazon. *Geochim. Cosmochim. Acta* **166**, 105–128. [doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.007](https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.06.007)
- Toteu S. F., Penaye J. & Djomani Y. P. (2004) Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Can. J. Earth Sci.* **41**(1), 73–85. DOI: 10.1139/e03-079
- Touchebeuf de Lussigny P., Billon B., Bouchardeau A., Cheverry C., Dupont B., Lamagat J. P., Maglione G., Riou C., Servant M., Roche M.-A., Schneider J.L. & Léonard J.. (1969) Monographie hydrologique du lac Tchad. Paris Orstom. [http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins\\_textes/divers15-04/13220.pdf](http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers15-04/13220.pdf)
- United Nations Environmental Programme (UNEP). (2004) Lake Chad, Global International Water Assessment (GIWA) Regional assessment 43. University of Kalmar, Kalmar,

- Sweden. - Recherche Google. Retrieved March 28, 2019, from <https://www.google.com/search?client=firefox-b-d&q=United+Nations+Environmental+Programme+%28UNEP%29%2C+2004.+Lake+Chad%2C+GlobalInternational+Water+Assessment+%28GIWA%29+Regional+assessment+43.+University+ofKalmar%2C+Kalmar%2C+Sweden>.
- Vassolo S., Wilczok C., Daïra D. & Magaji Bala A. (2016) Interaction entre les eaux souterraines et les eaux de surface dans les plaines inondables du Bas-Logone | La Commission du Bassin du Lac Tchad ( No. 10). Gestion Durable des Eaux du Bassin du Lac Tchad. Hanovre: BGR-CBLT. Retrieved from <http://www.cbtl.org/fr/interaction-entre-les-eaux-souterraines-et-les-eaux-de-surface-dans-les-plaines-inondables-du-bas>
- Verdonck J. (2011) Lake Chad Basin Water Allocation Planning Model Final Report. Integrated Management Programme of the Transboundary Resources in Africa – Lake Chad Component FED/2009/219-259, 91. CBLT-BRL.
- Verma A. K. & Saksena D. N. (2010) Assessment of water quality and pollution status of Kalpi (Morar) River, Gwalior, Madhya Pradesh: with special reference to conservation and management plan. *Asian J Exp Biol Sci* **1**(2), 419–429. [https://mafiadoc.com/water-pollution-and-water-quality-assessment-of-major-\\_5ba68ecb097c47c44d8b470a.html](https://mafiadoc.com/water-pollution-and-water-quality-assessment-of-major-_5ba68ecb097c47c44d8b470a.html)
- Viers J., Dupré B., Braun J.-J., Deberdt S., Angeletti B., Ngoupayou J. N. & Michard A. (2000) Major and trace element abundances, and strontium isotopes in the Nyong basin rivers (Cameroon): constraints on chemical weathering processes and elements transport mechanisms in humid tropical environments. *Chem. Geol.* **169**(1-2), 211–241. [doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00298-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00298-9)
- Violette A. (2010) Processus et Bilans d'altération en milieu tropical (bassin versant de Mule Hole, Inde du Sud): Sensibilité à la Composition Minéralogique et au Climat (PhD Thesis). Université Paul Sabatier-Toulouse III. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00531688>
- Vissin E. (2007) Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger (PhD Thesis). Université de Bourgogne. [https://www.researchgate.net/publication/41321521\\_Impact\\_de\\_la\\_variabilite\\_climatique\\_et\\_de\\_la\\_dynamique\\_des\\_etats\\_de\\_surface\\_sur\\_les\\_ecoulements\\_du\\_bassin\\_beninois\\_du\\_fleuve\\_Niger](https://www.researchgate.net/publication/41321521_Impact_de_la_variabilite_climatique_et_de_la_dynamique_des_etats_de_surface_sur_les_ecoulements_du_bassin_beninois_du_fleuve_Niger)
- Vissin E., Amoussou E. & Houssou C. (2007) Variabilité de la pluviométrie et des écoulements dans le bassin béninois du fleuve Niger. *Rev. Clim. Dév. Abomey-Calavy* **3**, 25–33. [https://www.researchgate.net/publication/281133094\\_Variabilite\\_de\\_la\\_pluviometrie\\_et\\_des\\_ecoulements\\_dans\\_le\\_bassin\\_beninois\\_du\\_fleuve\\_Niger](https://www.researchgate.net/publication/281133094_Variabilite_de_la_pluviometrie_et_des_ecoulements_dans_le_bassin_beninois_du_fleuve_Niger)
- Vuillaume G. (1981) Bilan hydrologique mensuel et modélisation sommaire du régime hydrologique du lac Tchad. *Cah ORSTOM Sér Hydrol* **18**(1), 23–72. Retrieved from [https://scholar.google.fr/scholar?hl=fr&as\\_sdt=0%2C5&q=Bilan+hydrologique+mensuel+et+mode%CC%81lisation+sommaire+du+re%CC%81gime+hydrologique+du+lac+Tchad&btnG=](https://scholar.google.fr/scholar?hl=fr&as_sdt=0%2C5&q=Bilan+hydrologique+mensuel+et+mode%CC%81lisation+sommaire+du+re%CC%81gime+hydrologique+du+lac+Tchad&btnG=)
- Wacrenier P. (1958) *Carte Géologique Provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti 1: 1 Mill.* Brazzaville. <https://www.worldcat.org/title/carte-geologique-provisoire-du-borkou-ennedi-tibesti-11-000-000/oclc/492166720>
- Walker J. C., Hays P. B. & Kasting J. F. (1981) A negative feedback mechanism for the long-term stabilization of Earth's surface temperature. *J. Geophys. Res. Oceans* **86**(C10), 9776–9782. [doi.org/10.1029/JC086iC10p09776](https://doi.org/10.1029/JC086iC10p09776)
- Walling D. E. & Foster I. D. L. (1975) Variations in the natural chemical concentration of river water during flood flows, and the lag effect: some further comments. *J. Hydrol.* **26**(3–4), 237–244.

- Walling D. E. & Webb B. W. (1980) The spatial dimension in the interpretation of stream solute behaviour. *J. Hydrol.* **47**(1-2), 129-149. [doi.org/10.1016/0022-1694\(80\)90052-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(80)90052-9)
- Woodley W. L., Griffith C. G., Griffin J. S. & Stromatt S. C. (1980) The inference of GATE convective rainfall from SMS-1 imagery. *J. Appl. Meteorol.* **19**(4), 388-408. [doi.org/10.1175/1520-0450\(1980\)019<0388:TIOGCR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1980)019<0388:TIOGCR>2.0.CO;2)
- World Bank W. (2002) Africa Region - Reversal of Land and Water Degradation Trends in Lake Chad Basin Ecosystem Project ( No. PID9666), 1. The World Bank. Retrieved from <http://documents.worldbank.org/curated/en/209211468767651342/Africa-Region-Reversal-of-Land-and-Water-Degradation-Trends-in-Lake-Chad-Basin-Ecosystem-Project>
- Wu L., Huh Y., Qin J., Du G. & Der Lee S. van. (2005) Chemical weathering in the Upper Huang He (Yellow River) draining the eastern Qinghai-Tibet Plateau. *Geochim. Cosmochim. Acta* **69**(22), 5279-5294. [doi.org/10.1016/j.gca.2005.07.001](https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.07.001)
- Zairi R. (2008) Etude géochimique et hydrodynamique de la nappe libre du bassin du lac Tchad dans les régions de Diffa (Niger oriental) et du Bornou (nord-est du Nigeria) (PhD Thesis). Université de Montpellier II. Retrieved from <http://hydrologie.org/THE/ZAIRI.pdf>
- Zhu W., Jia S., Lall U., Cao Q. & Rashid M. (2019) Relative contribution of climate variability and human activities on the T water loss of the Chari/Logone River discharge into Lake Chad: A conceptual and statistical approach - Recherche Google **569**, 519-531. doi:10.1016/j.jhydrol.2018.12.015
- Zhu W., Yan J. & Jia S. (2017) Monitoring Recent Fluctuations of the Southern Pool of Lake Chad Using Multiple Remote Sensing Data: Implications for Water Balance Analysis. *Remote Sens.* **9**(10), 1032. doi:10.3390/rs9101032