

Sorbonne Université

Ecole doctorale 129 Sciences de l'Environnement d'Ile de France

Laboratoire d'Océanographie et du Climat-Expérimentation et Analyse Numérique / Equipe VALCO

FONCTIONNEMENT HYDRO-CLIMATIQUE DE TROIS RIVIERES EST-AFRICAINES ET IMPACTS SUR LES TRANSFERTS DE CARBONE LE LONG DU CONTINUUM TERRE-MER

Par Fantine NIVET

Thèse de doctorat en Sciences de l'Environnement

Dirigée par David WILLIAMSON

Présentée et soutenue publiquement le 7 décembre 2018

Devant un jury composé de :

Marc BENEDETTI	Pr, Université Paris Diderot/IPGP, Paris	Rapporteur
Jérôme BALESSENT	DR, INRA/CEREGE, Aix-en-Provence	Rapporteur
Damien CARDINAL	Pr, Sorbonne Université/LOCEAN, Paris	Examineur
Philippe CIAIS	DR, CEA/LSCE, Gif-sur-Yvette	Examineur
Arnaud HUGUET	CR, CNRS/METIS, Jussieu	Examineur
Patricia MOREIRA-TURCQ	DR, IRD/GET, Bondy	Examinatrice
David WILLIAMSON	DR, IRD, Nairobi	Directeur de thèse
Mercedes MENDEZ-MILLAN	IR, IRD/LOCEAN, Bondy	Encadrante

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier sincèrement David Williamson pour sa bienveillance, ses conseils et les discussions enrichissantes que nous avons pu avoir malgré la distance et les emplois du temps chargés. Un très grand merci à Mercedes Mendez toujours disponible pour m'aider, me guider et me soutenir tout au long de la thèse. Je remercie aussi Vincent Chaplot qui m'a permis de découvrir le bassin de la Tukela.

Je remercie sincèrement aussi Damien Cardinal, Marc Benedetti, Jérôme Balesdent, Philippe Ciais, Arnaud Huguet, Patrica Moreira-Turcq, Mercedes Mendez et David Williamson pour leur participation à mon jury de thèse. Je remercie aussi Laurent Bergonzini pour son aide précieuse et son enseignement et qui, malgré toutes les difficultés, n'a jamais cessé de me soutenir depuis des années.

Je remercie l'école doctorale 129 – Sciences de l'environnement d'Ile-de-France – et l'université Pierre et Marie Curie (nouvellement Sorbonne Université) pour m'avoir permis de faire cette thèse. Je souhaite remercier aussi l'IRD qui m'a accueilli dans ses locaux à Bondy (France) et à Nairobi (Kenya). Ces travaux ont pu être réalisés grâce à l'obtention d'une bourse doctorale ministérielle et grâce au soutien financier de Sorbonne-Université, du laboratoire LOCEAN et du programme Campus France (PHC-PROTEA).

Cette thèse n'aurait pas pu voir le jour sans les nombreuses collaborations françaises, kenyanes, tanzaniennes et sud-africaines qui m'ont, entre autres, permis d'aller sur le terrain par deux fois. Je remercie particulièrement le Pr. Daniel Olago et l'ICCA (Institute of Climate Change Adaptation) à l'Université de Nairobi, Peter Nyongesa et l'Office de la WRMA (Water Resource Management Agency) du bassin de la Nyando, Pr. Amos Majule et l'IRA (Institute of Resource Assessment) à l'Université de Dar es Salaam (Tanzanie), toute l'équipe du programme RESON (Rungwe Environmental Science Observatory Network) à Masoko (Tanzanie), le district du Rungwe et la COSTECH (Commission of Science and Technology) (Tanzanie), Macdex Mutema et l'ARC (Agricultural Research Council, Afrique du Sud).

Un remerciement spécial à Veronica Kemunto, Alice Marque et Aziz Shee Mbarak pour leur accueil chaleureux pendant mon séjour au Kenya. Merci également à Arnaud Huguet et Nicolas Chevalier pour leur aide sur le terrain et pour les échanges très instructifs que nous avons eu.

Merci aussi à toute l'équipe du laboratoire LOCEAN (Paris/Bondy, France) pour leur accueil, leur aide et leur soutien pendant ces trois années. Merci à Hughes Boucher pour les longues et intenses réflexions pour parcourir les voies impénétrables de Matlab. Merci également à Magloire Mandeng-Yogo, Fethiye Cetin, Irina Djouraev et Florence Le Cornec pour leur enseignement enrichissant et leur assistance au laboratoire, toujours dans la bonne humeur malgré les nombreux soucis rencontrés au cours des analyses.

Je tiens à remercier les équipes des laboratoires GEOPS (Orsay, France) et METIS (Paris, France), en particulier Aurélie Noret, Gaël Monvoisin et Emmanuel Aubry, pour leur aide et leur savoir-faire analytique précieux. Merci aussi à l'équipe de la doc de l'IRD de Bondy – Emilie Brunet, Caroline Doucoure, Laurence Goury et Marie-Thérèse D'Hier – qui m'ont été d'une grande aide dans mes recherches documentaires et pour comprendre les joies du référencement bibliographique.

Un grand merci à Laurent Bergonzini, Philippe Branchu, Anne-Marie Sémah et Patricia Turcq pour les discussions très instructives et les conseils que nous avons partagés. Merci à Mercedes, David et Anne-Marie pour vos relectures précieuses malgré mes phrases de la taille d'un paragraphe et mes explications alambiquées.

Merci à toute l'équipe bondinoise pour leur bonne humeur, leur convivialité et leur soutien : vous n'avez pas votre pareil pour faire bien commencer une journée autour d'un café ou d'un thé.

Mille mercis à toute ma précieuse famille toujours là pour me remotiver et me soutenir malgré mes sautes d'humeur, mes cris de désespoirs et mes longs silences. Enfin, je dédie cette thèse à ma mère sans qui tout ceci ne serait pas arrivé. Même si elle est partie avant d'avoir pu voir cette thèse finie, ce sont ces encouragements et son assurance qui m'ont permis d'aller jusqu'au bout.

Résumé

La compréhension et la simulation des impacts du changement climatique et socio-économiques sur les ressources en eau et en nourriture de la zone intertropicale sont des enjeux scientifiques majeurs. Dans ce contexte, le fonctionnement hydrologique et les transferts de carbone le long des rivières tropicales, ainsi que les impacts de la circulation atmosphérique tropicale sur ces processus, sont encore peu documentés et compris, bien que déterminants vis-à-vis de la gestion des ressources.

Cette étude a pour but de répondre à ces objectifs le long de trois bassins versants d'Afrique de l'Est, situés le long d'un transect latitudinal recoupant la trajectoire de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) : la Nyando (Kenya, 0°S), la Lufilyo (Tanzanie, 9°S) et la Tukela (29°S). Ces trois bassins présentent un régime climatique, une géomorphologie et un degré d'anthropisation différents. Des échantillons d'eau, de sols, de sédiments et de matière en suspension ont été prélevés en Mars et en Octobre-Novembre 2016 sur les trois bassins puis analysés pour leurs compositions chimiques, isotopiques et en carbone.

En période de hautes-eaux, les trois rivières sont principalement alimentées par le ruissellement de surface et leur signature isotopique permet de remonter à l'histoire et l'origine des vapeurs précipitantes. Pourtant, ces trois rivières ont leur propre fonctionnement hydrologique, mis en évidence en période de basses-eaux et lié aux caractéristiques internes de leur bassin. La géochimie des rivières est dominée par les processus d'altération des roches, d'évaporation et de dilution des eaux par les pluies. Le carbone inorganique issu des interactions eaux-roches se mélange au carbone provenant de l'érosion des sols et est transporté par le ruissellement de surface ou les eaux souterraines jusqu'à la rivière. La nature et la quantité du carbone fourni par ces apports latéraux dépendent du contexte géologique, géomorphologique et hydro-climatique et de l'utilisation des terres environnantes. Surimposée aux apports latéraux, la production primaire autochtone de la rivière augmente d'amont en aval et produit une part importante du carbone organique particulaire, dépendant de nombreux paramètres tels que la température ou la turbidité. Les rivières Est-africaines ont des flux spécifiques de carbone à l'exutoire dans la moyenne mondiale, dominés par le carbone inorganique.

Les impacts climatiques et anthropiques sur les flux de carbone sont déjà observés sur les bassins. Combiné à l'anthropisation croissante des bassins et des rivières, le changement climatique actuel – augmentation des températures, de l'intensité et de la fréquence des événements extrêmes et diminution des précipitations annuelles – (i) renforcera la dégradation du sol et réduira les stocks de carbone sur le bassin et (ii) augmentera la production de carbone organique dans les rivières en carbone organique *via* l'activité biologique. L'ensemble de ces processus pourrait à terme augmenter les exportations de carbone par les rivières vers l'océan ou l'atmosphère.

Abstract

Understanding the biogeochemical response of tropical rivers to climate and socio-economic changes is a key scientific challenge to further provide reliable simulations of the coupled climate and demographic impacts on tropical environments and to draw up adaptation strategies. In such context, however, the hydrological functioning and transfer of carbon along tropical rivers – and the potential control of the tropical atmospheric circulation features – remain poorly documented and understood.

This study aims to address this challenge along three rivers basins from East Africa, located along a latitudinal transect across the Intertropical Convergence Zone (ITCZ): the Nyando (Kenya, 0°S), the Lufilyo (Tanzania, 9°S) and the Tukela (29°S) basins. These basins show contrasted climatological, geomorphological and socio-economic patterns. Two fieldwork surveys were performed in March and in October-November 2016. Water, soil, sediment and suspended matter samples were collected over the three basins and were analysed for their chemical, isotopic and carbon compositions.

Depending on internal characteristics of each basin, the three rivers have their own hydrological functioning. The latter are identified during the low-water period. During the high-water period, all the rivers are mainly supplied by runoff and their isotopic signatures allow to reconstruct the history and origin of rains. Rivers geochemistry is dominated by rock weathering, evaporation and rain dilution processes. The inorganic carbon produced by rock weathering is mixed with carbon that originated from soil erosion, and then transported by runoff and groundwater to the river. The quantity and the quality of these lateral inputs depend on the geological geomorphological characteristics, on the hydro-climatological context, and on surrounding land use activities. In addition to the lateral inputs, the *in situ* primary production increases from upstream to downstream and provides an important part of the particulate organic carbon to the river, which depends on several parameters such as temperature or river turbidity. At global scale, East-African Rivers currently present medium carbon yields to their outlet. Carbon fluxes are dominated by inorganic carbon and will increase if organic carbon fluxes are modified.

The carbon fluxes of the three basins are already impacted by climate and socio-economic patterns, and such impacts will most likely increase in the future. Climate change predictions point to a net increase of temperature and of the frequency and intensity of extreme events together with a decrease in annual rainfall. In the absence of effective carbon sequestration policies, this will result in a long term decrease of carbon storage in the basin and an increase of carbon transfer toward the ocean and the atmosphere. Indeed, the anthropization of basin and rivers would (i) increase soil degradation and reduce carbon storage over the basins, and (ii) increase the production of organic carbon in streams by biological activities. Again, both processes will increase the flux of carbon to the oceans.

Table des matières

REMERCIEMENTS	I
RESUME	III
ABSTRACT	V
TABLE DES MATIERES	VII
INTRODUCTION	1
I. INTRODUCTION GENERALE	1
II. CONTEXTE DE L'ETUDE	5
<i>II.1. Continuum terre-mer aquatique : cycle de l'eau et cycle du carbone.....</i>	5
<i>II.2. L'Afrique de l'Est : une région complexe en pleine évolution</i>	13
CHAPITRE 1 : SITES ET METHODOLOGIE	21
I. BASSIN VERSANT DE LA NYANDO (0°S, KENYA)	21
<i>I.1. Généralités et caractéristiques morphologiques.....</i>	21
<i>I.2. Contexte géologique.....</i>	22
<i>I.3. Contexte climatologique</i>	24
<i>I.4. Contexte hydrologique et hydrogéologique</i>	26
<i>I.5. Contexte environnemental actuel</i>	27
II. BASSIN VERSANT DE LA LUFILYO (9°S, TANZANIE)	28
<i>II.1. Généralités et caractéristiques morphologiques.....</i>	28
<i>II.2. Contexte géologique.....</i>	29
<i>II.3. Contexte climatologique</i>	30
<i>II.4. Contexte hydrologique et hydrogéologique</i>	32
<i>II.5. Contexte environnemental actuel</i>	33
III. BASSIN VERSANT DE LA TUKELA (29°S, AFRIQUE DU SUD)	35
<i>III.1. Généralités et caractéristiques morphologiques.....</i>	35
<i>III.2. Contexte géologique.....</i>	36
<i>III.3. Contexte climatologique</i>	38
<i>III.4. Contexte hydrologique et hydrogéologique</i>	39
<i>III.5. Contexte environnemental actuel</i>	40
IV. COMPARAISON DES CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES, HYDRO-CLIMATIQUES ET ENVIRONNEMENTALES DES TROIS BASSINS	42
V. MATERIELS ET METHODES	43
<i>V.1. Campagnes de prélèvements.....</i>	43
<i>V.2. Echantillonnage et mesures in-situ</i>	46

V.3. Analyses en laboratoire des eaux.....	48
V.4. Analyses en laboratoire des matières en suspension.....	50
V.5. Analyses en laboratoire des sols et sédiments.....	51
V.6. Définitions des paramètres calculés.....	51
V.7. Méthodes de régression linéaire.....	62

CHAPITRE 2 : CARACTERISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DES TROIS RIVIERES 65

I. ECOULEMENT DANS LES TROIS RIVIERES	65
I.1. Validation de la méthode d'estimation des débits.....	65
I.2. Variabilité spatiale des débits.....	67
II. CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES DES EAUX	69
II.1. Caractéristiques physico-chimiques des rivières.....	69
II.2. Caractéristiques physico-chimiques des eaux non fluviales.....	75
II.3. Hydrochimie et faciès géochimique des eaux.....	76
III. FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DE TROIS RIVIERES EST-AFRICAINES ESTIMEE A L'AIDE DES ISOTOPES STABLES ($\Delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$ ET $\Delta^2\text{H-H}_2\text{O}$) A L'ECHELLE LOCALE ET REGIONALE (NIVET ET AL, 2018, SOUMIS A ISOTOPE IN ENVIRONMENTAL AND HEALTH STUDIES)	83
III.1. Introduction.....	86
III.2. General setting.....	87
III.3. Material and methods.....	91
III.4. Results and discussions.....	95
III.5. Conclusion.....	103
IV. CONCLUSION DU CHAPITRE	104

CHAPITRE 3 : TRANSFERT ET EVOLUTION DU CARBONE DANS TROIS RIVIERES EST-AFRICAINES 109

I. EVOLUTION DES FLUX FLUVIATILES DE CARBONE EN PERIODE SECHE LE LONG D'UN GRADIENT LATITUDINAL TROPICAL EN AFRIQUE DE L'EST AU COURS D'UNE ANNEE DE SECHERESSE (NIVET ET AL, EN PREPARATION POUR SOUMISSION A BIOGEOCHEMISTRY)	109
I.1. Introduction.....	110
I.2. Study sites.....	113
I.3. Material and methods.....	116
I.4. Results.....	120
I.5. Discussion.....	122
I.6. Conclusion.....	128
II. SAISONNALITE DES TRANSFERTS DE CARBONE DISSOUS VIA LES RIVIERES	129
III. PREMIERE ESTIMATION DES APPORTS ET DES PERTES EN CARBONE LE LONG DE LA RIVIERE	131
III.1. Distribution spatiale des apports et pertes en carbone le long des biefs.....	131
III.2. Origine des apports et des pertes en carbone organique particulaire dans les biefs.....	134
IV. CONCLUSION DU CHAPITRE	138

DISCUSSION ET CONCLUSION GENERALE 143

BIBLIOGRAPHIE	149
TABLES DES ILLUSTRATIONS	173
ILLUSTRATIONS DU CHAPITRE D'INTRODUCTION	173
ILLUSTRATIONS DU CHAPITRE I	174
ILLUSTRATIONS DU CHAPITRE II	176
ILLUSTRATIONS DU CHAPITRE III	178
ILLUSTRATIONS DU CHAPITRE DE CONCLUSION	179
ANNEXES.....	181

Introduction

I. Introduction générale

La prise en considération des impacts du changement climatique, aggravé par la remobilisation anthropique des réservoirs du carbone terrestre, sur les flux de carbone entre l'atmosphère et les autres réservoirs de l'hydrosphère, de la biosphère et de la lithosphère est un enjeu environnemental et sociétal majeur (figure 0.1).

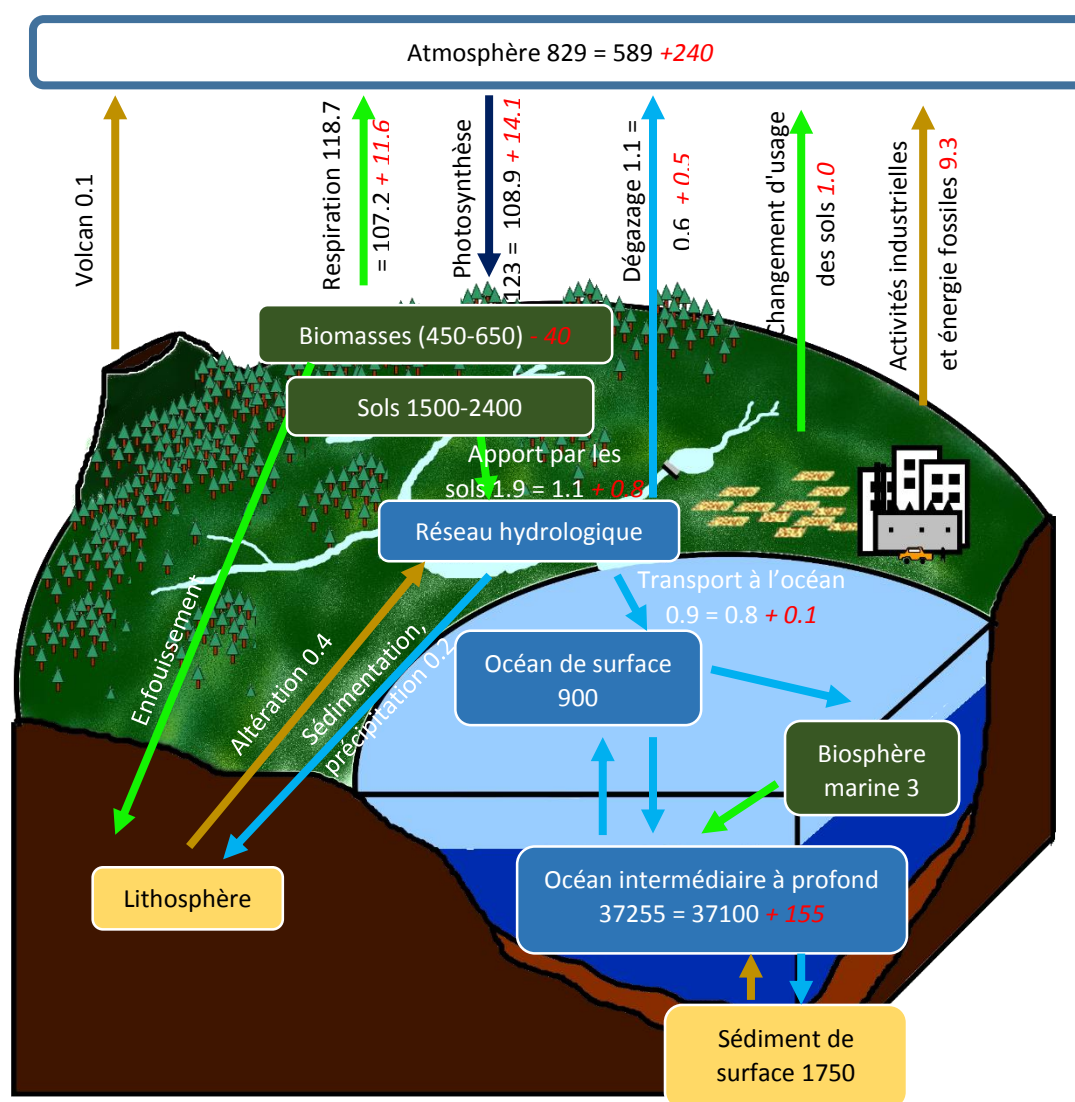


Figure 0.1 : Schéma générale du cycle du carbone. Les flux et les stocks de carbone sont exprimés en Pg C/an et ont été obtenus à partir de la littérature d'après Ciais et al (2013), Le Quéré et al (2016) et Regnier et al (2013). Les valeurs en rouge correspondent aux flux d'origine anthropique.

Une meilleure quantification et compréhension du cycle du carbone est essentielle pour prédire l'évolution future des flux de carbone et son couplage avec la dynamique du climat. Pour cela, une attention particulière doit être portée aux régions tropicales où les quelques bilans disponibles, à l'échelle des changements glaciaire/interglaciaire notamment, démontrent un lien majeur entre la variabilité du climat tropical et les transferts de carbone continental vers l'océan et l'atmosphère (Adams *et al.*, 1990 ; Prentice *et al.*, 1992). Les travaux présentés ici ont pour objectif majeur de préciser le couplage entre l'hydrologie tropicale et les transferts de carbone le long du continuum terre-mer.

Le cycle du carbone et son empreinte socio-physique

En 1896, Arrhenius effectue une première estimation de l'impact du dioxyde de carbone sur la température dans le monde et suggère qu'il impacte le climat sur le long-terme. Il cite aussi pour la première fois la combustion des énergies fossiles (charbon essentiellement) comme étant une source significative possible de dioxyde de carbone vers l'atmosphère même s'il la considère, à l'époque, comme compensable par les phénomènes d'altération des roches (Arrhenius, 1896). Depuis lors, cette source de carbone liée aux activités anthropiques a été reconnue comme impactant significativement le climat (Friedlingstein, 2004; IPCC, 2014; Regnier *et al.*, 2013, 2014; Valentini *et al.*, 2014; Williams *et al.*, 2007) et a fait l'objet de nombreux accords internationaux (Burton *et al.*, 2005; Reilly *et al.*, 2002; Sanz *et al.*, 2004). Même si d'autres gaz tels que le méthane (CH₄) ou les halocarbones (PFCs, CFCs,...), contribuent également à l'effet de serre (Bouillon *et al.*, 2009; Prinn, 2004; Reilly *et al.*, 2002; Valentini *et al.*, 2014), le gaz le plus surveillé reste le dioxyde de carbone (CO₂). Entre 2006 et 2015, l'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère était estimée à + 4.5 PgC/an. Parallèlement, les émissions de CO₂ liées aux activités humaines ont augmenté de 10.3 PgC/an dont 9.3 PgC/an en provenance de l'industrie et des énergies fossiles et 1.0 PgC/an lié aux changements d'utilisation des terres (Le Quéré *et al.*, 2016). Ainsi en novembre 2016, le taux de CO₂ atmosphérique global était de 403.93 ppm (contre 380.93 ppm en 2006) avec une augmentation de 3.36 ppm depuis 2015 (Dlugokencky and Tans, 2017).

Depuis plusieurs décennies, des modèles et simulations numériques de plus en plus élaborées sont développés, prenant en compte les effets anthropiques afin de prédire l'évolution du climat futur et son impact sur l'environnement (état de la ressource en eau, terres immergées, terres cultivables, climat,...) (Cubasch *et al.*, 2001; Regnier *et al.*, 2014; Sitch *et al.*, 2015). Les recherches menées sur les climats passés et actuels, avant et après l'anthropisation de la période industrielle, tentent de définir la relation CO₂ – climat et ont permis de mieux contraindre le cycle du carbone améliorant ainsi la représentativité des résultats simulés (Adams *et al.*, 1990; Friedlingstein, 2004; Regnier *et al.*, 2013; Shao *et al.*, 2013; Sitch *et al.*, 2008). Néanmoins, la multitude et la complexité des processus inhérentes au cycle du carbone ainsi que la grande hétérogénéité spatiale et temporelle des données nécessitent d'améliorer notre connaissance des processus des transferts et stockages du carbone entre les différents réservoirs (Aufdenkampe *et al.*, 2011; Battin *et al.*, 2009; Lerman and Meybeck, 1988).

Le système fluvial, un acteur majeur du cycle du carbone

Parmi les composants de l'hydrosphère, le système fluvial a toujours été considéré comme jouant un rôle important dans le cycle du carbone. Longtemps assimilées à des vecteurs passifs du carbone (sous forme dissoute ou particulaire) jusqu'à l'océan, les rivières sont désormais reconnues pour avoir un rôle actif dans le cycle car les flux de carbone à l'océan sont plus faibles que les flux en entrée des rivières (Aufdenkampe *et al.*, 2011; Battin *et al.*, 2009; Cole *et al.*, 2007; Kempe, 1988; Raymond *et al.*, 2013). Ainsi Aufdenkampe *et al.* (2011) reporte que sur les 2.7 PgC/an en provenance du réservoir terrestre de sub-surface seul 33% arrivent à l'océan. Ainsi, les eaux de surface seraient responsables du transfert de carbone à la hauteur de 1.8 PgC/an vers l'atmosphère et la géosphère alors qu'elles ne représentent que 5.5 à 15.2 % de la surface terrestre.

Dans les eaux, le CO₂ est essentiellement sous forme d'ions carbonates (CO₃²⁻) ou bicarbonates (HCO₃⁻) en fonction des conditions physico-chimiques de l'eau (essentiellement du pH) mais peut aussi se trouver sous forme de CO₂ gazeux lorsque ce dernier est piégé depuis l'atmosphère dans l'eau par les courants (turbulent/laminaire) ou depuis la géosphère dans le cas de dégazages profonds (associés au volcanisme essentiellement) ou enfin depuis la biosphère par les phénomènes de respiration.

Les différentes formes ioniques du CO₂ ainsi que les formes inorganiques carbonées de taille inférieure à 0.45 µm sont communément regroupées sous l'appellation de carbone inorganique dissous, noté DIC. Les autres formes de carbone inorganique de taille supérieure à 0.45 µm sont pour leur part regroupées sous l'appellation carbone inorganique particulaire, noté PIC. Très peu étudié dans les eaux continentales, le PIC est essentiellement constitué d'agrégats carbonatés liés à la sursaturation de l'eau en carbonates pouvant provoquer ainsi des précipitations internes à la rivière ou bien limiter la dissolution de fractions de roches carbonatées transportées par le courant suite à l'érosion mécanique (Aucour *et al.*, 1999; Huang *et al.*, 2012; Meybeck, 1982, 1993; Némery *et al.*, 2013). Un dernier processus de formation de carbone inorganique est à noter : la biominéralisation, autrement appelée calcification biologique. Certaines espèces vont synthétiser des coquilles (McConnaughey and Gillikin, 2008; Smith *et al.*, 2016) ou squelettes carbonatés (Berry *et al.*, 2002; Thaler *et al.*, 2017) à partir du carbone respiré ou des ions bicarbonates du milieu environnant. Ces phénomènes de biominéralisation, majoritairement effectifs en milieu marin, côtier ou lacustre, sont actuellement considérés comme un puit significatif de carbone (Jansson and Northen, 2010; Wollast, 1994) surtout en domaine océanique.

En opposition au carbone inorganique (DIC, CO₂ gazeux et PIC), le carbone peut aussi être organique, regroupé en trois principales catégories : le carbone organique dissous (DOC) correspondant à toutes les formes carbonées organiques de taille inférieure à 0.45 µm, le carbone organique particulaire (POC) regroupant cette fois celles supérieures à 0.45 µm et enfin la biomasse vivante. Cette dernière catégorie comprend tous les organismes vivants du milieu considéré et consomme le carbone inorganique (producteurs primaires via la photosynthèse) et/ou le carbone organique (par exemple : producteurs secondaires, chaîne trophique).

Le dégazage de CO₂, considéré comme le principal transfert de carbone depuis les eaux de surface vers l'atmosphère, a été étudié à différentes échelles : mondiale (e.g. Aufdenkampe *et al.*, 2011; Raymond *et al.*, 2013), régionale (e.g. Abril *et al.*, 2000; Bombelli *et al.*, 2009; Borges *et al.*, 2015; Ciais *et al.*, 2009, 2011; Richey *et al.*, 2002; Valentini *et al.*, 2014; Williams *et al.*, 2007) ou locale (e.g. Balagizi *et al.*, 2015; Borges *et al.*, 2014; Glenday, 2008; Marotta *et al.*, 2009; Teodoru *et al.*, 2015).

De la même façon, de nombreuses études visent à estimer les flux de carbone dissous (DIC et DOC) transférés à l'océan à différentes échelles de temps ou d'espace mais aussi, de plus en plus, l'évolution des concentrations en carbone le long de la rivière (e.g. Alin *et al.*, 2008; Bouillon *et al.*, 2009; Cai *et al.*, 2008; Mutema *et al.*, 2015; Tweed *et al.*, 2015). Néanmoins, peu de ces études concernent les rivières tropicales africaines (29 sur les 250 rivières référencées dans le cadre de cette étude, voir Chapitre d'introduction : II.1.3) et notamment les rivières Est-africaines (figure 0.2).

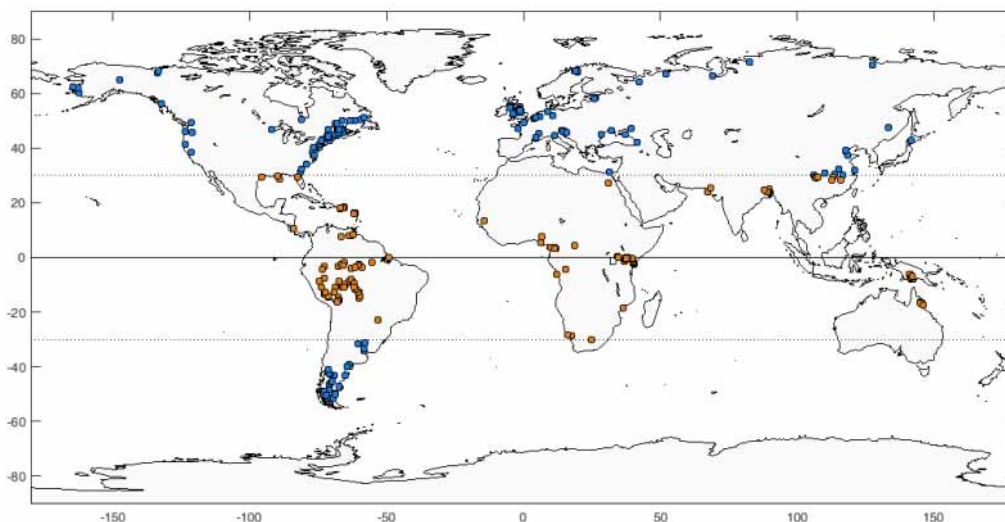


Figure 0.2 : Carte mondiale de localisation des sites référencés dans la littérature présentant des analyses conjointes de DOC et DIC. Les points en orange correspondent aux sites tropicaux. Toutes les références sont fournies dans l'annexe 1.

Le continent africain, un réservoir de carbone stratégique mais sous-documenté

Pourtant, l'Afrique, deuxième plus grande surface continentale (30 millions de km²), a l'un des cycles du carbone les moins bien contraints malgré une reconnaissance de plus en plus importante de son rôle dans le cycle global du carbone (Bombelli *et al.*, 2009; Ciais *et al.*, 2011; Williams *et al.*, 2007). Avec son taux de croissance démographique parmi les plus importants, l'urbanisation, le besoin en énergie (bois, charbon, énergies fossiles) et l'augmentation des surfaces cultivables sont autant de facteurs impactant le cycle du carbone (Borges *et al.*, 2015; Canadell *et al.*, 2009; Teodoru *et al.*, 2015; Valentini *et al.*, 2014) qui dans le futur risque de s'intensifier (Ciais *et al.*, 2009). L'Afrique reste toutefois actuellement l'un des continents contribuant le moins aux émissions liées aux énergies fossiles (moins de 4%, Canadell *et al.*, 2009). De plus, la grande diversité écosystémique de l'Afrique augmente les contrastes locaux

ou régionaux en termes de transferts de carbone à la surface du continent (Weber *et al.*, 2009). Enfin, le rôle essentiel joué par le système de moussons dans les ressources en eaux en Afrique en fait une zone particulièrement fragile vis-à-vis du changement climatique (Frierson and Hwang, 2011; Omambia *et al.*, 2012).

L'objectif de ces travaux étant de mieux contraindre les relations entre le fonctionnement hydrologique tropical et les transferts de carbone depuis l'amont vers l'aval, trois bassins versants Est-africains ont été sélectionnés. Cette région particulièrement critique de par sa complexité climatique et environnementale naturelle et sa pression anthropique de plus en plus importante a été peu étudiée jusqu'à présent (figure 0.2). Localisés respectivement au Kenya, en Tanzanie et en Afrique du Sud, les bassins versants de la Nyando, de la Lufilyo et de la Tukela sont situés sur un transect latitudinal et ont été échantillonnés en mars et octobre-novembre 2016.

II. Contexte de l'étude

II.1. Continuum terre-mer aquatique : cycle de l'eau et cycle du carbone

II.1.1. Définition générale du continuum terre-mer aquatique

Le continuum terre-mer des rivières ou continuum aquatique a été initialement défini par Vannote *et al.* (1980) comme étant un gradient linéaire et continu de conditions physiques de l'amont à l'aval. Sa définition a depuis fortement évolué avec la prise en compte des échanges horizontaux et verticaux (interfaces eau-sol, eau-atmosphère, eau de surface-eau profonde, eau-roche...) mais aussi des impacts de l'Homme (Aufdenkampe *et al.*, 2011; Dörfliger *et al.*, 2014; Kempe, 1988).



Figure 0.3 : Schéma descriptif du bassin de référence

Le bassin versant sert ainsi d'unité structurale clef pour les études du continuum car il intègre l'ensemble des réservoirs possibles. La complexité des interactions et la méconnaissance de certaines interfaces augmente la difficulté à comprendre les évolutions spatiales et temporelles des paramètres physiques et chimiques dans le continuum.

Dans le cadre de cette étude, la rivière a été considérée comme le point « focal » du continuum. Ce dernier est donc défini comme étant l'évolution continue depuis l'amont vers l'aval, (i) de l'ensemble des processus climatiques, hydrologiques, hydrogéologiques et environnementaux interagissant avec la rivière et (ii) des processus physiques et chimiques internes à la rivière. Les interfaces rivière/aquifère, rivière/roches encaissantes, rivière/dépôts sédimentaires, rivière/atmosphère, rivière/précipitations associées et rivière/sol sont donc concernés (figure 0.3).

II.1.2. Généralités sur le cycle de l'eau

L'hydrosphère est constituée de nombreux réservoirs tels que les océans, l'atmosphère, les eaux de surface (lacs, rivière et réservoirs), l'eau du sol, la glace, les eaux souterraines, la biomasse et le réservoir profond.

Dans un premier temps, l'évaporation des océans permet la formation puis la condensation de vapeur d'eau. Environ 77.8 % de cette vapeur, soit environ 385 000 km³/an, sera précipitée sur l'océan (IAEA, 2001). Le reste sera transporté via la circulation atmosphérique jusqu'aux continents (40 000 km³/an). A cette vapeur océanique s'ajoute 71 000 km³/an de vapeur continentale obtenue par l'évapotranspiration continentale (IAEA, 2001). Ainsi, un total de 111 000 km³ d'eau est précipité sur le continent chaque année.

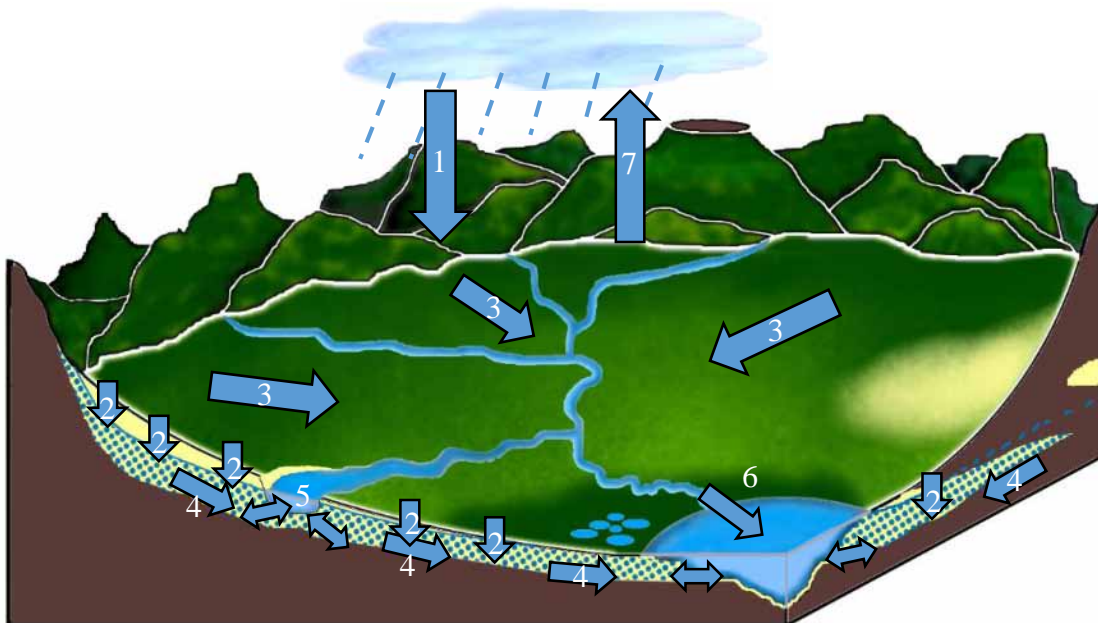


Figure 0.4 : Schéma du cycle de l'eau. 1) Précipitation, 2) Infiltration, 3) Ruissellement, 4) Écoulement souterrain, 5) Échange nappe-rivière, 6) Écoulement de surface liée à la rivière, 7) Évapotranspiration

De nombreux processus hydrologiques vont permettre les transferts, le transport ou le stockage de l'eau à travers les différents réservoirs du continuum terre-mer dont les principaux sont schématisés dans la figure 0.4.

Les précipitations (1) s'effectuent soit sous forme de pluies soit sous forme de neige en fonction des conditions climatiques (pression et température) et alimentent les différents réservoirs hydrologiques via deux mécanismes majeurs : l'infiltration (2) et le ruissellement (3). Les proportions de flux d'eau entre les deux processus sont liées à la perméabilité du sol, fortement impacté par la nature et l'usage des sols (Guzha *et al.*, 2018) et souvent exprimées à l'aide du coefficient de ruissellement. Une partie de l'eau infiltrée servira à alimenter les végétaux et/ou sera transportée sous forme d'écoulement de sub-surface dans le sol jusqu'au réseau hydrographique (lacs, rivières,...). Le reste s'infiltrera jusque dans les nappes souterraines. Ces dernières réparties en trois catégories – nappe libre, semi-captive ou captive – sont contenues dans des formations géologiques perméables (aquifères) permettant le stockage temporaire et le transfert d'eau dans le sens du gradient piézométrique plus ou moins rapidement selon la perméabilité de la couche traversée (4, figure 0.5). Bien que très souvent sédimentaire ou alluviale, la nature des aquifères est très diversifiée (par exemple fissurée ou volcanique).

Le niveau piézométrique est une indication de la pression de la nappe en chaque point et permet de délimiter la hauteur d'eau de la nappe sans confinement. Une nappe libre est une nappe reposant sur une couche imperméable (aquiclude) ou semi-perméable (aquitard) et dont le niveau piézométrique est toujours inférieur à son toit (s'il existe). Son aquifère est donc constitué d'une zone saturée en eau et d'une zone non-saturée (figure 0.5). Dans le cas des nappes captives, le niveau piézométrique est situé au-dessus du toit de la nappe (niveau imperméable ou semi-perméable). Dans le cas où le toit est un aquitard, des échanges sont possibles entre les différentes couches aquifères toujours dans le sens du gradient de pression (figure 0.5). Ces différents aquifères alimentent les sources et échangent avec le réseau de surface, dont les rivières via la zone hyporhéique (figure 0.4, (5)). Près des côtes, les eaux souterraines se mélangent avec les eaux marines formant un biseau salé.

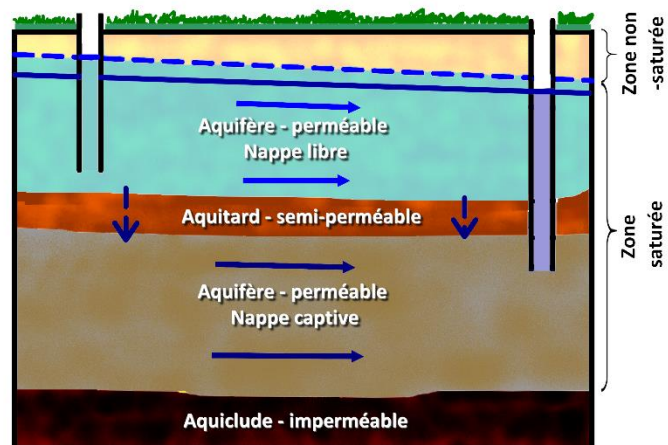


Figure 0.5 : Schéma descriptif d'un système aquifère simple. La ligne en tiret bleu correspond au niveau piézométrique de la nappe libre et la ligne en trait bleu foncé plein à celui de la nappe captive. Les flèches indiquent le sens du déplacement d'eau.

Le réseau de surface est composé essentiellement de l'ensemble des cours d'eau pérennes ou temporaires et des lacs naturels ou artificiels. Les zones marécageuses non connectées directement au réseau hydrologique mais alimentées par les eaux souterraines sont considérées

comme non comprises dans le réseau. Les lacs sont des réservoirs complexes en particulier les lacs profonds et/ou larges, comme les Grands Lacs Est-africains, qui pourront être stratifiés et mélangés saisonnièrement totalement ou partiellement. Ils sont essentiels pour le stockage de l'eau sur le continent. Le ruissellement s'effectue au cours du temps dans des drains privilégiés formant ainsi des cours d'eau connectés entre eux jusqu'à l'exutoire (figure 0.4, (6)). Les rivières peuvent être plus ou moins connectées avec la nappe alluviale tout au long de son trajet. Sa morphologie et son fonctionnement évoluent depuis l'amont vers l'aval en fonction par exemple de son encaissement ou de la pente. Ainsi, généralement en amont, le lit sera plus incisé, droit et étroit, le courant sera plus turbulent et la vitesse d'écoulement plus rapide limitant les dépôts sédimentaires à des dépôts grossiers et favorisant l'érosion et la mobilisation de sédiments. En s'écoulant en aval, la rivière aura un lit plus large avec une sinuosité de plus en plus importante (possibilité de mise en place de chenaux méandriques dans les plaines), le courant devient plus laminaire et la vitesse d'écoulement diminue permettant le dépôt de particules sédimentaires de plus en plus fines.

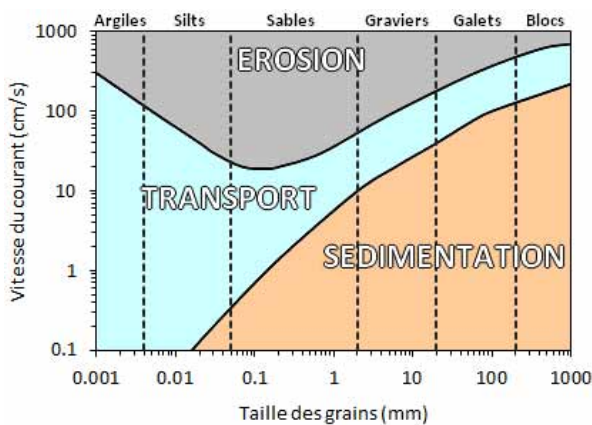


Figure 0.6 : Diagramme de Hjulström (d'après Hjulström, 1935)

Ainsi les phénomènes de transport, d'érosion et de sédimentation sont liés à la vitesse d'écoulement mais aussi à la taille des grains considérés. Par exemple, des grains plus grands sédimentent plus facilement même à faible vitesse que des grains fins. Le comportement préférentiel des particules peut être estimé à l'aide du diagramme de Hjulström (1935) (figure 0.6).

La lame d'eau écoulée dans une rivière – c'est-à-dire la hauteur d'eau qui transite en un point donné de la rivière – dépend de nombreux paramètres comme la morphologie de la rivière, le coefficient de ruissellement, la pluie sur le bassin ou encore les échanges avec la nappe. En moyenne, les rivières tropicales présentent une lame d'eau plus grande (395 mm/an) que les autres rivières (moyenne mondiale : 249 mm/an) (Huang *et al.*, 2012).

Le dernier processus présenté est l'évapotranspiration (figure 0.4, (7)) et se produit sur l'ensemble du bassin. Il est composé des phénomènes d'évaporation pure et de transpiration de la biomasse. La première composante, l'évaporation, dépend essentiellement des paramètres climatiques et radiatifs tels que les pressions de vapeur saturante et atmosphérique, les températures de l'air et de surface d'eau liquide concernée, la vitesse du vent ou la radiation solaire (Burman and Pochop, 1994; Penman, 1948). La deuxième composante, la transpiration, dépend en partie des conditions climatologiques (e.g. la température ou l'humidité relative) mais elle est liée essentiellement à la nature de la plante considérée et à la quantité d'eau accessible pour la plante (sol, aquifère) (Burman and Pochop, 1994).

II.1.3. Le carbone en système fluvial

II.1.3.1. Généralités

Dans les rivières, les quatre formes de carbone sont présentes dans des proportions différentes tout au long de l'écoulement. Les espèces dissoutes (DIC et DOC) sont majoritaires dans le monde (environ 82 % des flux de carbone à l'océan) en particulier le carbone inorganique dissous (environ 45 % des flux de carbone à l'océan) comparativement aux espèces particulaires essentiellement organique (flux de POC à l'océan : 18 %) (Meybeck, 1993). Les flux de PIC sont très souvent considérés comme étant négligeables.

Les rivières tropicales sont d'importants contributeurs à ces flux de carbone et présentent une proportion plus importante de POC qu'à l'échelle mondiale (environ 24.8 % du carbone total, Huang *et al.*, 2012). De même, les teneurs en PIC sont non négligeable (environ 9.7 %). Les flux de DIC et DOC représentent respectivement 39.8 % et 25.7 % du carbone total. Ainsi, entre 48 et 64 % des flux de DIC mondiaux proviennent des rivières tropicales. Les flux de DOC et de POC tropicaux représentent respectivement environ 63-65 % et 63-70 % des flux mondiaux de DOC et de POC (Huang *et al.*, 2012). Enfin, près de 30 % des flux de PIC mondiaux sont originaires des rivières tropicales.

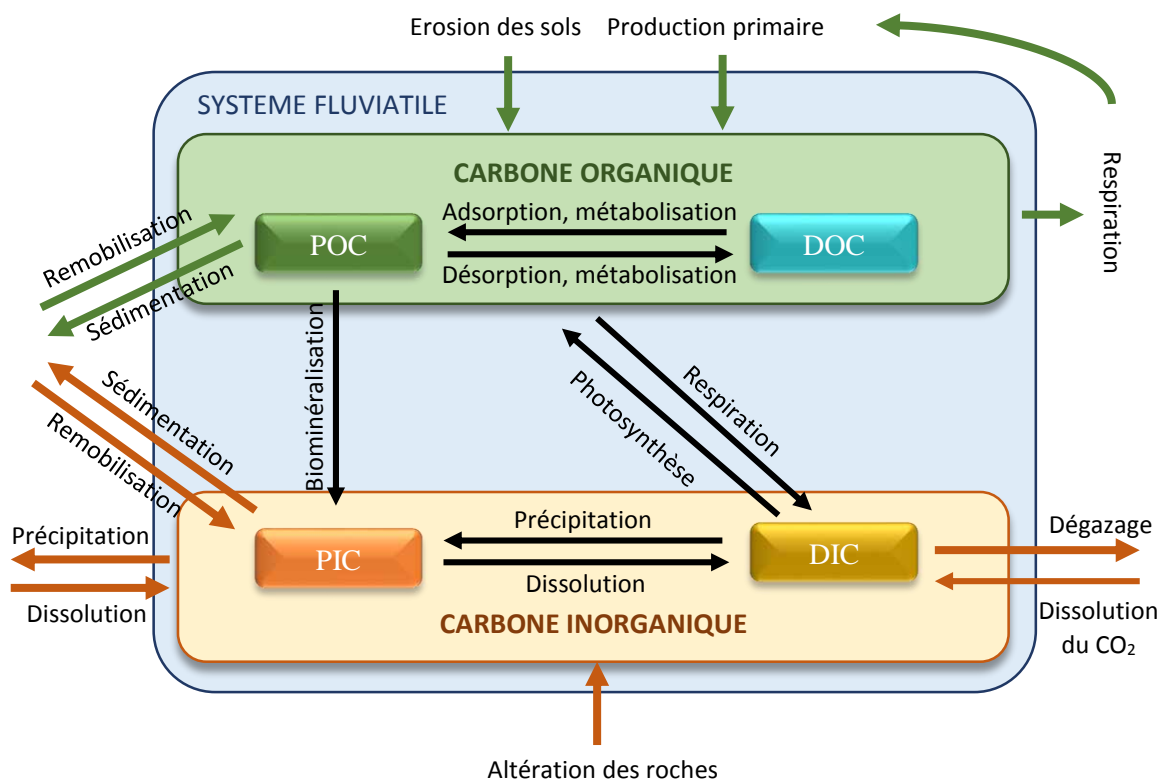


Figure 0.7 : Schéma simplifié des processus majeurs de transformation de carbone dans le système fluvial

L'apport en carbone au système fluvial s'effectue essentiellement via les mécanismes d'érosion et d'altération des sols (tels que le lessivage ou la lixiviation) et des roches encaissantes (tels que l'altération des silicates ou dissolution des carbonates) (Huang *et al.*,

2012; Meybeck, 1993) mais aussi par la production primaire qui va enrichir les eaux en carbone organique (Aitkenhead-Peterson *et al.*, 2003) (figure 0.7). Parmi les puits de carbone majeurs, la sédimentation et la précipitation permettent de stocker respectivement le carbone particulaire et le carbone inorganique dissous dans les sédiments (lithosphère, figure 0.7) qui pourront être en partie remobilisés par le courant et reminéralisé par les microorganismes présents dans les sédiments (Marx *et al.*, 2017; Stallard, 1998; Szramek and Walter, 2004). Les transferts de carbone depuis la rivière vers l'atmosphère sont liés au dégazage sous forme de carbone gazeux (CO₂, CH₄) : direct pour le carbone inorganique dissous ou via la respiration pour le carbone organique (figure 0.7) (Mayorga *et al.*, 2005; Raymond *et al.*, 2013; Richey *et al.*, 2002).

A l'intérieur du système fluvial, le carbone change de nature du fait des équilibres chimiques et de l'activité biologique. Les deux formes de carbone inorganique (DIC et PIC) sont essentiellement reliées entre elles par les processus chimiques de dissolution et de précipitation qui selon la saturation de l'eau en carbonates vont contrôler la formation, la conservation ou la dissolution du carbone inorganique particulaire (Larson *et al.*, 1942) : une eau sous-saturée vis-à-vis des carbonates aura tendance à dissoudre le PIC et une eau sursaturée à précipiter du PIC (figure 0.7). Plus une eau sera proche de l'équilibre, plus elle favorisera la conservation du PIC le long de la rivière. Les deux formes organiques (POC et DOC) sont en grande partie reliées par des processus de métabolisation (e.g. dégradation) mais aussi par des mécanismes d'absorption et de désorption (figure 0.7) (Aitkenhead-Peterson *et al.*, 2003; Porcal *et al.*, 2015; Riggsbee *et al.*, 2008). La biomasse peut via différents mécanismes de métabolisation transformer le carbone organique en carbone inorganique et réciproquement (figure 0.7). La biominéralisation comme la formation de test calcaire permet former du PIC (Berry *et al.*, 2002; Jansson and Northen, 2010; Thaler *et al.*, 2017; Wollast, 1994). Les phénomènes de respiration et de photosynthèse permettront dans le premier cas de libérer du DIC et dans le deuxième cas de le piéger (Mayorga *et al.*, 2005; Meybeck, 1993; Quay *et al.*, 1995). L'ensemble des processus sont extrêmement dépendants des conditions physico-chimiques de la rivière tels que la température, le pH ou la turbidité (Demars *et al.*, 2011; Hall *et al.*, 2015; Porcal *et al.*, 2015; Talling, 2010).

II.1.3.2. Carbone dissous dans le monde

Une revue bibliographique portant sur la variabilité mondiale des concentrations de DIC et DOC a été effectuée sur 47 articles cités ci-dessous. Les articles ont été sélectionnés afin de couvrir au mieux la surface mondiale avec comme critère principal la mesure combinée du DIC et du DOC (même site, même date de prélèvement). Quand elles étaient disponibles dans les articles considérés, les données de pH, de température de l'eau, de conductivité ainsi que la quantité de matière en suspension (TSM) et de concentration et $\delta^{13}\text{C}$ du POC ont été aussi recensées. Le nombre de données, la moyenne ainsi que la gamme de valeur de chaque paramètre sont fournis pour chaque rivière – classée par pays – dans l'annexe 1.

Abril et al (2000)	Hart (1987)	Paolini et al. (1987)
Alin et al (2008)	Hunt et al. (2011)	Raymond et al. (2004)
Arain (1987)	Jantze et al. (2015)	Safuillah et al. (1987)
Bass et al. (2014)	Kanduč et al. (2007)	Saunders et Lewis (1988)
Bhatt and McDowell (2007)	Kempe (1988)	Sempéré et al. (2000)
Boeglin et al. (2005)	Lalah and Wandiga (2006)	Shibata et al. (2001)
Bouillon et al. (2009)	Lloret et al. (2011)	Sholkovitz (1976)
Bouillon et al. (2012)	Lloret et al. (2013)	Teodoru et al. (2015)
Bradley et al. (2007)	Lu et al. (2014)	Tipping et al. (1997)
Briggs and Ficke (1977)	Martins (1982)	Tweed et al. (2015)
Brunet et al. (2005)	Mayorga et al. (2005)	Vihhermaa et al. (2014)
Cai et al. (2008)	Meybeck and Ragu (1995)	Walsh and Vigneault (1986)
Degens et al. (1991)	Moyer et al. (2013)	Wang et al. (2010)
Depetris and Cascante (1985)	Neal and Hill (1994)	Wu et al. (2007)
Ferguson et al. (2011)	Némery et al. (2013)	Zheng et al. (1987)
Genereux et al. (2013)	Pall et al. (2011)	Zigah et al. (2011)
Giesler et al. (2013)		

Au total, 842 données de DIC et de DOC ont été référencées sur 250 rivières dont 110 localisées en région tropicale (18 en Afrique de l'Est). La distribution spatiale des données ainsi que leur répartition continentale est décrite respectivement dans la figure 0.2 et dans la table 0.1.

	Afrique	Am. du Sud	Am. du Nord	Asie	Europe	Océanie	Global	Tropicale
Rivières	29	63	62	21	64	11	250	110
Données	86	169	223	80	148	136	842	477

Table 0.1 : Nombre de rivières et de données référencées par continent, dans le monde et en région tropicale

Les concentrations moyennes en DOC, DIC et POC ainsi que les valeurs moyennes de température, de pH et de conductivité sont présentées dans la table 0.2. Dans le monde, les eaux sont en moyennes plus concentrées en DIC alors que les concentrations moyennes en DOC et POC sont plus faibles. En Afrique de l'Est, les concentrations moyennes sont plus élevées en POC et DIC et plus faibles en DOC que pour le reste de l'Afrique.

	DOC (mg/l)		DIC (mg/l)		POC (mg/l)		Température (°C)		pH		EC (µS/cm)	
	n	mean	n	mean	n	mean	n	mean	n	mean	n	mean
Monde	842	4.3	842	15.5	396	5.0	434	21.8	563	7.31	176	120.4
Tropicale	477	3.7	477	12.0	227	4.9	293	26.7	342	7.75	45	71.6
Afrique	86	4.2	86	8.8	66	1.7	53	26.0	86	7.57	32	46.0
Afrique de l'Est	26	1.6	26	14.7	22	2.1	22	24.0	26	7.73	1	147.7

Table 0.2 : Concentration moyenne en DOC, DIC et POC, valeurs moyennes de température, de pH et de conductivité dans le monde, dans les régions tropicales, en Afrique et en Afrique de l'Est

La distribution spatiale de différentes gammes de DOC, DIC et POC est présentée respectivement dans les figures 0.8, 0.9 et 0.10.

La concentration en DIC varie mondialement entre 0.00 et 127.23 mg/l (15.45 mg/l en moyenne, table 0.2). Les fortes concentrations sont observées essentiellement dans les rivières s'écoulant sur les grands plateaux calcaires qui ont des concentrations le plus souvent supérieures à 10 mg/l (figure 0.8). En Afrique de l'Est, les concentrations de DIC sont comprises entre 0.8 et 58.0 mg/l. Le DIC moyen de cette région est plus fort que dans l'ensemble de l'Afrique ou dans les tropiques (table 0.2) et est à relier à l'activité du Rift Est-Africain qui a permis la mise en place de nombreuses formations carbonatées (type carbonatite) (Chorowicz, 2005; Suwa *et al.*, 1975).

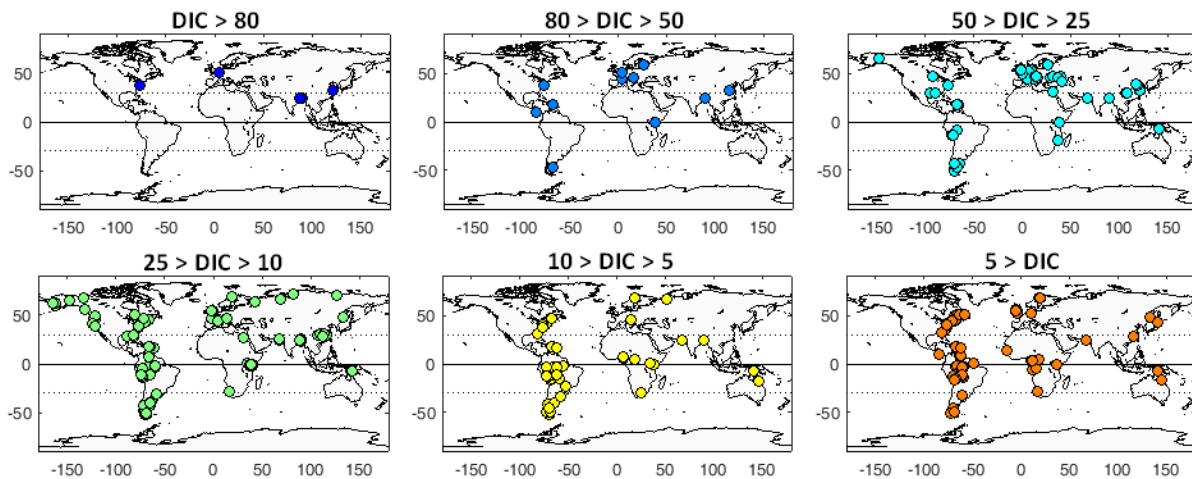


Figure 0.8 : Distribution du carbone dissous inorganique dans le monde. Les concentrations de DIC sont exprimées en mg/l.

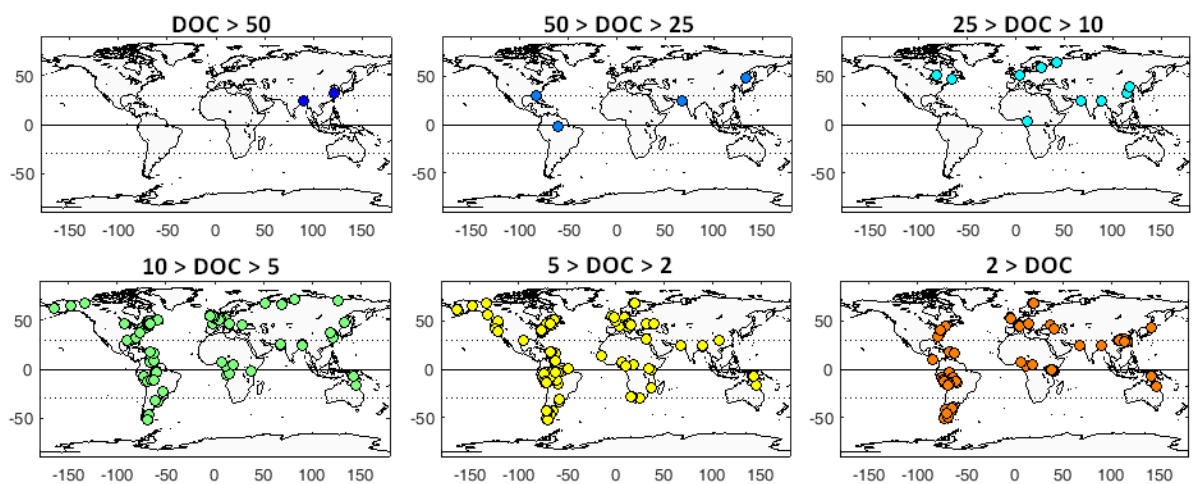


Figure 0.9 : Distribution du carbone dissous organique dans le monde. Les concentrations de DOC sont exprimées en mg/l.

Le DOC moyen mondial est de 4.3 mg/l (table 0.2) et varie entre 0.0 et 71.7 mg/l. La majorité des rivières présentent des concentrations en DOC inférieures à 10 mg/l (figure 0.9). Des enrichissements importants sont observables ponctuellement et/ou localement essentiellement en zone tropicale (DOC > 25 mg/l). En termes de concentrations, l'Afrique a un DOC moyen similaire à la moyenne mondiale. Il est à noter également que les concentrations sont plus fortes

en Afrique de l'Ouest (5.6 mg/l, essentiellement lié aux fortes concentrations des rivières camerounaises) qu'en Afrique de l'Est (1.6 mg/l).

La concentration moyenne en POC dans le monde est estimée à 5.0 mg/l avec une gamme de concentrations allant de 0.0 à 263.2 mg/l (table 0.2). Les teneurs élevées en POC sont essentiellement dues à des enrichissements ponctuels et locaux ($POC > 30$ mg/l) observés en Asie sur le Ganges et la Huang He, en Europe sur la Upper Swale, le Rhône et l'Isère et en Amérique Centrale sur l'île de Puerto Rico (Rio Fajardo et Rio Loco) (figure 0.10). Ces taux élevés de POC sont fortement liés à une augmentation de l'activité biologique liée en grande partie aux rejets agricoles, industriels ou domestiques alentour (Degens *et al.*, 1991; Meybeck and Ragu, 1995; Moyer *et al.*, 2013; Némery *et al.*, 2013; Sempéré *et al.*, 2000; Tipping *et al.*, 1997). La majorité des rivières présente des concentrations en POC inférieures ou égales à 5 mg/l (figure 0.10).

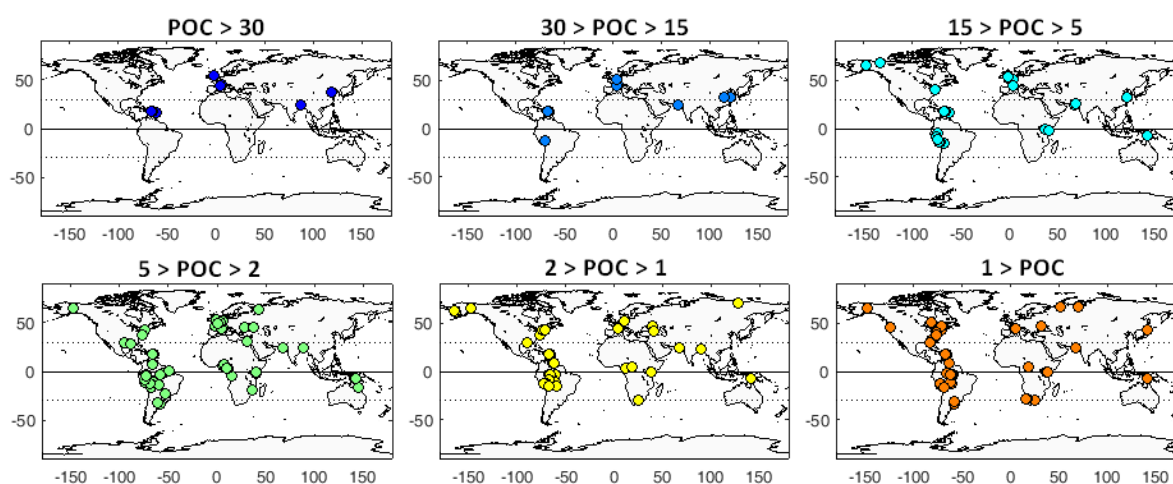


Figure 0.10 : Distribution du carbone particulaire organique dans le monde. Les concentrations de POC sont exprimées en mg/l.

II.2. L'Afrique de l'Est : une région complexe en pleine évolution

Dans le cadre de cette étude, l'Afrique de l'Est est définie comme étant située entre la Corne de l'Afrique et la côte orientale de l'Afrique du Sud. Cette région est complexe de part sa géomorphologie distinctive et son contexte climatique particulier. Dans cette région en développement, la pression anthropique subie est de plus en plus importante (entre 1 et 2 milliards d'habitants projetés sur les côtes du Canal du Mozambique en 2100), avec des impacts certains sur les bilans d'eau et de carbone.

II.2.1. Une géomorphologie particulière

La géomorphologie remarquable de l'Afrique de l'Est est caractérisée par une succession de plateaux de hautes altitudes et de plaines encadrés par des zones de fortes pentes (horsts et grabens du rift et plateaux cratoniques), ainsi que par de grandes zones montagneuses liées aux édifices volcaniques et de grands lacs essentiellement présents dans les zones de relais. Cette

géomorphologie est liée en grande partie à l'ouverture du Rift Est-Africain sur le substratum Précambrien formé par les cratons.

II.2.1.1. Un substratum très ancien

L'Afrique de l'Est repose sur un substratum très ancien partiellement mis à l'affleurement et donc déjà fortement altéré. Ce socle s'est constitué majoritairement au Précambrien en deux phases : à l'Archéen et au Protérozoïque.

Constitués de terranes lithosphériques anciens et actuellement stables tectoniquement, les cratons d'Afrique ont été formés entre 3.8 et 1.75 Ga de l'Archéen à l'Ubendien (Paléoprotérozoïque) (Dirks *et al.*, 2009; Hinsbergen *et al.*, 2011). Ces anciennes croûtes continentales sont essentiellement formées de granite, gneiss et de greenstone et ont été essentiellement exhausées à la surface par l'activité tectonique. En Afrique, les cratons sont regroupés en quatre régions cratoniques dont deux sont présentes en Afrique de l'Est (figure 0.11) : le craton du Congo contenant le craton de Tanzanie et le craton du Kalahari auquel appartient le craton de Kaapvaal.

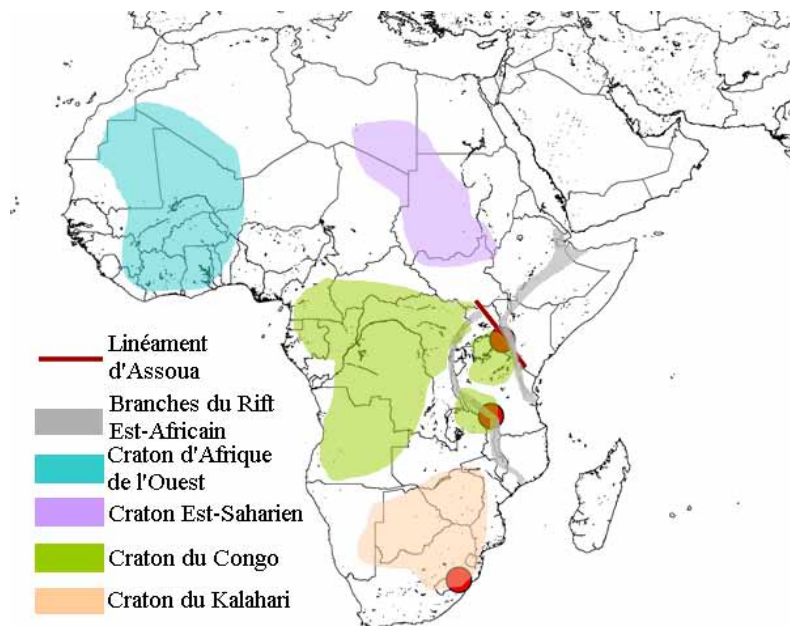


Figure 0.11 : Schéma simplifié des zones cratoniques en Afrique et des branches du Rift Est-Africain (modifié d'après Chorowicz, 2005; Delalande, 2008; Dirks *et al.*, 2009; Hinsbergen *et al.*, 2011). Les sites étudiés sont localisés par les points rouges.

Le reste du socle Précambrien s'est formé au Néoprotérozoïque lorsque la fracture du supercontinent Rodinia entre 0.85 et 0.6 Ga est suivie par la formation du supercontinent du Gondwana de 0.68 à 0.55 Ga pendant l'orogénèse panafricaine déformant profondément la lithosphère (Condie, 2003; Li *et al.*, 2008). Le socle formé pendant cette période est composé essentiellement de roches métamorphiques fortement déformées (Fritz *et al.*, 2013).

L'ensemble de ces formations affleure sous forme de grands plateaux de haute altitude peu déformés mais dont les pourtours sont fortement fissurés.

II.2.1.2. Une zone de rifting intracontinentale encore active

Le Rift Est-Africain, noté EARS, est l'une des rares zones de rifting intercontinentales encore active (Milanovsky, 1972) et s'étend du système Golfe d'Aden – Mer Rouge au Nord au Mozambique au Sud (figure 0.11). Il provient de l'océanisation précoce de la lithosphère Est-africaine liée à la divergence des plaques somalienne et nubienne. La présence de trois microplaques (Victoria, Rovuma et Lwandle) est encore en discussion (Hartnady, 2002; Saria *et al.*, 2014). Les deux bras principaux, les branches Est et Ouest, constituant la partie Sud du rift, sont reliés par le linéament d'Assoua, une zone de faille orientée Nord-Ouest Sud-Est. Ces deux branches sont toujours actives avec un volcanisme plus important sur la branche Est (Delvaux and Aftab Khan, 1998; Ebinger, 1989). L'ouverture du rift a été initié il y a 30 Ma le long d'une fracture panafricaine près de la région des Afars par l'action d'un panache mantellique de 1000 km de diamètre (Chorowicz, 2005). Sa vitesse de divergence intracontinentale est assez lente à 5.2 mm/an (Saria *et al.*, 2014).

L'ouverture du rift est associée à une forte activité volcanique et tectonique encore active (Chorowicz, 2005). Cette activité se traduit par la formation de roches volcaniques alcalines à basiques cénozoïque ainsi que l'exhaussement de roches plus anciennes comme les terranes précambriens. Elle est aussi à l'origine de la formation des grands lacs Est-africains dans les zones de relais (Ebinger *et al.*, 1989; Fontijn *et al.*, 2012) ainsi que d'une forte activité hydrothermale (Branchu *et al.*, 2005; Delalande *et al.*, 2011; Hochstein, 1999; Pflumio *et al.*, 1994).

II.2.2. Un contexte climatique complexe

La combinaison des processus tropicaux à grande échelle et des processus régionaux liés par exemple à la topographie ou aux grands lacs complexifie le système climatique de l'Afrique de l'Est (Nicholson, 1996). Dans la zone tropicale, la circulation zonale liée à la cellule de convection de Walker se combine aux deux circulations méridionales des cellules de convection de Hadley qui convergent à l'équateur formant la zone de convergence intertropicale (ZCIT).

La pluviométrie se répartie saisonnièrement selon une distribution monomodale ou bimodale avec une ou deux saisons des pluies décalées dans le temps selon la latitude (Nicholson, 2017). Cette saisonnalité est essentiellement due aux mouvements de la ZCIT qui est responsable de la majorité des pluies (Nicholson, 2018). De nombreux facteurs peuvent modifier la quantité mais aussi la composition géochimique et isotopique des pluies apportées comme la circulation régionale (Nivet *et al.*, 2018), la géomorphologie (Nicholson, 1996), les influences côtières (Anyah *et al.*, 2006) ou des phénomènes globaux tels que l'action du dipôle océanique indien (Behera *et al.*, 2005; Ummenhofer *et al.*, 2018) ou le phénomène El-Niño (Fer *et al.*, 2017; Indeje *et al.*, 2000; Parhi *et al.*, 2016).

II.2.2.1. Zoom sur la zone de convergence intertropicale

La zone de convergence intertropicale (ZCIT) ou front intertropical est une zone mobile formée par la convergence des alizés en provenance des deux hémisphères (Leroux, 2001).

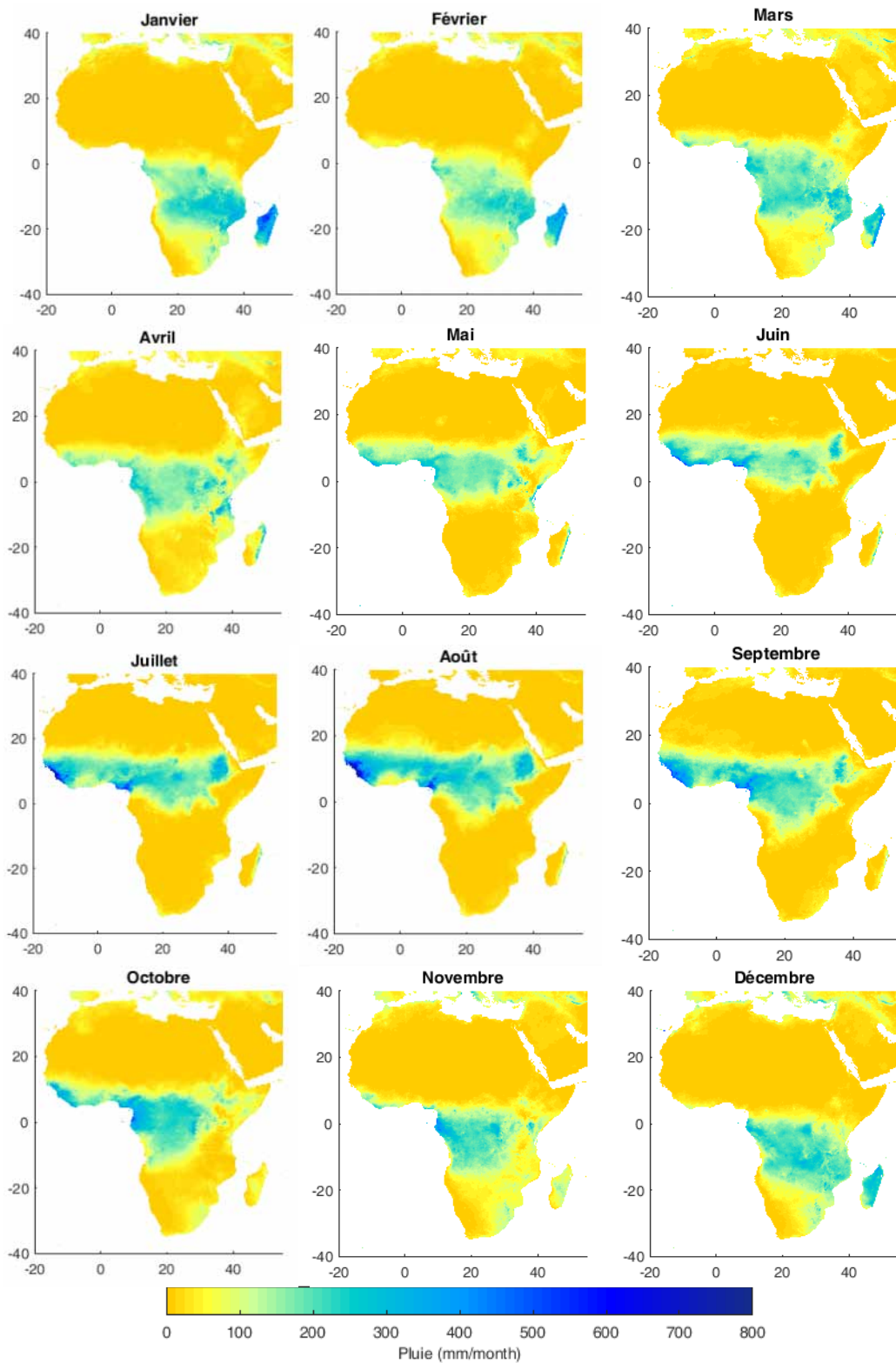


Figure 0.12 : Distribution des pluies mensuelles en Afrique estimées entre 1981 et 2017 (The Climate Hazards Group, 2018)

Cette zone de basse pression atmosphérique présente une forte couverture nuageuse. Les masses d'air chaud et humide apportées par les alizés vont subir une ascendance par convection provoquant de très fortes précipitations dans la région (Schneider *et al.*, 2014). La ZCIT présente une forte saisonnalité tant par sa taille (plus ou moins large selon la saison) que par sa position (plus au Sud ou plus au Nord selon la saison) (figure 0.12).

Positionné sur l'équateur, le front intertropical s'étire des latitudes 10°N à 8°S en bande relativement fine en mai. De juin à juillet, le front se déplace vers l'hémisphère Nord jusqu'aux latitudes 0°N (au sud) et 18°N (au nord), au-dessus de l'équateur. Le front s'épaissit et redescend vers le Sud (jusqu'à 20°S) entre août à novembre où sa limite Nord reste constante aux environs de 0°N jusqu'en février. Pendant ces mois de novembre à février, la limite Sud-Est de la ZCIT descend vers le Sud (jusqu'à 31°S). Le front remonte ensuite progressivement et repasse au-dessus de l'équateur et s'affine au cours du temps jusqu'en mai.

Les mouvements saisonniers du front Sud de la ZCIT sont particulièrement importants en Afrique de l'Est (Nicholson, 1996). Ces déplacements entraînent un séquençage latitudinal du climat dans cette région avec une variabilité saisonnière des précipitations qui augmente depuis l'équateur vers le tropique du Capricorne (Nicholson, 2017).

II.2.2.2. Cas particulier de l'année 2016

Le cycle ENSO (El-Niño and South Oscillation) appartient aux processus globaux impactant les mouvements de la ZCIT et par conséquent le régime des pluies en Afrique de l'Est (Indeje *et al.*, 2000; Parhi *et al.*, 2016; Ummenhofer *et al.*, 2018). La réponse des pluies au phénomène va dépendre de la région, de la phase concernée (El-Niño *versus* La Niña) mais aussi de la maturité de cette dernière (Parhi *et al.*, 2016). En Afrique de l'Est, les modifications observées sur la durée et l'intensité de la grande et de la petite saison des pluies sont, respectivement pour ces deux périodes, liées à l'impact du mode ENSO sur les mouvements Nord-Sud et Est-Ouest de la ZCIT. La phase El-Niño aura tendance à former en mars un dipôle de pluies Est-Ouest pouvant apporter des pluies très importantes et provoquer des inondations et des glissements de terrain. L'année suivant cette phase (année El-Niño +1) enregistrera une forte diminution des quantités d'eau précipitée et un retard des saisons humides conduisant à d'importantes sécheresses (Indeje *et al.*, 2000; World Meteorological Organization, 2017).

De 2015 jusqu'en mai 2016, l'un des plus forts évènements El-Niño depuis 1950 a été enregistré avec un indice ONI (Oceanic Niño Index) atteignant + 2.3 °C (World Meteorological Organization, 2017). La transition entre la fin de la phase El-Niño mature et la phase El-Niño +1 a entraîné une forte diminution des précipitations sur toute l'Afrique de l'Est, en particulier sur les côtes. Cette diminution de la pluviométrie a été renforcée par la forte phase négative du Dipôle Océanique Indien (IOD) entre juin et octobre (World Meteorological Organization, 2017). Ces phénomènes ont entraîné des incendies et des états de sécheresse importants en Afrique de l'Est (Ntombela *et al.*, 2017; Uhe *et al.*, 2018).

La distribution spatiale des pluies en mars et octobre 2016 en Afrique est présentée en annexe 2. Les anomalies de précipitation pour ces deux mois sont présentées dans la figure 0.13

et sont exprimées en pourcent de pluie par rapport à la moyenne mensuelle des précipitations estimée entre 1981 et 2017 à partir des données de The Climate Hazards Group (2018). Ainsi en mars 2016, une grande partie de l'Afrique a reçu au moins +50 % de pluies par rapport à la quantité attendue alors que la côte Est Africaine et la corne de l'Afrique ont plutôt enregistré de fortes anomalies négatives (environ -50 %). La limite australe de la ZCIT est également décalée plus au Sud, atteignant le milieu de l'Afrique du Sud. En octobre 2016, l'action combinée de la phase négative de l'IOD et de la phase El-Niño +1 induit un déficit important de pluies observé sur la quasi-totalité de l'Afrique avec des pertes estimées entre -75 et -50 % (figure 0.13). La limite du Sud de la ZCIT, similaire à la moyenne sur la partie Ouest, remonte vers le Nord et passe au-dessus de la corne de l'Afrique.

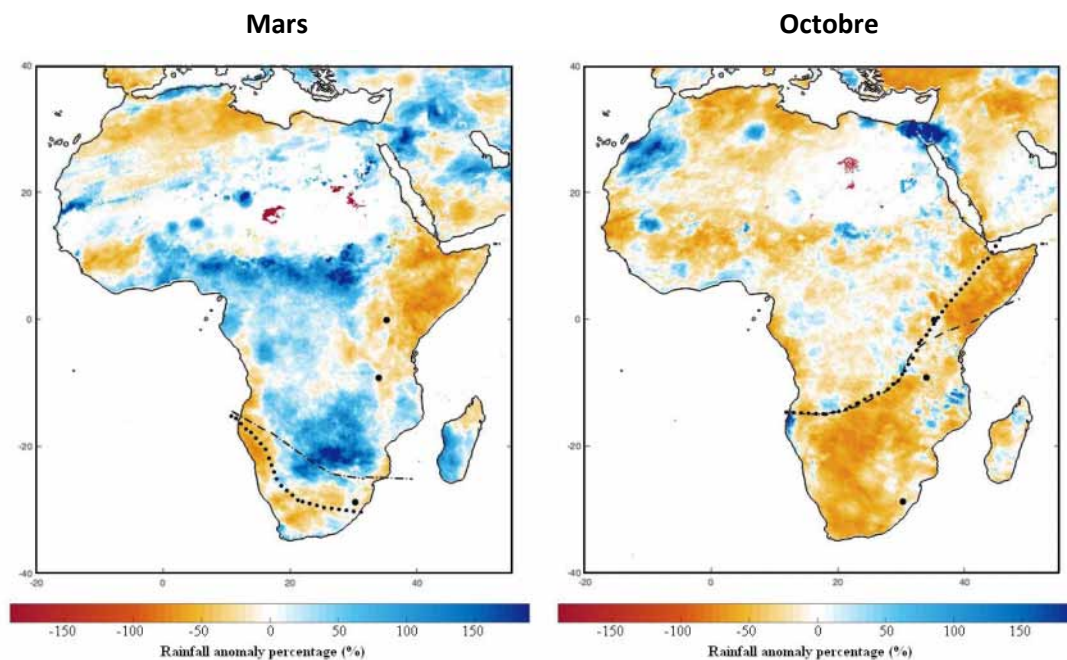


Figure 0.13 : Distribution des anomalies de pluies en mars et en octobre 2016 en Afrique, exprimées en pourcent par rapport à la moyenne mensuelle entre les années 1981 à 2017 (Funk et al., 2015; The Climate Hazards Group, 2018). La limite sud de la ZCIT est figurée par une ligne tiretée pour sa position moyenne entre 1981 et 2017 et par une ligne pointillée pour l'année 2016. Les trois points noirs situent les bassins étudiés.

II.2.3. Une anthropisation généralisée

En Afrique de l'Est, comme dans le reste de l'Afrique, la forte croissance démographique a entraîné une pression sur les écosystèmes de plus en plus importante afin de subvenir aux besoins économiques et sociétaux croissants. Ainsi entre 1950 et 2015, la population est passée de 6.1 à 47.2 millions d'habitants au Kenya avec des taux de croissance démographiques annuels toujours en augmentation allant jusqu'à +20 % (figure 0.14) (United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, 2017). Pendant cette même période, elle a augmenté de 7.6 à 53.9 millions d'habitants en Tanzanie où les taux de croissance dépassaient encore les 20 % en 2015. Bien qu'ayant une croissance démographique plus

constante dans le temps et plus faible (entre 2 et 7 %), l'Afrique du Sud a vu sa population passer de 2.4 à 55.3 millions d'habitants entre 1950 et 2015.

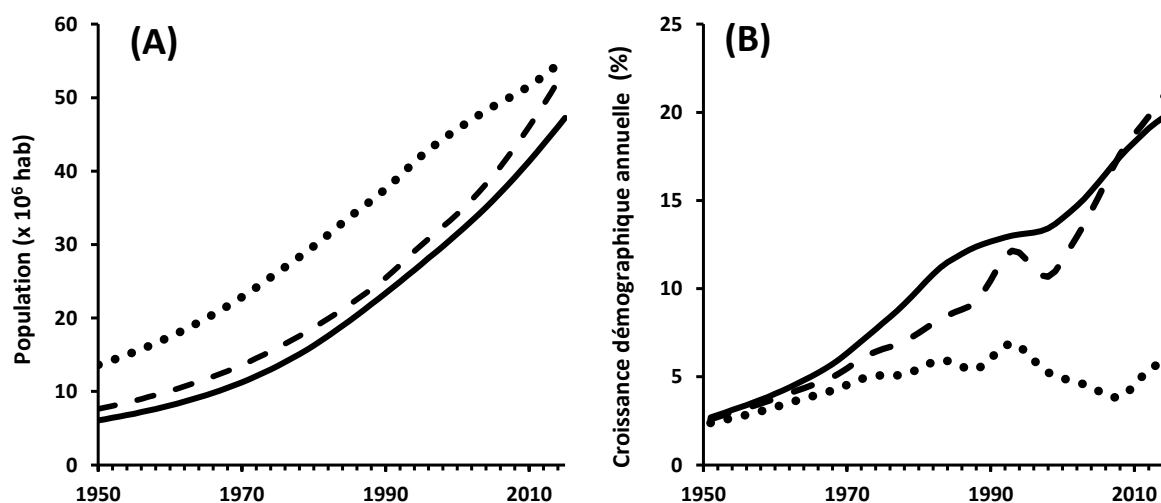


Figure 0.14 : Population (A) et croissance démographique (B) entre 1950 et 2015 au Kenya (ligne continue), en Tanzanie (ligne tiretée) et en Afrique du Sud (ligne pointillée) (données issues de United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, 2017)

De nombreux aménagements sur les rivières Est-africaines ont été effectués (ou sont en projets) afin de subvenir aux besoins de la population, en particulier en électricité et en eau. L'eau est une ressource initialement faible sur le continent africain qui dispose de 9% de la ressource en eau douce mondiale ce qui représente 3400 m³/an/hab (FAO, 2003). Ces aménagements sont le plus souvent réalisés à l'échelle locale ou nationale et se traduisent par la construction de nombreux barrages (Velpuri and Senay, 2012), le détournement de cours d'eau ou l'utilisation des zones humides (Leemhuis *et al.*, 2016). Néanmoins, de grands projets internationaux concernant les rivières transfrontalières sont actuellement en discussion ou partiellement mis en place à l'instar des projets 'Transaqua', 'Sula Ya Amani' et 'Toshka'. Le projet 'Transaqua', initié dans les années 1990, vise à remonter le niveau du lac Tchad et permettre le développement agricole et démographique de la région (Mirak-Weissbach, 1997). Une partie des eaux de la rivière Zaïre devrait ainsi être déviée via une voie navigable jusqu'au lac. La construction d'un barrage hydro-électrique sur cette voie est aussi à l'étude. Le projet 'Sula Ya Amani' propose de construire une grande voie navigable reliant l'ensemble des Grands Lacs Est-africains au Nord (Mulenda Zangela, 2017). Cette voie, longue de 2000 km et large de 1 km, emprunterait plusieurs rivières depuis l'océan Indien au Sud jusqu'au lac Victoria. Enfin, le projet 'Thoshka', déjà partiellement effectué, concerne le détournement des eaux du Nil prélevées au lac Nasser afin d'irriguer le désert et de permettre l'installation de population (Lonergan and Wolf, 2001; Malterre-Barthes, 2016).

Tous ces aménagements locaux, régionaux et transfrontaliers modifient durablement le fonctionnement hydrologique des bassins et impactent directement le cycle du carbone et de l'eau. L'urbanisation, le besoin en énergie (bois, charbon, énergies fossiles) et l'augmentation

des surfaces cultivables s'ajoutent à ces aménagements (Borges *et al.*, 2015; Canadell *et al.*, 2009; Teodoru *et al.*, 2015; Valentini *et al.*, 2014).

En effet, entre 1990 et 2000, entre 0.3 et 2.0 % de la couverture arborée – selon les régions d'Afrique de l'Est – ont été détruites essentiellement pour libérer des terres cultivables ou pour subvenir aux besoins en bois (FAO, 2002). Cette déforestation impacte fortement le cycle du carbone (Andreae, 1991; Culas, 2009; Regnier *et al.*, 2013; Valentini *et al.*, 2014) car les forêts sont à la fois une source (respiration, décomposition de la litière, oxydation du sol, dégradation) et un puit de carbone (photosynthèse, accumulation du carbone dans le sol) (Glenday, 2008; Malhi *et al.*, 1999, 2011; Shibata *et al.*, 2001; Sitch *et al.*, 2008). Si l'utilisation du feu pour déforester est une pratique courante, les feux naturels essentiellement en savanes ou en prairies sont aussi répandus en Afrique (Andreae, 1991; Scholes *et al.*, 2011). En plus de ces deux phénomènes, deux autres types d'activités humaines participent aux émissions de CO₂ via les feux : les activités agricoles (culture sur brûlis) et celles liés aux besoins en énergie (combustion domestique ou industrielle du charbon et du bois) (Scholes *et al.*, 2011). L'Afrique est ainsi le principal contributeur aux émissions totales liées aux feux (49 %) dans le monde (Van der Werf *et al.*, 2006) et représente environ 70% de la surface mondiale brûlée (Scholes *et al.*, 2011).

Cette forte pression anthropique ne cesse d'augmenter et impacte les flux d'eau et de carbone à l'échelle du bassin et à l'échelle régionale (Ciais *et al.*, 2009). Pourtant, relativement peu de données sur leur évolution sont disponibles en Afrique de l'Est (Balagizi *et al.*, 2015; Bouillon *et al.*, 2009; Lalah and Wandiga, 2006; NOAA Earth System Research Laboratory, 2017; Regnier *et al.*, 2013). Il est essentiel de mieux contraindre les cycles biogéochimiques et les processus qui les gouvernent afin de comprendre leur fonctionnement et l'impact que l'Homme aura dessus.

CHAPITRE 1 : Sites et méthodologie

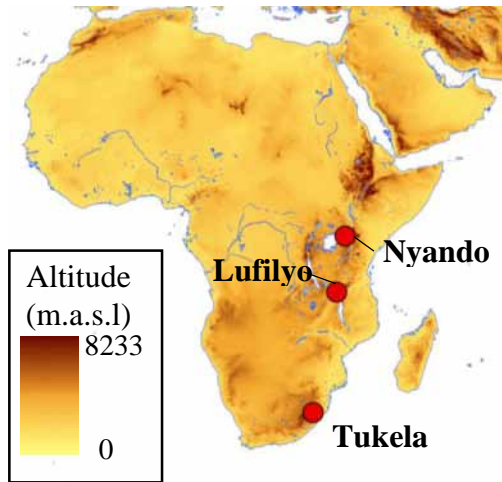


Figure I.1 : Carte topographique de l'Afrique et localisation des trois sites d'étude

Les bassins versants des trois rivières - la Nyando (0°S), la Lufilyo (9°S) et la Tukela (29°S) - sont situés le long d'un gradient latitudinal allant de l'équateur au tropique du Capricorne qui recoupe la trajectoire saisonnière de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) (figure I.1). Leur exutoire est lacustre pour les deux premiers bassins et océanique pour le troisième.

Malgré certaines similitudes comme l'influence de la ZCIT sur le régime des précipitations ou la géologie essentiellement endogène (volcanique et/ou métamorphique) des bassins (cratons, rift Est-Africain), ces trois bassins présentent des caractéristiques climatiques, géologiques et environnementales qui leur sont propres.

I. Bassin versant de la Nyando (0°S, Kenya)

I.1. Généralités et caractéristiques morphologiques

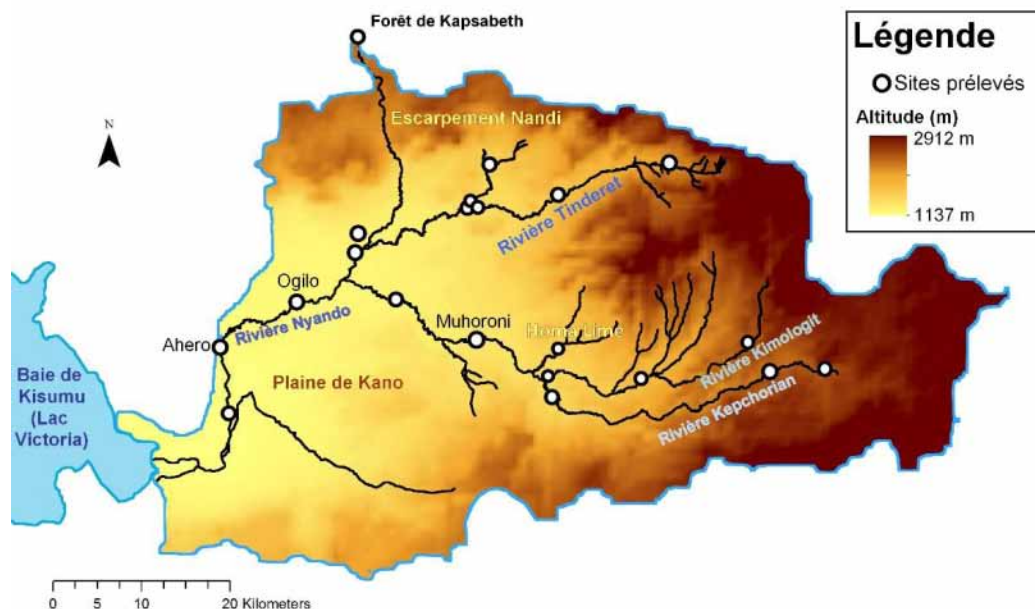


Figure I.2 : Présentation du bassin versant de la Nyando : repères géographiques, points d'échantillonnage et carte topographique

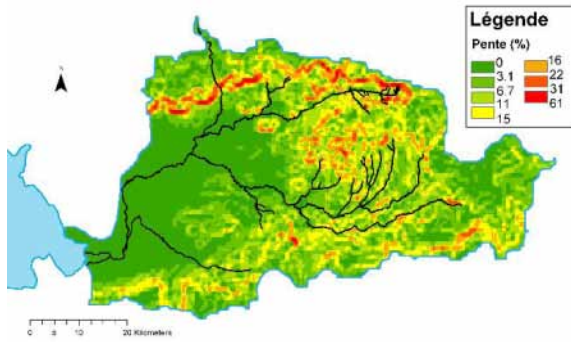


Figure I.3 : Carte des pentes du bassin versant de la Nyando

Le bassin versant de la Nyando est localisé au Sud-Ouest du Kenya et au Nord-Est du Lac Victoria (figure I.2). Il possède une surface de 3482 km² pour un indice de compacité de Gravelius (K_G) de 1.65.

Ses deux principales vallées, orientées Est-Ouest, se rejoignent dans la Plaine de Kano : la Tinderet au Nord et la Mau au Sud (figure I.2). Le bassin est bordé par des plateaux volcaniques. Son altitude varie de 1123 à 2912 m avec de forts gradients

d'altitude dans la zone amont. Les pentes sont inférieures à 6.7 % dans la plaine de Kano ou sur les plateaux d'altitude en bordure du bassin mais peuvent atteindre jusqu'à 61 % sur les escarpements du bord Nord (Nandi) du bassin (figure I.3).

La rivière Nyando alimente le lac Victoria *via* la baie du Kisumu contenue dans le Golfe de Kavirondo. Elle est essentiellement formée de la confluence de trois bras majeurs (figure I.2) : la rivière Tinderet, la rivière Kimologit (au Nord de la vallée de la Mau) et la rivière Kepchorian (au Sud). De multiples affluents secondaires de taille plus modeste complètent le réseau hydrographique. La Nyando se déverse dans la baie via un important delta marécageux difficilement accessible.

1.2. Contexte géologique

Le bassin versant de la Nyando appartient à la branche Ouest du Rift Est-Africain (figure 0.11) et repose sur cinq ensembles géologiques majeurs allant du Précambrien à l'actuel (figure I.4).

- Le socle Précambrien supérieur composé de quartzites et de gneiss avec des intrusions de dolérites est à l'affleurement au niveau de l'escarpement Nandi (Millman, 1973)
- Le système Nyanzien est formé essentiellement de roches volcaniques (basalte, veines ferrugineuses, tufs, andésite, trachy-andésite, dacite et rhyolite) (Saggerson, 1952) en contact anormal avec le socle Précambrien supérieur. Ces roches présentent aussi des intrusions granitiques et affleurent à l'Ouest du bassin et sur l'escarpement Nandi.
- Le système sédimentaire Kavirondien repose en discordance sur le socle Nyanzien. Il est composé de conglomérats, d'argilite et de grès, et est localisé en surface à l'extrême Sud-Ouest du bassin versant.
- Le système volcanique anté Miocène s'est constitué lors de l'activité du Rift Est-Africain avec la formation de phonolites ou de néphélites (Saggerson, 1952) et repose en discordance sur le socle Nyanzien. Ces plateaux de laves ont été extrudés sur les couches sédimentaires fossilifères du Miocène inférieur (Kent, 1944; Shackleton, 1951) et remis à l'affleurement par les rivières (Saggerson, 1952). A l'Est du bassin, le volcan éteint Tinderet a formé entre 19.9 et 5.5 Ma (Baker *et al.*, 1971) des carbonatites contenant majoritairement de la calcite, des apatites, de la fluorite (Zaitsev *et al.*, 2013). Le système anté-Miocène est actuellement à la surface sur les deux tiers Est du bassin.

- Le système sédimentaire du Pléistocène est composé majoritairement de silts et d'argiles déposés par le lac Victoria et associés à des dépôts alluvionnaires et détritiques liés à l'érosion des escarpements (Millman, 1973). Ces formations recouvrent la quasi-totalité de la plaine de Kano.

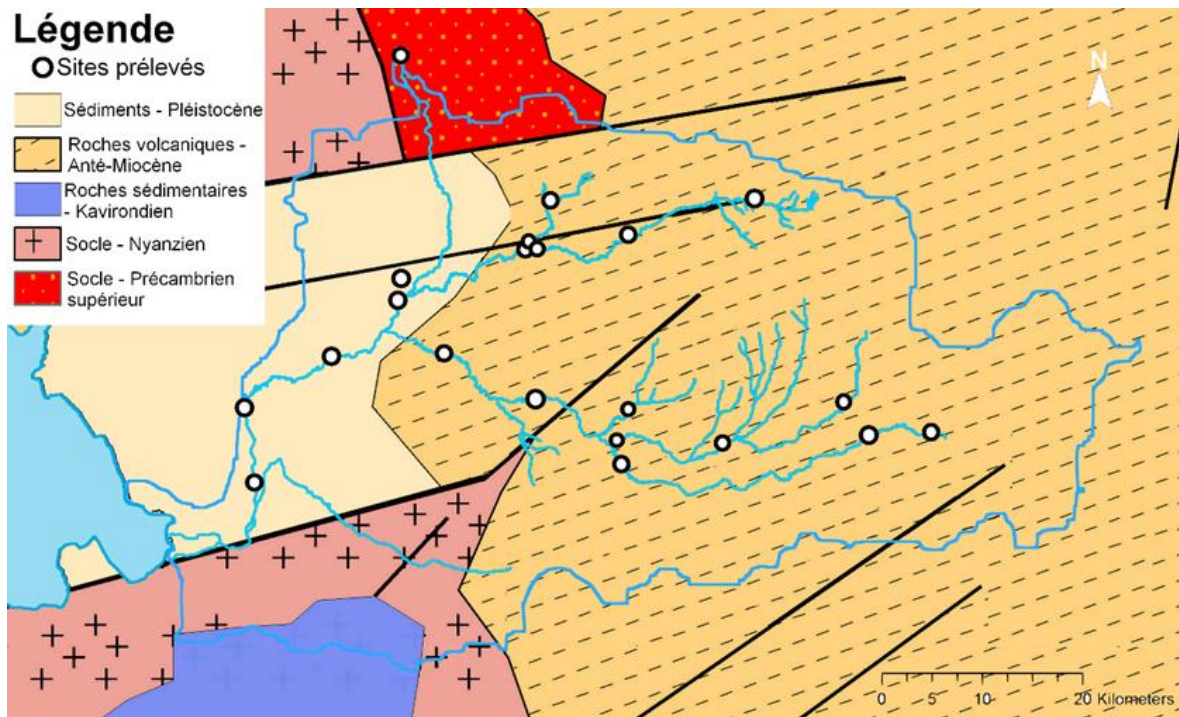


Figure I.4 : Carte géologique simplifiée du bassin versant de la Nyando (modifiée d'après Choubert and Faure-Muret, 1968; Saggerson, 1952)

Le système Nyanzien-Kavirondien correspond à une partie du craton tanzanien daté du Précambrien inférieur. Avec le système du Précambrien supérieur, il forme le socle de toute la région sur lequel va reposer en discordance les formations plus récentes (pour la plupart Mésozoïques ou Cénozoïques). Ainsi dans le bassin de la Nyando, les roches sont soit très anciennes (craton Précambrien) soit très récentes (volcanisme et sédimentation tertiaires et quaternaires).

A partir de la fin du Miocène, la plaine de Kano est déformée et fracturée (Shackleton, 1951) avec la formation de failles orientées Est-Ouest ou Est-Nord-Est – Ouest-Sud-Ouest. Plusieurs lacs se développent permettant la formation de couches fossilifères. Ces déformations sont suivies d'éruptions qui ont formé des tufs et des conglomérats aux Pliocène et Pléistocène (Raburu *et al.*, 2012). L'effondrement de la zone du rift Kavirondo permet la séparation altitudinale des hauts plateaux Nord et Sud et de la plaine de Kano.

Pendant la Période Pluviale (Pléistocène), le lac Victoria présentait un niveau beaucoup plus élevé et recouvrait toute la plaine de Kano formant d'importants dépôts lacustres mélangés aux apports fluviaux provenant des vallées de la Mau et de la Tinderet (Millman, 1973). Le retrait du lac Victoria combiné au rehaussement tectonique de la plaine de Kano a permis le développement de la rivière Nyando.

Initialement, la Nyando avait un cours plus rectiligne qu'aujourd'hui. La présence importante de roches détritiques et l'envasement du lit initial de la Nyando, probablement lors d'un haut niveau lacustre, a détourné le lit majeur sur le Sud où ce dernier a rejoint la rivière Nyamasaria qui partage son exutoire : le delta Miruka (Millman, 1973).

La présence de sols noirs à coton (black cotton soil) est importante dans les dépôts alluvionnaires (Millman, 1973). Typique des zones tropicales et subtropicales, ces sols noirs à marrons sont problématiques pour le développement agricole (Dudal, 1967). Ils sont argileux, essentiellement de la montmorillonite, avec des teneurs en argile variant entre 35 et 60 % dans le sol de surface (Millman, 1973). Leur couleur foncée est due à la présence de minéraux non oxydés dans la matrice et non à la matière organique faiblement présente (Raburu *et al.*, 2012). Ces sols présentent un degré de saturation de base élevé (>50 %) en particulier pour le calcium et le magnésium (Dudal, 1967).

1.3. Contexte climatologique

Le bassin versant de la Nyando se situe essentiellement en climat tropical humide (Köppen, 1936; Peel *et al.*, 2007) sauf sur la partie aval de la plaine de Kano où le climat devient semi-aride (Raburu *et al.*, 2012). Le bassin est sous l'influence de la ZCIT et des courants locaux dus à la présence du lac Victoria. Les précipitations apportées par les vents locaux proviennent de deux types de circulations liés aux différences de température entre le lac et les terres : les brises terrestres et les brises lacustres (Anyah *et al.*, 2006).

La variabilité spatiale des précipitations et des températures est présentée sur les figures I.5A et I.6A à partir de moyenne annuelle estimée sur 30 ans (Hijmans *et al.*, 2005, 2017). Les variations saisonnières de ces deux paramètres sont représentées sur les figures I.5B et I.6B au cours une année hydrologique allant de septembre à août pour quatre stations : Kisumu (KS, 1180 m.a.s.l), Muhoroni (MH, 1292 m.a.s.l), Londiani (LD, 2324 m.a.s.l) et Kapsabeth (KP, 1962 m.a.s.l) (The World Data Group, 2018).

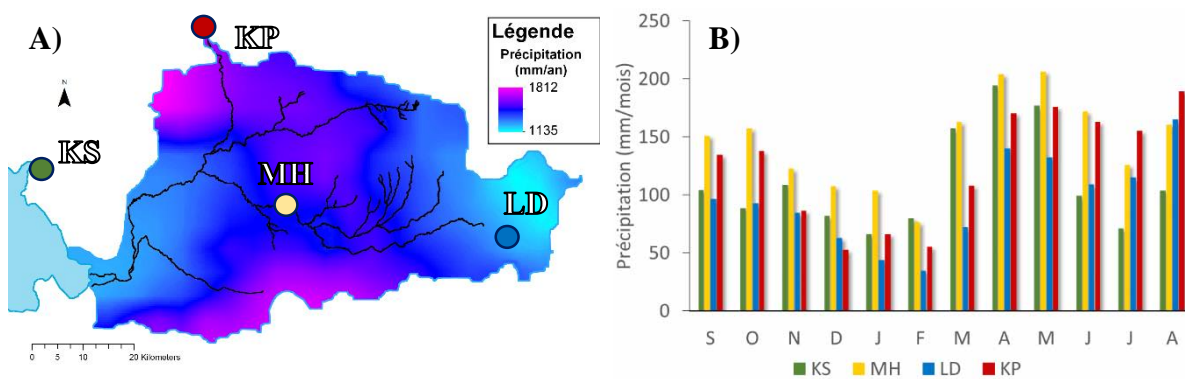


Figure I.5 : Précipitations sur le bassin versant de la Nyando : A) Variabilité spatiale des précipitations moyennes annuelles (Hijmans *et al.*, 2005, 2017) et B) Variabilité saisonnière des pluies à Kisumu (KS), Muhoroni (MH), Londiani (LD) et Kapsabeth (KP) (données issues de The World Data Group, 2018)

La pluviométrie moyenne annuelle, notée MAP, varie de 1135 à 1812 mm et présente une distribution non altitudinale (figure I.5A). Les *maxima* des pluies se situent toutefois sur les plateaux Nord et Sud bordant le bassin versant ainsi que sur un transect Nord-Sud traversant la vallée de la Tinderet entre Nandi Hills et Tinderet. La MAP diminue rapidement vers l'aval du bassin jusqu'à atteindre environ 1200 mm dans la plaine de Kano. Vers l'amont, dans la vallée de Mau, les précipitations décroissent plus lentement pour atteindre un minimum de précipitation sur les plateaux volcaniques du Mau.

D'un point de vue saisonnier, les précipitations varient entre 35 (février à Londiani) et 206 mm/mois (mai à Muhoroni) avec en moyenne une variation de 130 mm/mois entre le mois le plus pluvieux et le plus sec. Les pluviogrammes régionaux montrent une distribution bimodale avec deux saisons humides (figure I.5B) : la grande saison des pluies ("long rains" ou "masika") de mars à juin et la petite saison des pluies ("short rains" ou "mvuli") d'août à octobre. En dehors de la station de Londiani située dans la zone à faible pluviosité annuelle, les précipitations ne descendent pas en dessous de 50 mm/mois et ne montrent pas de saison sèche *sensu stricto* mais plutôt la mise en place d'une période de faible précipitation entre décembre et février. En effet, le lac Victoria entretient des taux d'humidité élevés toute l'année grâce au courant convectif et empêche la formation d'une véritable saison sèche (comme à Kisumu ou Muhoroni), diminuant ainsi la saisonnalité.

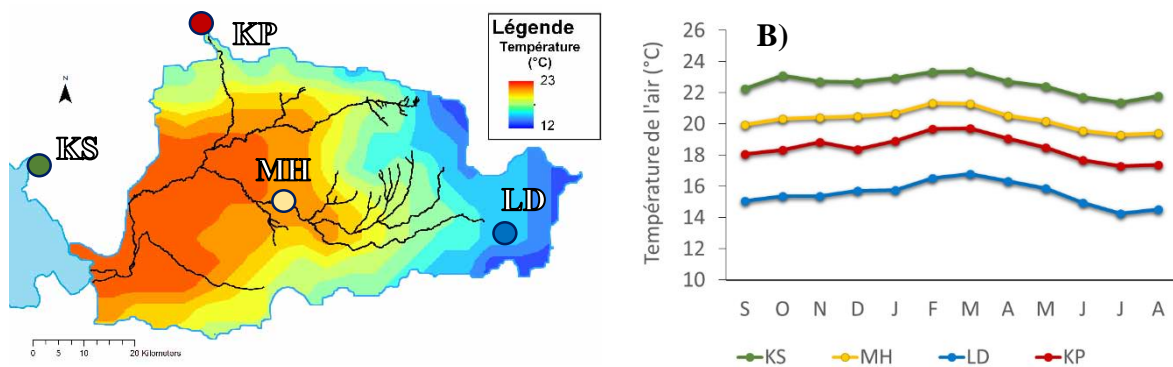


Figure I.6 : Température de l'air sur le bassin versant de la Nyando : A) Variabilité spatiale des températures moyennes annuelles et B) Variabilité saisonnière des températures à Kisumu (KS), Muhoroni (MH), Londiani (LD) et Kapsabeth (KP) (données issues de The World Data Group, 2018)

Contrairement aux précipitations, les températures moyennes annuelles de l'air (MAT) pour le bassin sont réparties selon un gradient amont-aval de température allant de 12 à 23°C (figure I.6A). Les températures sont minimales sur les plateaux Est du bassin et sont maximales dans la plaine de Kano.

La saisonnalité des températures moyennes est peu marquée avec une variation dans l'année qui augmente depuis l'aval (2°C à Kisumu) vers l'amont (2.5°C à Londiani) (figure I.6B). Les quatre profils de température montrent bien un gradient altitudinal de température d'environ 0.3 °C/100 m entre Muhoroni et Kisumu (amont) et 0.5 °C/100 m entre Muhoroni et

Londiani (aval). Les périodes plus chaudes sont proches des périodes de fortes pluies (février à avril et septembre à novembre). Les températures varient entre 14 °C à Londiani en juillet et 23 °C à Kisumu d’octobre à août.

1.4. Contexte hydrologique et hydrogéologique

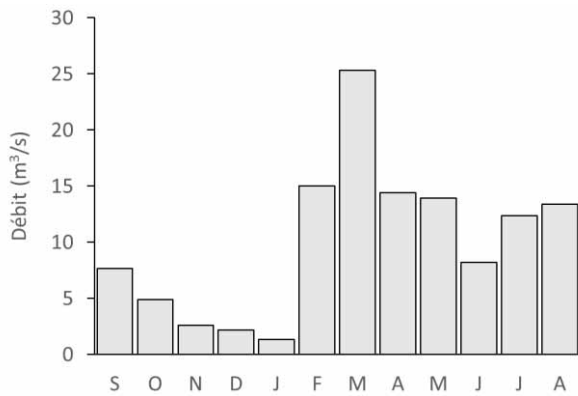


Figure I.7 : Débit moyen mensuel de la Nyando à Ahero (GRDC, 2018)

La rivière Nyando présente à l’exutoire un débit d’environ 22.2 m³/s (Raburu *et al.*, 2012) et un coefficient de ruissellement moyen estimé à 14 %.

Le débit moyen mensuel à Ahero varie entre 1.3 m³/s en janvier et 25.3 m³/s en mars (figure I.7). Pendant la période de basses eaux, de septembre à janvier, le débit décroît progressivement. L’augmentation brutale du débit se produit lors du début de la grande saison des pluies pouvant mener à des inondations importantes. À partir d’avril, le

débit décroît jusqu’en juin (8.2 m³/s) puis l’arrivée de la petite saison des pluies en juillet-août permet de maintenir le débit de la rivière aux alentours de 13 m³/s.

Dans la plaine de Kano, trois types d’aquifères ont été identifiés (DHV Consulting Engineers, 1987a, 1987b, 1988a, 1988b) :

- Aquifère alluvial (sédiments semi-consolidés)
- Aquifère volcanique (porosité primaire majoritairement)
- Aquifère fissuré

Il existe deux aquifères alluviaux dans la plaine de Kano séparés par un aquiclude argileux (Raburu *et al.*, 2012). Les dépôts sédimentaires inférieurs du Pléistocène, composés de sable et graviers, comprennent une nappe captive profonde (50-250 m de profondeur). Son substratum est constitué par les roches volcaniques tertiaires (Raburu *et al.*, 2012). Cette nappe n’affleure pas (DHV Consulting Engineers, 1987a, 1987b, 1988a, 1988b). Sa recharge s’effectue probablement par des transferts verticaux locaux depuis la nappe de surface, par les failles près de l’escarpement de Nandi ou par le lac Victoria (le niveau piézométrique est inférieur au niveau du lac).

Le deuxième aquifère alluvial est un aquifère multicouche formé par les colluvions récentes et comprend une nappe libre de surface de 0 à 30 m de profondeur. Il est formé d’une alternance de banc silteux, sableux et argileux (Khisia *et al.*, 2013). Sa recharge s’effectue par l’infiltration des pluies et par la rivière (Raburu *et al.*, 2012).

1.5. Contexte environnemental actuel

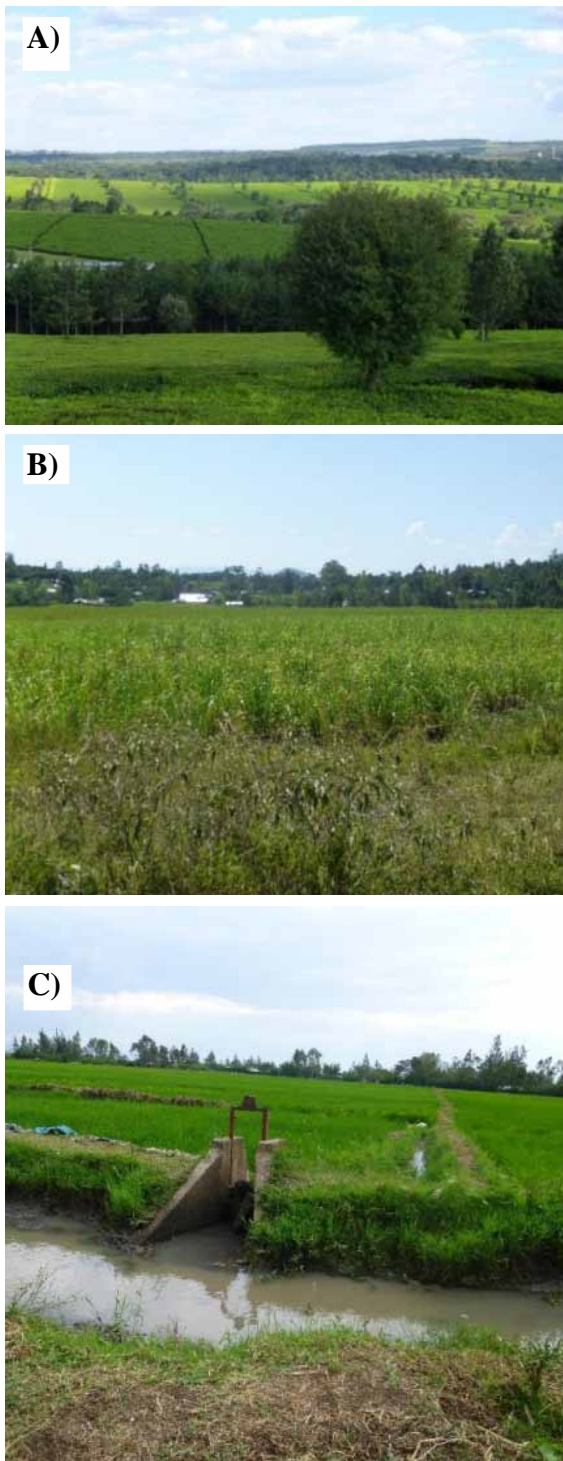


Figure I.8 : Photos illustrant différentes utilisations des terres sur le bassin de la Nyando. A) Théiers en haute altitude, B) Champs de canne à sucre à Koru, C) Riziculture à Nduru

Le bassin de la Nyando présente une distribution altitudinale des utilisations des terres.

En amont du bassin, sur les hauts plateaux, la forêt primaire a en grande partie disparu (Olang *et al.*, 2011) du fait du développement des zones de pâturage et de l'agriculture (par exemple du thé, figure I.8A) ainsi que des plantations d'arbres (eucalyptus essentiellement). Elle est néanmoins encore présente sur les plateaux Nord près de Kapsabeth et sur ceux de Tinderet.

Les grandes cultures de thé s'étendent sur les terrasses des pentes amont du bassin pour des altitudes supérieures à 2000 m. À des altitudes plus faibles, elles sont remplacées par les cultures de café, bananier et de légumineuses qui sont souvent cultivées en agroforesterie et parfois mêlées au maïs dans les vallées de la Mau et de la Tinderet. Dans les zones de pénéplaines des deux vallées et la plaine de Kano, de grandes cultures de maïs et de canne sucre se développent (figure I.8B) avec des zones plus vivrières contenant des cultures de bananiers et de légumineuses.

L'industrie de la canne à sucre est particulièrement développée avec la présence de manufactures près d'Homa Lime et Muhoroni. La présence dans cette même région des carbonatites de Tinderet a lancé l'exploitation minière du calcaire (carrières d'Homa Lime). Les rizières se développent dans la partie aval de la plaine de Kano (figure I.8C) ainsi que des zones de pâturages. Enfin, une végétation marécageuse occupe les zones les plus humides du delta ainsi que la frange côtière du lac.

II. Bassin versant de la Lufilyo (9°S, Tanzanie)

II.1. Généralités et caractéristiques morphologiques

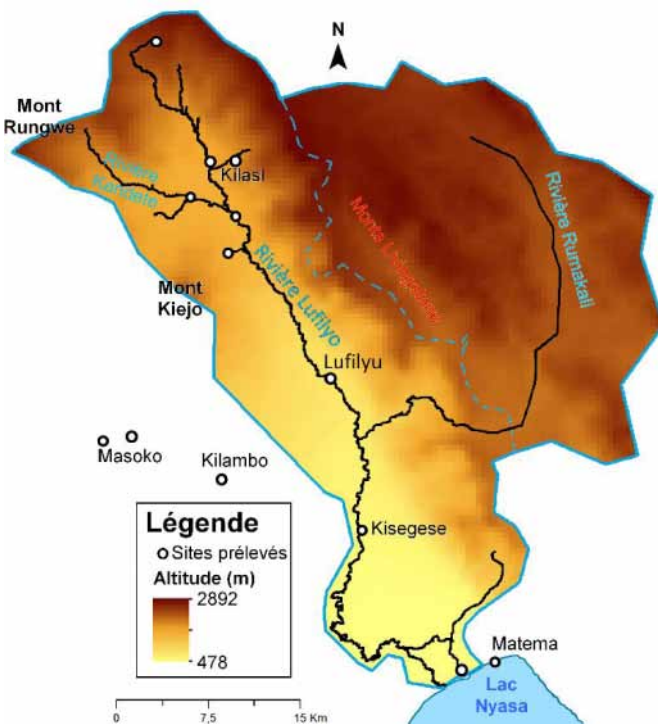


Figure I.9 : Présentation du bassin versant de la Lufilyo : repères géographiques, points d'échantillonnage et carte topographique

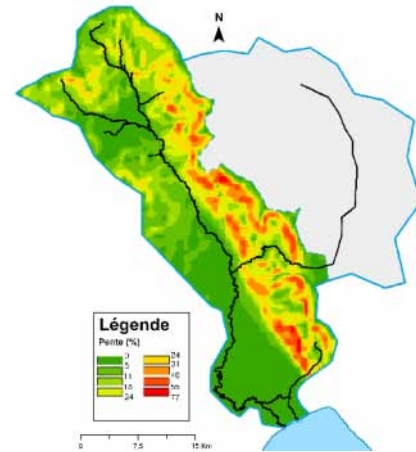


Figure I.10 : Carte des pentes du bassin versant de la Lufilyo

Localisé à l'Ouest de la Tanzanie dans la province volcanique du Rungwe (RVP) et au Nord du lac Nyasa, le bassin versant de la Lufilyo est orienté Nord-Ouest – Sud-Est (figure I.1) et fait partie du bassin de la Karonga. Il est bordé au Nord par le Mont Rungwe, au Sud par le lac Nyasa et à l'Est par les Monts Livingstone. La surface du bassin est de 1751 km² avec un indice de K_G de 1.67.

L'altitude varie entre 478 à 2900 m avec d'importants gradients d'altitude au Nord et à l'Est (figure I.9). La limite Ouest du bassin versant qui marque sa séparation avec le bassin de la Mbaka est moins marquée. Les pentes sont fortes aux voisinages des édifices des volcaniques et des failles, en particulier aux abords de l'escarpement (faille) du Livingstone où elles atteignent jusqu'à 76° (figure I.10). Ce grand escarpement sépare le bassin en deux sous-bassins (limite marquée en pointillées sur la figure I. 9) : le bassin principal de la Lufilyo, qui draine les Monts Rungwe et Kiejo, et le bassin amont de la Rumakali, qui drainent les plateaux des Monts Livingstone. Enfin, les pentes sont faibles dans la zone aval où elles sont inférieures à 5° (figure I.10).

La Lufilyo - autrefois orthographiée Lufirio - alimente le lac Nyasa (ou lac Malawi) via un delta. Dans le bassin principal, la Lufilyo est alimentée par de nombreux affluents (figure I.9) drainant à la fois les Monts Livingstone sur la rive gauche (e.g. la Katungwe à Kilasi) et les Monts volcaniques du Rungwe (e.g. la Kandete) ou du Kiejo (e.g. la Kipetangambako) sur la rive droite. Mais l'affluent majeur reste la rivière Rumakali qui rejoint la Lufilyo en amont de Kisegese après avoir drainé les hauts plateaux à l'Est.

II.2. Contexte géologique

Appartenant à la branche Ouest du Rift Est-Africain, le bassin versant de la Lufilyo repose sur six ensembles géologiques (figure I.11).

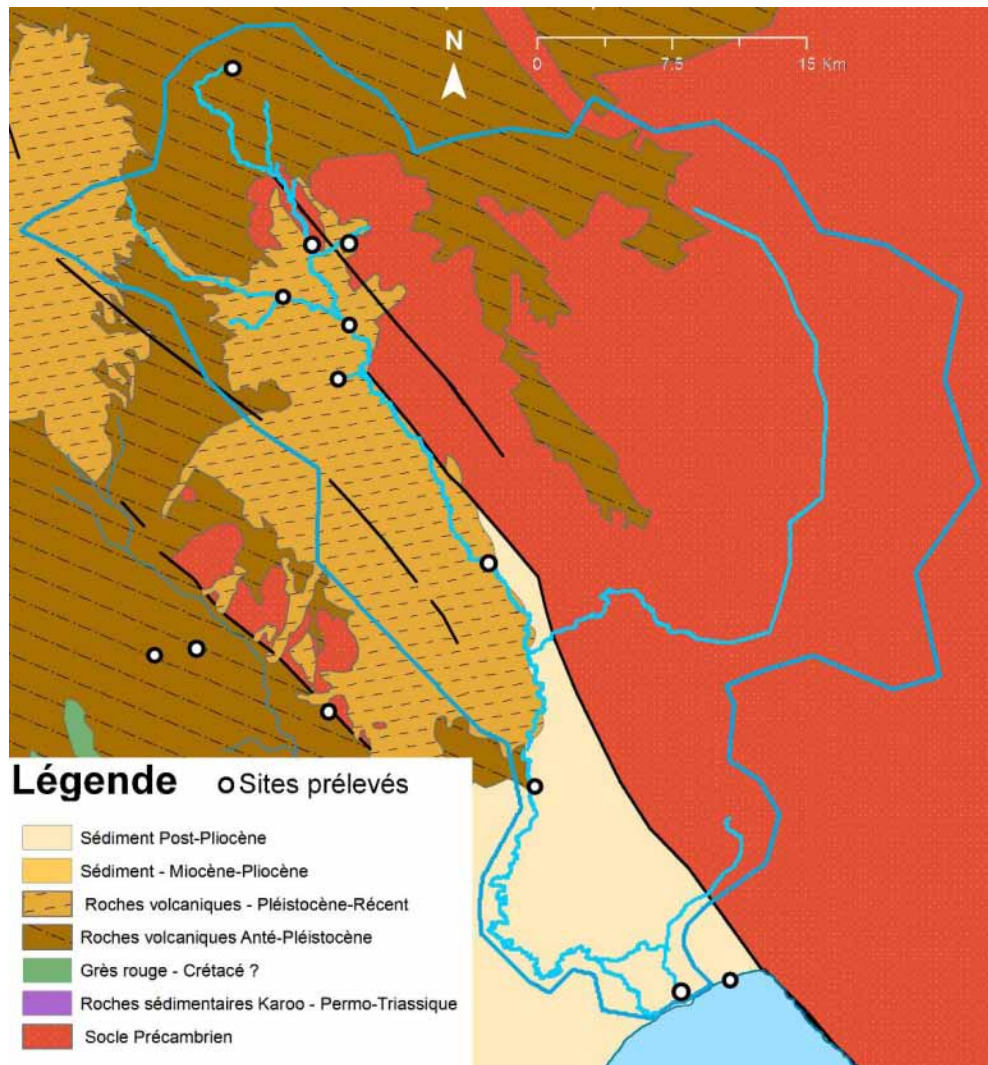


Figure I.11 : Carte géologique simplifiée du bassin versant de la Lufilyo (d'après Choubert and Faure-Muret, 1968; Delalande, 2008; Fontijn et al., 2012; Harkin, 1960)

- Le socle Précambrien a été formé au Protérozoïque inférieur et appartient au complexe plutovolcanique Ubendien. Il est constitué de gneiss et de schistes. Cette formation est observable à l'Est de la faille du Livingstone où elle forme les monts du même nom et est partiellement observable à l'Est de la faille de la Mbaka.
- Les couches sédimentaires Permo-triassique appartiennent au complexe de Karoo formé lors de la séparation de la Pangée au Permien (Wopfner, 2002). Il est composé d'argilites oxydées, de grès, de conglomérats, carbonates et de charbon (Dypvik *et al.*, 1990).
- La série des grès rouges correspond à un ensemble géologique assez mal connu et dont l'âge est encore débattu (Crétacé à Holocène, Roberts *et al.*, 2004). Ce faciès géologique a été défini dans la région par Spence (1954) et Dypvik et al (1990) comme étant une

alternance de grès rouge et d'argilite stratigraphiquement intercalée entre le complexe de Karoo et les dépôts lacustres et volcaniques tertiaires à quaternaires.

- Les systèmes volcaniques tertiaires proviennent de l'activité du Rift Est-Africain. Les dépôts volcaniques sont essentiellement constitués de tufs, basaltes, des trachytes phonolitiques et des phonolites (Ebinger *et al.*, 1989; Fontijn *et al.*, 2012). L'activité tectonique du rift forme une zone relais composée de trois bassins asymétriques pendant le Tertiaire dont le bassin de Karonga (Ebinger *et al.*, 1989). L'activité volcanique a débuté il y a 9 Ma (Delvaux and Aftab Khan, 1998) et s'est déroulée en trois phases : au Miocène supérieur, du Pliocène supérieur au Pléistocène inférieur et du Pléistocène moyen à l'actuel (figure I.11).
- Les sédiments Miocène à Pliocène appartiennent à une série lacustre néogène liée au soulèvement régional suivi d'une phase érosive importante permettant la formation d'une pénéplaine au Miocène (Delvaux, 1991).
- Enfin les dépôts sédimentaires post-Pliocène sont formés de dépôts lacustres et fluviaux entrecroisés (Betzler *et al.*, 2017). Cette succession est liée au mouvement de régression et de transgression du lac Nyasa durant cette période. Les fluctuations de niveau des eaux ont permis la formation de sols et paléosols calcimorphiques et ferrugineux dans les zones de battement.



Figure I.12 : Exemple de lac de maar : le lac Masoko

Actuellement, quatre volcans principaux sont recensés dans la zone : le Rungwe (2961 m) au Nord du bassin de la Lufilyo, le Ngozi (2622 m) plus au Nord, le Kiejo (2175 m) au Sud du Rungwe et le Tukuyu (1300 m) à l'Ouest du bassin de la Karonga, et auxquelles s'ajoutent plus d'une centaine de dômes et de cônes (Fontijn *et al.*, 2012). La région est encore active avec la présence d'émanations de CO₂ dans les zones fracturées anciennes (de Moor *et al.*, 2013; Ebinger *et al.*, 1993). La dernière éruption, au mont Kiejo, a eu lieu aux environs de 1800 (Ebinger *et al.*, 1989;

Fontijn *et al.*, 2012). L'activité phréatomagmatique a permis la formation de nombreux maars, au cours du Pléistocène (comme le lac Masoko il y a environ 45 ka, figure I.12).

II.3. Contexte climatologique

Le bassin de la Karonga, comprenant la Lufilyo, est situé en climat tropical humide (Köppen, 1936; Peel *et al.*, 2007) et possède une saisonnalité des pluies très marquée. Il présente une anomalie positive de précipitation par rapport à la moyenne régionale et présente une distribution saisonnière atypique avec des pluies persistantes en avril-mai (Basalirwa *et al.*, 1999; Bergonzini, 1998; Jackson, 1971).

La variabilité spatiale des moyennes annuelles de précipitations et de températures est présentée sur les figures I.13A et I.14A (Hijmans *et al.*, 2005, 2017). La saisonnalité de ces

paramètres au cours d'une année hydrologique, fixée de septembre à août, est représentée sur les figures I.13B et I.14B pour trois stations : Masoko (MS, 916 m.a.s.l), Kilasi (KL, 1717 m.a.s.l) et Kisegese (KG, 522 m.a.s.l).

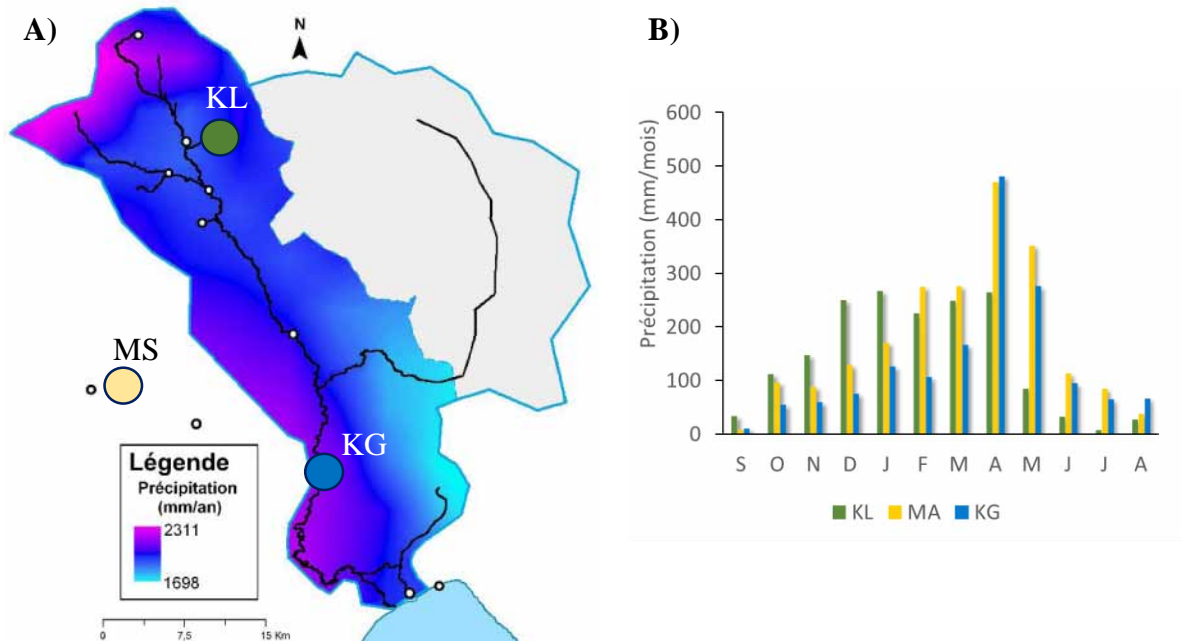


Figure I.13 : Précipitations sur le bassin versant de la Lufilyo : A) Variabilité spatiale des précipitations moyennes annuelles (Hijmans et al., 2005, 2017) et B) Variabilité saisonnière des pluies à Masoko (MS), à Kilasi (KL) et à Kisegese (KG)

La pluviométrie moyenne annuelle varie de 1698 à 2311 mm et présente une distribution spatiale fortement influencée par les hauts reliefs (figure I.13A). Les maxima de précipitations sont localisés sur le bord Ouest du bassin de la Lufilyo et sur les pentes du mont Rungwe.

La distribution monomodale des pluies met en évidence deux saisons (figure I.13B) : une saison de forte précipitation (<100 mm) de décembre à juin et une saison de faible précipitation (>100 mm) entre juillet et novembre. La saison sèche *sensu stricto* a lieu entre août et septembre. De janvier à mars, les vapeurs proviennent de l'Océan Indien Nord apportées par le "Kaskazi" (vents de mousson provenant du Nord-Est) alors qu'entre avril et septembre, elles viennent de l'Océan Austral et sont transportées par le "Kusi", un vent venant du Sud (Nivet *et al.*, 2018). Enfin, la source des vapeurs d'octobre à décembre est située dans l'Océan Indien Sud (région des Mascariènes). Les vapeurs seront apportées au bassin depuis l'Est par l'East African Low Level Jet Stream.

Le gradient de températures de l'air suit fortement le gradient altitudinal (figure I.14A) avec de faibles températures en haute altitude (Mont Rungwe au Nord et Monts Livingstone à l'Est) et de fortes températures en basse altitude (aval du bassin). Les températures annuelles moyennes vont de 12 à 24 °C.

Les trois stations présentent le même comportement saisonnier pour les températures avec un maximum en octobre-novembre et un minimum en juillet (figure I.14A). La variabilité mensuelle des températures est légèrement plus tamponnée à Kilasi avec 5°C d'écart entre les deux extrêmes et une homogénéisation des températures d'octobre à mars. Enfin, les trois stations montrent aussi un gradient altitudinal de température décroissant.

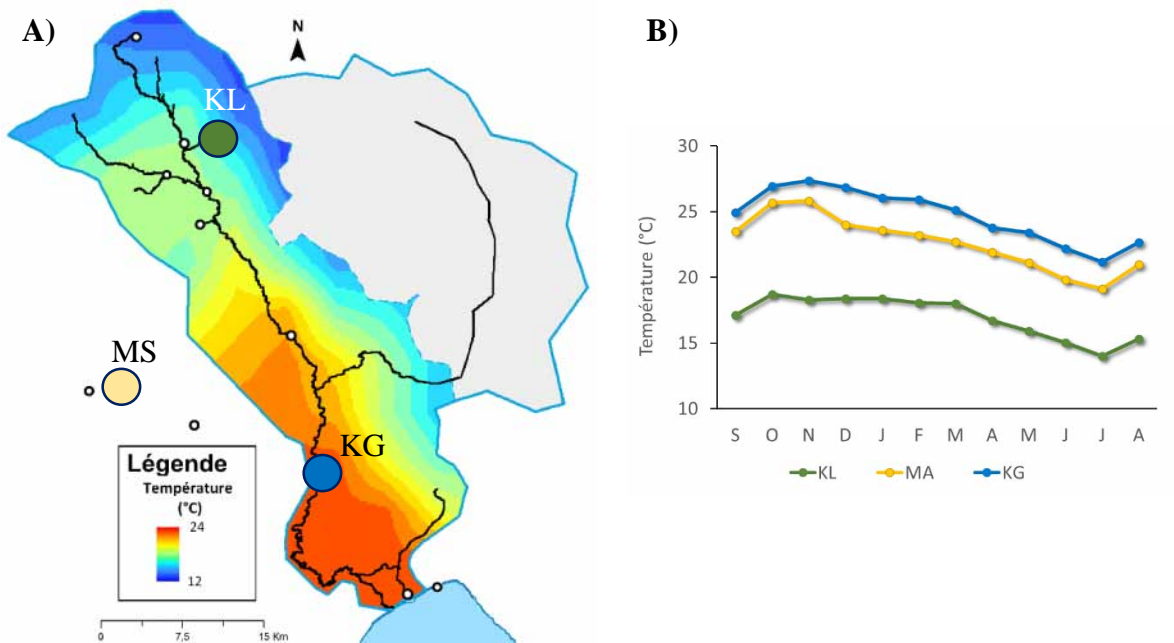


Figure I.14 : Température de l'air sur le bassin versant de la Lufilyo : A) Variabilité spatiale des températures moyennes annuelles et B) Variabilité saisonnière des températures à Masoko (MS), à Kilasi (KL) et à Kisege (KG)

II.4. Contexte hydrologique et hydrogéologique

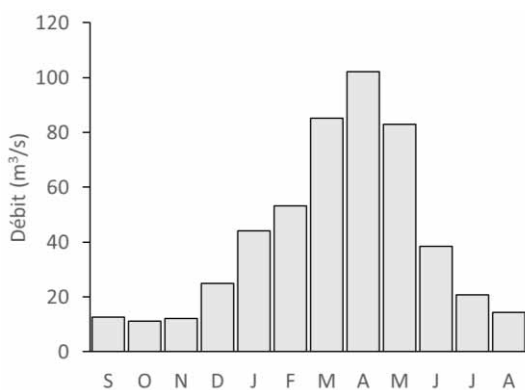


Figure I.15 : Débit moyen mensuel de la Lufilyo à Kisege (Bergonzini, 1998)

La Lufilyo présente un débit estimé de 52 m³/s à l'exutoire, à partir d'un débit mesuré à Kisege à 42.4 m³/s (Bergonzini, 1998), et un coefficient de ruissellement moyen estimé à 57 %.

Le débit moyen mensuel varie entre 11.2 m³/s en octobre et 102.3 m³/s en avril (figure I.15). La période de basses eaux se situe entre juillet et décembre avec des débits inférieurs à 15 m³/s. L'augmentation du débit est progressive jusqu'en avril et est corrélée avec l'arrivée des pluies de la saison humide. Ensuite le débit décroît de nouveau graduellement jusqu'en octobre.



Figure I.16 : Source hydrothermale de Kilambo Kajala dans le bassin de la Lufilyo

Peu de puits sont présents dans le bassin versant rendant difficiles l'étude des flux souterrains (Bergonzini *et al.*, 2001; Lake Nyasa Basin Water Board (LNBWB), 2014; Yihdego and Paffard, 2016). Néanmoins, trois types d'aquifères potentiels existent :

- Les aquifères fissurés liés aux fractures du socle Précambrien et aux failles
- Les aquifères volcaniques avec des alternances de tufs et de basaltes
- Les aquifères sédimentaires dans les sédiments semi-consolidés du tertiaire

L'hydrothermalisme est particulièrement intense dans la région le long des failles actives (Ebinger *et al.*, 1993) formant ainsi de multiples sources gazeuses froides ou chaudes comme à Kilambo Kajala. Ces dernières favorisent la formation de tufs calcaires et de travertins (figure I.16).

II.5. Contexte environnemental actuel

La végétation du bassin versant de la Lufilyo est en grande partie arborée mais la déforestation importante, dont elle est l'objet en raison de la pression démographique et de la nécessité d'accroître les zones cultivables, réduit graduellement la surface arborée.

La végétation est compartimentée en fonction de l'altitude. La forêt afromontagnarde « primaire » est observée au dessus de 1600m et les pelouses arbustives à Ericacées de l'étage montagnard se développent au dessus de 2500m (figure I.17A). Ces étages sont toutefois fortement affectés soit par la culture du thé, soit par l'agroforesterie et les plantations de conifères exotiques et invasifs tels que *Pinus patula* (figure I.17B). La forêt sèche zambézienne décidue de type Miombo se développe sous 1600 m (figure I.17B et C) et occupe les zones préservées de l'agriculture (Vincens *et al.*, 2003). Les bords de la Lufilyo et de ses affluents sont occupés par une forêt mixte semi-décidue à Ulmaceae et Malvaceae. La végétation endogène est toutefois fortement affectée par l'agriculture et les plantations d'espèces commerciales souvent exotiques (manguier, avocat, oranger, teck) et parfois invasives (goyavier) (figure I.17D). Les forêts de bambou sont observables dans tous les étages forestiers.

L'ensemble du bassin de la Lufilyo est occupé par la petite agriculture familiale (habitat dispersé). Les cultures sont principalement agroforestières et vivrières (à l'exception du café, du thé et de la pomme de terre en altitude, et du Cacao sous 1200 m) : banane, légumineuses, pomme de terre, maïs (figure I.17E). La culture du maïs est particulièrement développée aussi bien en amont (Kilasi) qu'en aval (Matema) (figure I.17E et F). Le riz pluvial et irrigué domine en aval, dans la plaine alluviale et inondable du bassin. La culture sur brûlis est courante sur l'ensemble du bassin. Les berges aval de la Lufilyo (zone du delta, à proximité du lac

Nyasa/Malawi) sont aujourd'hui occupées par la jacinthe d'eau, invasive. Cette dernière illustre l'augmentation du deversement des eaux usées domestiques et de l'utilisation d'engrais azotés pour l'agriculture (figure I.17F).

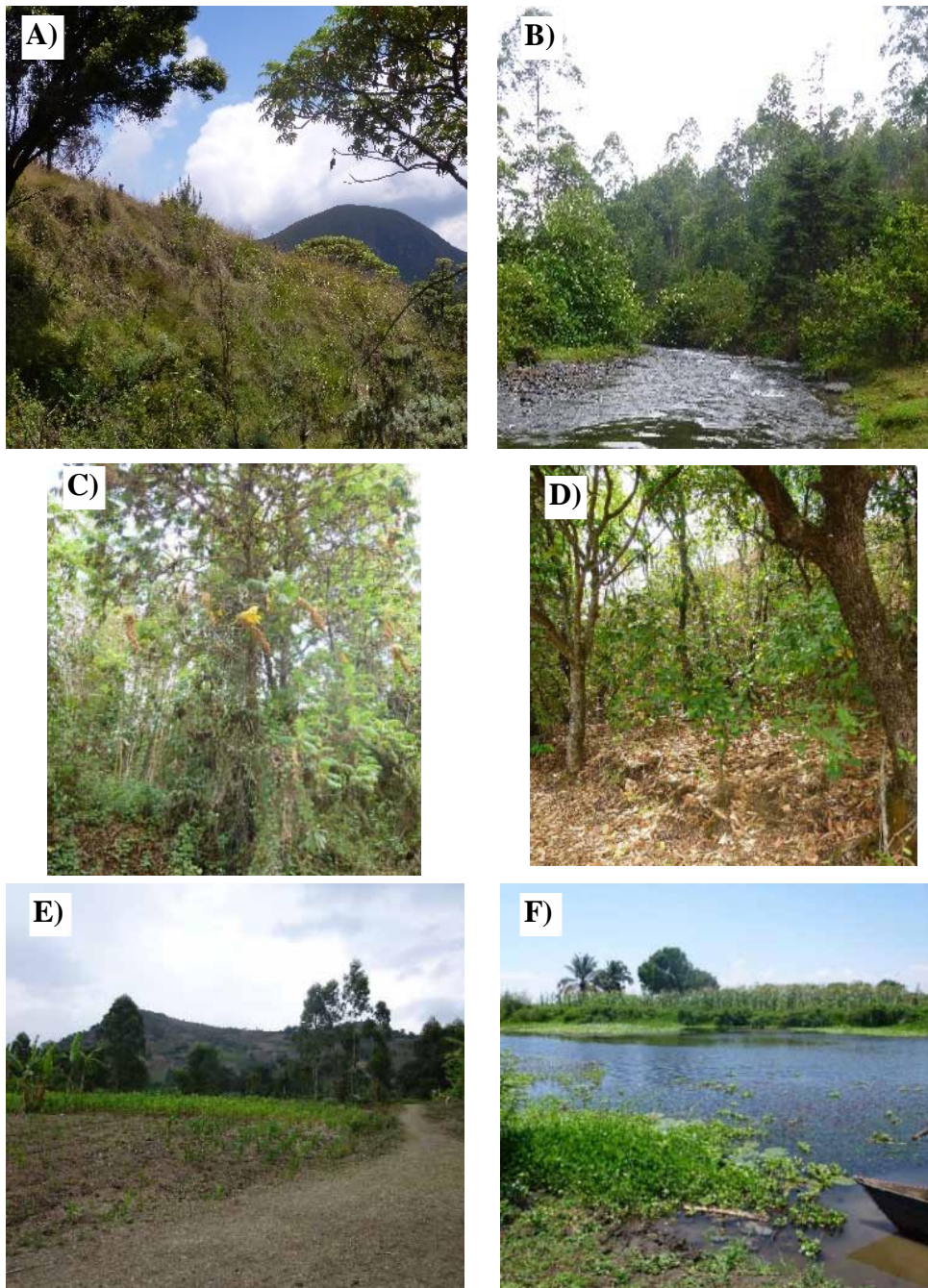


Figure I.17 : Photos illustrant différentes utilisations des terres sur le bassin de la Lufilyo. A) Prairie d'Ericacées en haute altitude, B) Forêts de haute altitude à Kilasi et C) près de Kikundo, D) Forêt mixte à Masoko, E) Agroforesterie à bananiers et maïs à Kilasi, F) Culture de maïs et développement de jacinthe d'eau sur la rivière à Matema

III. Bassin versant de la Tukela (29°S, Afrique du Sud)

III.1. Généralités et caractéristiques morphologiques

Le bassin versant de la Tukela – autrement nommée Thukela ou Tugela – est situé à l’Est de l’Afrique du Sud, dans la région du Kwazulu-Natal (figure I.1). Il est orienté Ouest-Est et bordé à l’Ouest par le plateau du Lesotho et à l’Est par l’océan Indien (figure I.18). Il s’agit du plus grand des trois bassins versants étudiés avec une surface de 29 000 km² et un indice de Gravelius K_G de 2.43.

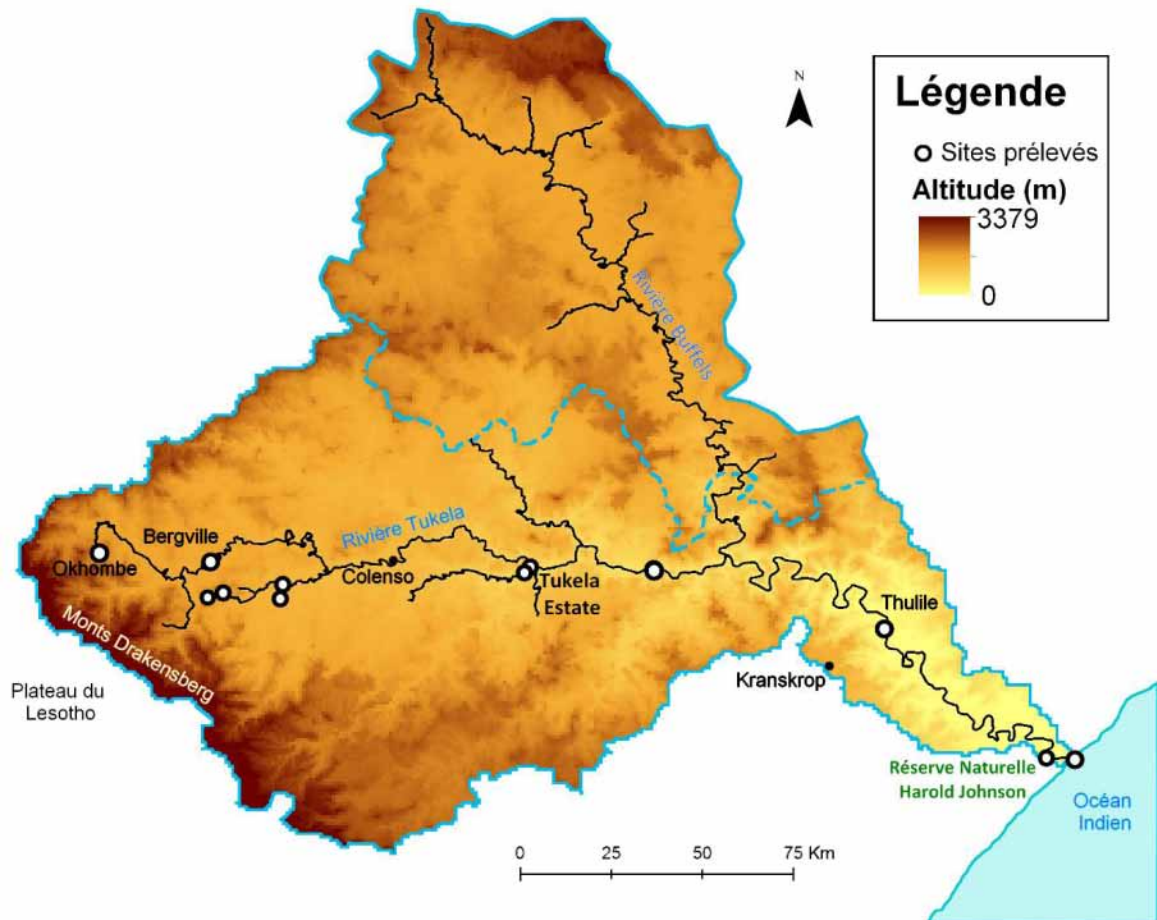


Figure I.18 : Présentation du bassin versant de la Tukela : repères géographiques, points d'échantillonnage et carte topographique

L'altitude varie entre 0 et 3379 m avec des maxima situés au niveau des hauts plateaux du Lesotho (figure I.18). De forts gradients altitudinaux sont observés aussi bien aux limites de ces plateaux qu'en aval du bassin avec des pentes pouvant aller jusqu'à 70°. À l'inverse, au milieu du bassin, de grandes pénélaines sont présentes avec des pentes inférieures à 15° (figure I.19).

Contrairement à la Lufilyo et la Nyando dont l'exutoire est deltaïque, la Tukela a un exutoire estuarien donnant sur l'Océan Indien. Cet estuaire est dominé par les vagues d'où la présence de bancs sableux importants qui dévient la trajectoire de la rivière vers le Nord et en réduit sa largeur (Olivier, 1998). Notre étude porte essentiellement sur le bras principal de la Tukela (figure I.18).

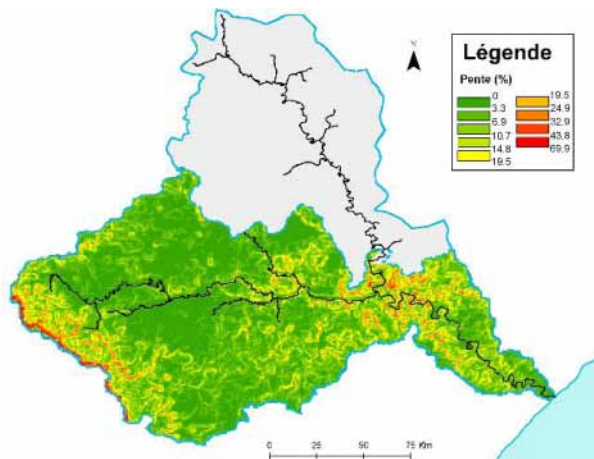


Figure I.19 : Carte des pentes du bassin versant de la Tukela

Le sous-bassin de la rivière Buffels (zone grisée de la figure I.19) a une surface d'environ 10 000 km² ce qui représente un tiers de la surface totale du bassin. Son débit de 15.3 m³/s provenant de cette rivière est faible comparativement à la Tukela qui a un débit à l'exutoire de 146.0 m³/s (Milliman and Farnsworth, 2013; *The Global Runoff Data Center (GRDC)*, 2018). De plus, lors de la sécheresse d'Octobre 2016, plusieurs bras de cette rivière ont été asséchés montrant des déconnexions plus ou moins importantes du réseau hydrologique dans

cette région. Ce sous-bassin ne sera donc pas détaillé dans le cadre de cette étude.

De nombreux barrages essentiellement localisés dans la partie amont (par exemple entre Okhombe et Bergville ou entre Bergville et Colenso) ou sur les affluents majeurs forment de grands réservoirs d'eau artificiels qui régulent les apports en eaux.

III.2. Contexte géologique

Le bassin versant de la Tukela repose sur un socle Précambrien composé de deux ensembles géologiques (figure I.20).

- Le craton du Kaapvaal est la partie la plus ancienne du socle et date de l'Archéen (Jacobs and Thomas, 1994). Il est observable à l'aval du bassin au Nord-Est où il a été remonté à la surface via la faille de Tugela et est composé de granites et de gneiss.
- Le faciès métamorphique du Natal date du protérozoïque et est constitué de schistes verts, amphibolites et des gneiss intrudés de plagiogranites. Il provient de la subduction puis la collision de la marge sud du craton du Kaapvaal avec l'actuelle province métamorphique du Natal lors de l'orogénèse hercynienne (Jacobs and Thomas, 1994).

En plus du socle, deux autres grands faciès recouvrent le bassin (figure I.20) : celui des grès du Natal et celui du super-groupe de Karoo :

- Le faciès des grès du Natal s'est déposé du Cambrien à l'Ordovicien. Cette série sédimentaire a été formée durant cette période par les dépôts des rivières drainant les hautes terres au Nord-Est. Depuis, de nombreuses fractures dans les roches ont été remplies par de la calcite. Les structures plissées sont particulièrement visibles près de Thulile. Elle est composée de conglomérats, de siltites, de pélites et de grès (Demlie and Titus, 2015; Marshall, 2002)
- Le super-groupe de Karoo recouvre en discordance les formations paléozoïques et Précambriennes. Ces séries stratigraphiques appartiennent au bassin de Karoo, un bassin d'avant-pays, formé au Mésozoïque. Elles sont composées de cinq groupes (dont seulement quatre sont présents à l'affleurement sur le bassin de la Tukela) avec du plus

ancien au plus récent : Dwyka (non affleurant), Ecca, Beaufort, Stormberg et Drakensberg.

- Le groupe d'Ecce date du Permien supérieur et est en partie lié aux déplacements d'un ancien delta. Il est composé de grès, de schistes, de rhythmites, d'argilites fortement bioturbées et localement de charbons (Woodford and Chevallier, 2002). Il contient aussi des nodules calcaires et des cherts associés à une alternance de bancs calcaires et schisteux dans sa partie inférieure (Ryan and Whitfield, 1979). Il recouvre la majorité du bassin après Calenso.
- Le groupe de Beaufort date du Permien inférieur au Trias Supérieur. Il est composé lui aussi de grès et d'argilites grises à rouges ainsi que de conglomérats mais les dépôts deviennent majoritairement d'origine fluviale avec le retrait de la mer de Karoo (Woodford, and Chevallier, 2002).
- Le groupe de Stormberg se forme du Trias moyen au Jurassique supérieur lors de la remontée de Gondwana vers l'équateur, le climat devenant plus chaud. Il est composé essentiellement d'une alternance de grès et d'argilites grises fossilifères contenant localement du charbon (Woodford, and Chevallier, 2002).
- Enfin, le groupe du Drakensberg se différencie complètement des précédentes strates sédimentaires. En effet, au Jurassique, la fracture du Gondwana a entraîné une forte activité volcanique et tectonique extensive formant des basaltes et des dykes de dolérites (Woodford and Chevallier, 2002).

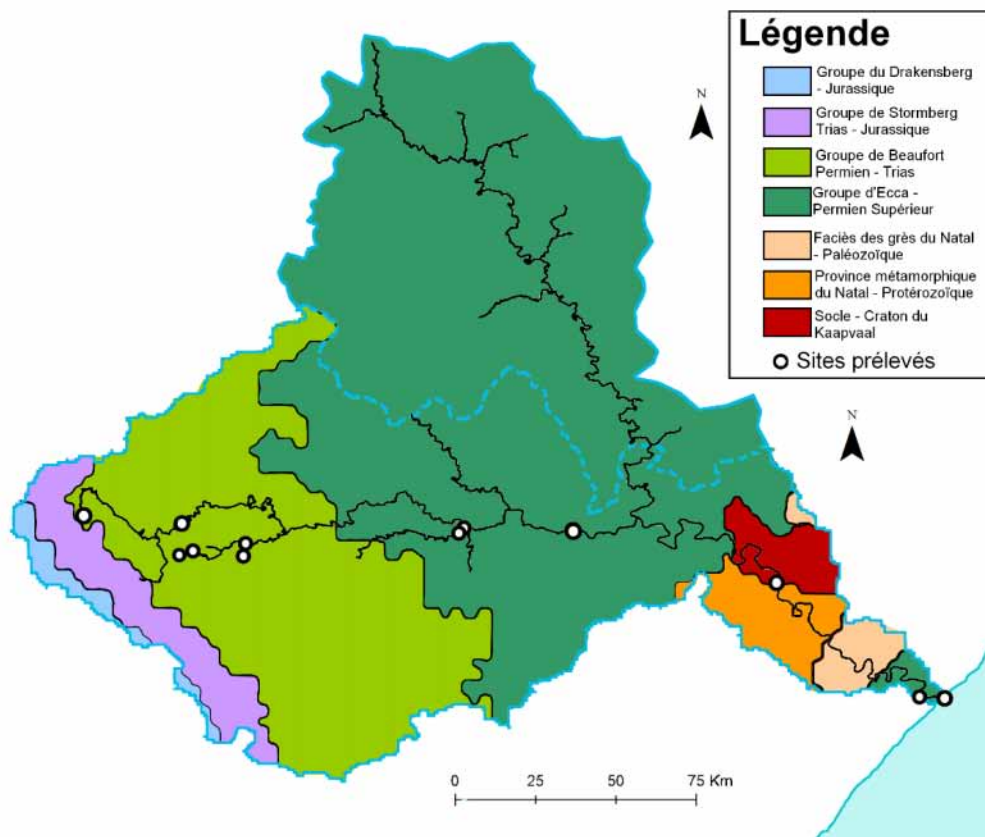


Figure I.20 : Carte géologique simplifiée du bassin versant de la Tukela (modifiée d'après Vorster and Council for Geoscience, 2003)

III.3. Contexte climatologique

Le bassin versant de la Tukela est soumis à trois climats différents (Peel *et al.*, 2007). L'amont est soumis à un climat océanique au niveau des monts du Drakensberg (Cwb). Son climat devient subtropical humide chaud avec des hivers secs à partir de Bergville (Cwa) et la mise en place de conditions semi-arides aux alentours de Tukela Estate. Le climat devient subtropical humide chaud sans saison sèche (Cfa) en amont de la réserve naturelle Harold. Le bassin de la Tukela se situe à la limite de l'influence de la zone de convergence intertropicale (Mason and Jury, 1997; Reason *et al.*, 2006). Les pluies proviennent de deux sources différentes : l'Océan Indien Sud pendant les périodes humides et l'Océan Austral et l'Océan Atlantique Sud pendant les périodes sèches (D'Abreton and Tyson, 1995, 1996; Reason, 2002; Tyson, 1981).

Les figures I.21A et I.22A montrent la variabilité spatiale des moyennes annuelles de précipitations et de températures (Hijmans *et al.*, 2005, 2017). Leur variabilité saisonnière au cours d'une année hydrologique allant de septembre à août est représentée sur les figures I.21B et I.22B pour quatre stations : Okhombe (OK, 1294 m.a.s.l), Winterton (WT, 1220 m.a.s.l), Tukela Ferry (TF, 531 m.a.s.l) et Tukela Mouth (TM, 5 m.a.s.l) (The World Data Group, 2018).

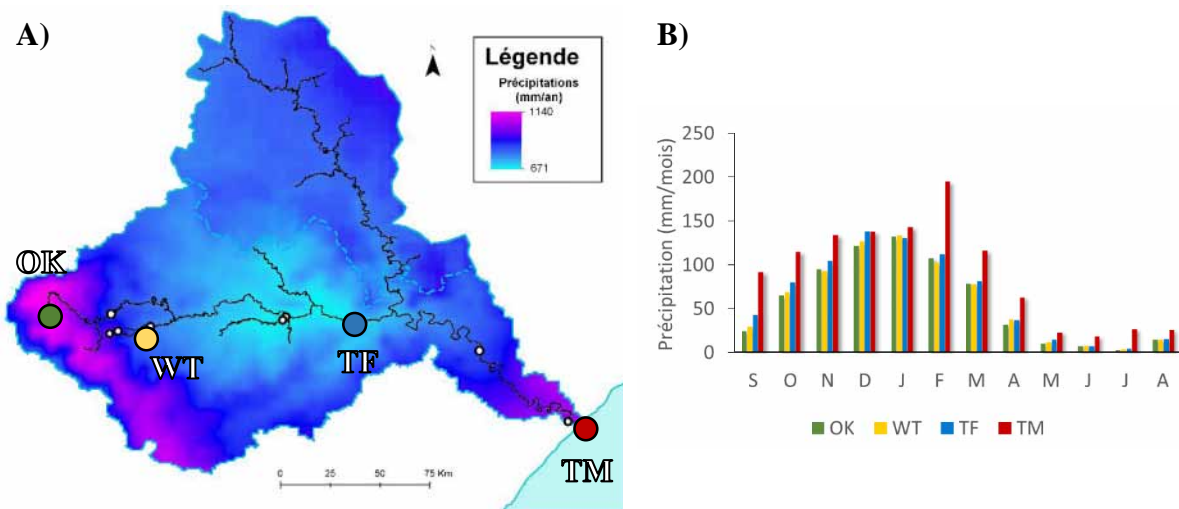


Figure I.21 : Précipitations sur le bassin versant de la Tukela : A) Variabilité spatiale des précipitations moyennes annuelles (Hijmans et al., 2005, 2017) et B) Variabilité saisonnière des pluies à Okhombe (OK), Winterton (WT), Tukela Ferry (TF) et Tukela Mouth (TM) (données issues de The World Data Group, 2018)

La pluviométrie moyenne annuelle varie de 671 à 1140 mm et présente une distribution essentiellement altitudinale (figure I.21A) avec des précipitations maximales sur les monts Drakensberg puis une diminution rapide jusqu'à la pénélaine centrale où le climat est plus sec. Du fait des entrées maritimes et de la forme resserrée de la vallée entre Tukela Ferry (TF) et Tukela Mouth (TM), la quantité d'eau précipitée augmente de nouveau jusqu'à l'exutoire.

La variabilité saisonnière des pluies est monomodale avec une saison des pluies d'été d'octobre à mars et d'une saison sèche d'avril à septembre. A Tukela Mouth, le maximum annuel des pluies est décalé de deux mois. Le minimum de précipitation est obtenu à Okhombe

avec en moyenne 3.4 mm/mois en juillet et le maximum à Tukela Mouth en février avec une précipitation moyenne mensuelle de 194 mm (figure I.21B).

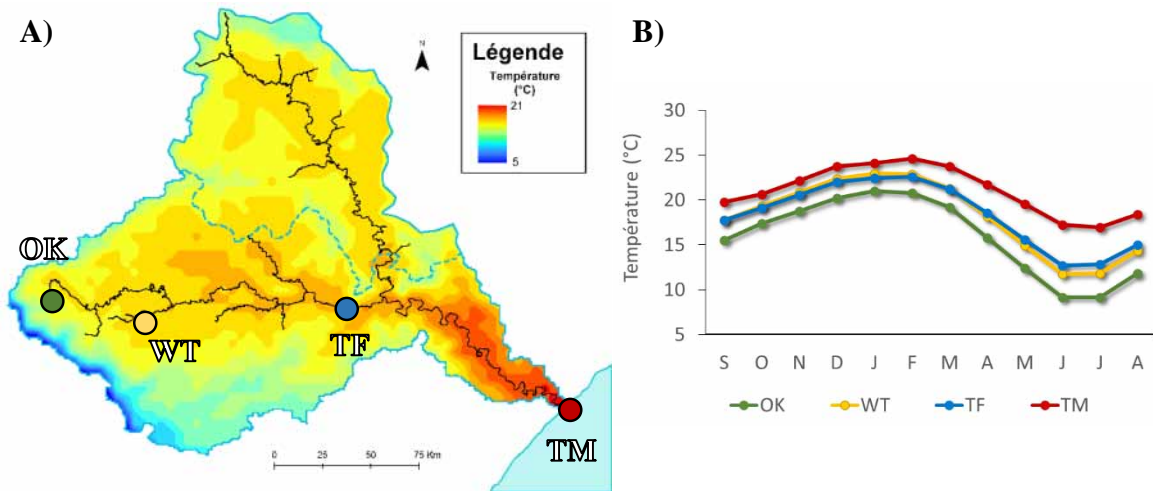


Figure I.22 : Température de l'air sur le bassin versant de la Tukela : A) Variabilité spatiale des températures moyennes annuelles et B) Variabilité saisonnière des températures à Okhombe (OK), Winterton (WT), Tukela Ferry (TF) et Tukela Mouth (TM) (données issues de The World Data Group, 2018)

Les températures moyennes annuelles présentent un gradient altitudinal avec des températures comprises entre 5°C en amont (Monts Drakensberg) à 21°C en aval près de l'exutoire (figure I.22A).

Enfin, la saisonnalité des températures est nettement plus marquée que sur les deux autres bassins avec un écart d'environ 10 °C entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid (figure I.22B). Cette saisonnalité est plus accentuée en amont qu'en aval : cette différenciation se fait sur la saison froide qui est plus prononcée à Okhombe qu'à Tukela Mouth. Les profils de température montrent que la saison chaude de novembre à mars est concomitante à la saison des pluies.

III.4. Contexte hydrologique et hydrogéologique

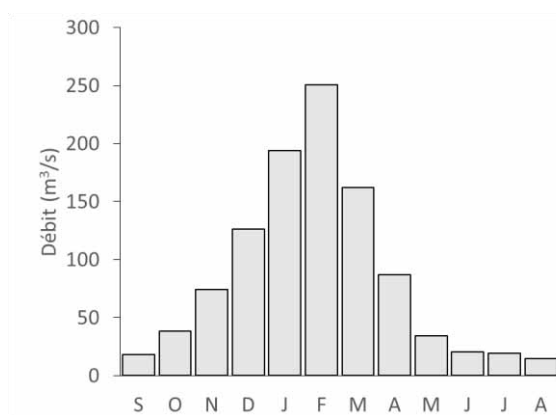


Figure I.23 : Débit moyen mensuel de la Nyando à Tukela Mouth (GRDC, 2018)

La rivière Tukela a un débit de 146 m³/s à l'exutoire (Milliman and Farnsworth, 2013) avec un coefficient de ruissellement moyen estimé à 20 %.

Le débit moyen mensuel varie entre 14.6 m³/s en août et 250.5 m³/s en février (figure I.23). La période de basses eaux s'étend de mai à octobre. Pendant cette période, le débit reste relativement constant entre 15 et 40 m³/s. L'augmentation graduelle du débit s'effectue jusqu'en février en réponse à l'augmentation des

pluies avec un léger décalage temporel. Enfin, le débit diminue de nouveau graduellement lorsque que les précipitations diminuent.



Figure I.24 : Photos illustrant l'accès aux eaux souterraines à Potshini. A) Source provenant de l'aquifère multicouche du Beaufort et B) Pompe à main prélevant dans la nappe de l'Ecça

Le système aquifère du bassin versant de la Tukela, encore en cours d'étude, est composé de six unités aquifères.

- Le système du Drakensberg contient un aquifère fissuré alimenté par les pluies sur le plateau du Lesotho.

- Les formations de Stormberg possèdent les caractéristiques hydrogéologiques d'un système aquifère encore peu étudié (Woodford and Chevallier, 2002). Les apports possibles liés à cet aquifère sont donc très mal connus.

- Un système d'aquifères lenticulaires et multicouches peu perméables et très locaux est présent dans les formations géologiques du Beaufort (Woodford and Chevallier, 2002) et alimente quelques sources plus ou moins pérennes comme à Potshini (figure I.24A).

- L'aquifère le plus étendu est l'aquifère intergranulaire et de fractures formé dans les grès deltaïques de l'Ecça. Cet aquifère captif est exploité dans la zone amont du bassin versant (figure I.24B).

- Le Natal Groundwater System (NGS), localisé dans les grès paléozoïque du Natal, est semi-captif à captif. Sa recharge s'effectue essentiellement dans la région sud et dans la région côtière du bassin (Demlie and Titus, 2015).

- En aval, un aquifère alluvial intergranulaire est présent dans les amphibolites, gneiss et schiste de la province métamorphique du Natal.

Malgré un grand nombre de nappes, en particulier en amont, les eaux souterraines semblent avoir peu d'influence sur la rivière (Pienaar *et al.*, 2010).

III.5. Contexte environnemental actuel

La toposéquence environnementale du bassin de la Tukela est très diversifiée car soumise à trois climats différents et fortement influencée par la géologie.

En amont, près des monts Drakensberg, la végétation est dominée par des prairies de hautes altitudes nommées veld (figure I.25A, B et C) et utilisées en partie pour le pâturage (figure I.25D). Les cultures sont essentiellement vivrières mais le surpâturage local dégrade fortement les sols. En effet, le passage régulier des bovins sur les pentes accentue l'érosion des sols et

entraîne le développement de tranchées (figure I.25E). Des tentatives de réhabilitations de ces tranchées sont en cours comme à Okhombe (figure I.25F).

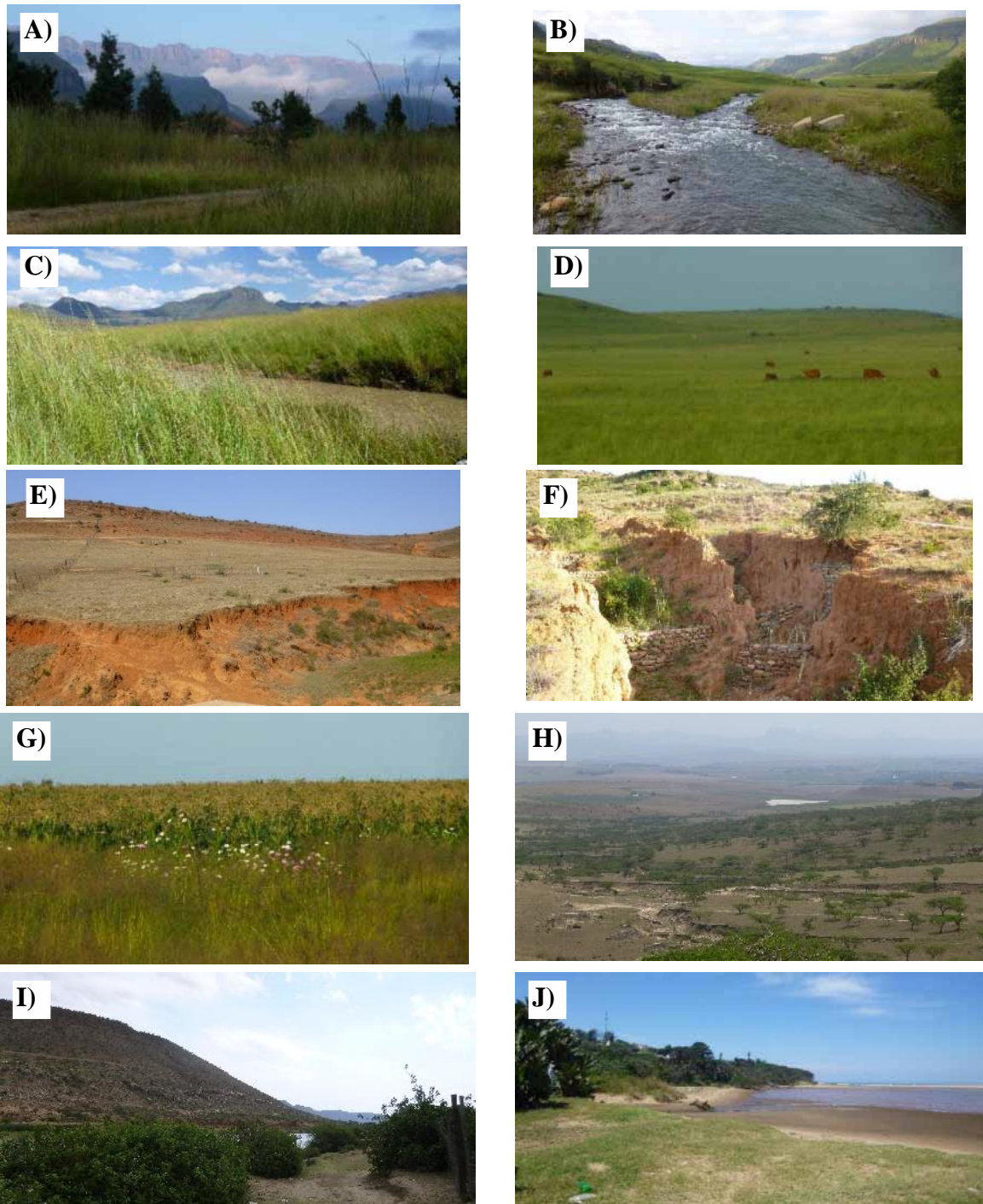


Figure I.25 : Photos illustrant différentes utilisations des terres sur le bassin de la Tukela. A) Environnement aux pieds des Monts du Drakensberg B) et dans la vallée située en aval, C) Veld près d'Okombe, D) Pâturage dans les prairies sur la route de Johannesburg, E) Zone de pâturage dégradée à Potshini, F) Tranchée testée pour la réhabilitation à Potshini, G) Cultures de maïs près de Potshini, H) Savane à acacia vue depuis Okhombe, I) Bush à Tukela Ferry et J) Zone côtière à Tukela Mouth

Dans les pénéplaines, l'agriculture intensive remplace les cultures vivrières. Cette agriculture se compose essentiellement de larges plantations de maïs (figure I.25G) ou de canne à sucre, assez souvent en forme circulaire. De plus avec la mise en place d'un climat plus sec (transition d'un climat subtropical humide à semi-aride), la prairie naturelle se disperse avec la mise en place d'une savane à acacia entre Bergville et Colenso (figure I.25H).

Après Colenso, sur les formations de l'Ecce, la brousse de Karoo se développe avec des conditions plus arides en particulier sur les pentes et dans la vallée de la Tukela (figure I.25I). Près des côtes (figure I.25J), la végétation se densifie avec l'apparition de forêt côtière et la formation de zones marécageuses notamment près de la réserve naturelle Harold.

Sur les plateaux bordant la vallée, les plantations d'eucalyptus présentes près de Kranskrop sont remplacées par de grandes exploitations agricoles de maïs et de canne à sucre.

IV. Comparaison des caractéristiques morphologiques, hydro-climatiques et environnementales des trois bassins

Du fait de sa taille bien plus importante, le bassin versant de la Tukela présente la plus grande variabilité climatique et altitudinale (table I.1). Mais il a néanmoins la plus faible variabilité spatiale des pluies avec un Δ MAP de 469 mm/an comparé à 613 et 677 mm/an respectivement pour le bassin de la Lufilyo et de la Nyando. La distribution latitudinale des modes pluviométriques entre les bassins (bimodale à monomodale) est liée au mouvement de la zone de convergence intertropicale et induit un décalage des périodes de hautes-eaux dans le temps.

Malgré sa petite taille, le bassin de la Lufilyo a une pluie moyenne supérieure (2000 mm/an) à ceux de la Nyando (1450 mm/an) et de la Tukela (810 mm/an) et présente un coefficient de ruissellement nettement supérieur (près de la moitié des pluies). Ainsi, les pertes en eaux, estimées comme étant la quantité d'eau non ruisselée et essentiellement liées à l'évapotranspiration, sont plus faibles sur ce bassin avec 53 % de pertes contre plus de 80 % pour les deux autres bassins. Néanmoins, du fait des différences de pluies moyennes sur le bassin, la Tukela a la quantité d'eau « perdue » (MAP-MAR) la plus faible.

Enfin, d'un point de vue de l'anthropisation, le bassin de la Tukela est plus marqué. Plusieurs villes et de nombreuses grandes exploitations agricoles et pastorales sont présentes sur une grande majorité du bassin à l'exception de la région du Drakensberg en partie protégée et où des villages plus épars associées à du pâturage et de l'agriculture vivrière sont présents. La partie amont du bassin de la Nyando est moins urbanisée avec la présence de petits villages épars le long de la rivière et d'une agriculture le plus souvent vivrière. La plaine de Kano, en aval, est beaucoup plus développée avec la présence de villes plus importantes et de plusieurs manufactures associés aux grandes exploitations de canne à sucre et de maïs. Il est à noter toutefois que sur les hauts plateaux qui bordent le bassin, plusieurs grandes villes existent. La Lufilyo est le bassin versant le moins anthropisée avec, en dehors de Matema à l'exutoire, la présence de villages associés essentiellement à de l'agroforesterie.

	Nyando (0°S)	Lufilyo (9°S)	Tukela (29°S)
Paramètre morphologique			
Surface (km ²)	3482	1751	29000
Indice de Gravelius	1.65	1.67	2.43
Altitude (m)	1123-2912	478-2900	0-3379
Variabilité spatiale climatique			
Climat	Tropical humide, semi-aride (plaine de Kano)	Tropical humide	Océanique, subtropical humide chaud, semi-aride (Tukela Estate)
Distribution des pluies	Bimodale	Monomodale avec pluies persistantes	Monomodale
Pluie (mm/an)	1135-1812	1698-2311	671-1140
Température (°C)	12-23	12-24	5-21
Contexte hydrologique			
Exutoire	Lac Victoria	Lac Nyasa	Océan Indien
Période de basses-eaux	Septembre-Janvier	Juillet-Décembre	Mai-Octobre
Période de hautes-eaux	Février-Août	Janvier-Juin	Novembre-Avril
Bilan hydrique simplifié sur le bassin			
MAP (mm/an)	1450	2000	810
MAR (mm/an)	201	939	159
MAP-MAR (mm/an)	1249	1061	651
Coefficient de ruissellement (%)	14	47	20
Perte en eaux (%)	86	53	80
Contexte environnemental actuel			
Forêt primaire (*)	+	++	.
Forêt de manguiers (*)	.	++	.
Plantation d'Eucalyptus (*)	+	.	++
Prairie naturelle (*)	.	++	+++
Pâturage (*)	++	+	+++
Culture agroforestière (*)	++	+++	+
Culture de canne à sucre (*)	+++	++	+++
Culture de maïs (*)	+++	++	+++
Culture du thé (*)	++	+	.
Rizière (*)	++	++	.
Activités minières	carbonatites		
Urbanisation	relativement faible en amont, fort en aval	relativement faible	fort
Présence de barrages hydrauliques			amont

(*) Proportion relative de l'écosystème : '.' = très faible ou inexistante, '+' = faible, '++' = moyenne, '+++ = très importante

Table I.1: Tableau récapitulatif des caractéristiques générales des trois bassins

V. Matériels et méthodes

V.1. Campagnes de prélèvements

En 2016, deux campagnes de terrain ont été effectuées : la première en mars (S1) et la deuxième en octobre ou novembre (S2). Les bassins de la Tukela et de la Nyando ont été échantillonnés pendant les deux campagnes alors que celui de la Lufilyo a été étudié uniquement lors de la deuxième campagne. Lors de ces campagnes, des mesures physico-chimiques *in-situ* et des prélèvements d'eaux ont été réalisés ainsi que des prélèvements de sols, sédiments et de matières en suspension.

Sur les deux missions, l'eau a été prélevée en 55 sites pour un total de 75 échantillons (table I.2, figure I.26). De plus, 46 échantillons de sols et sédiments ont aussi été collectés (table I.3).

Leur répartition spatiale est décrite respectivement pour la Nyando, la Lufirio et la Tukela dans les figures I.26 N1, L1 et T1 pour les eaux et les figures I.26 N2, L2 et T2 pour les sols et sédiments.

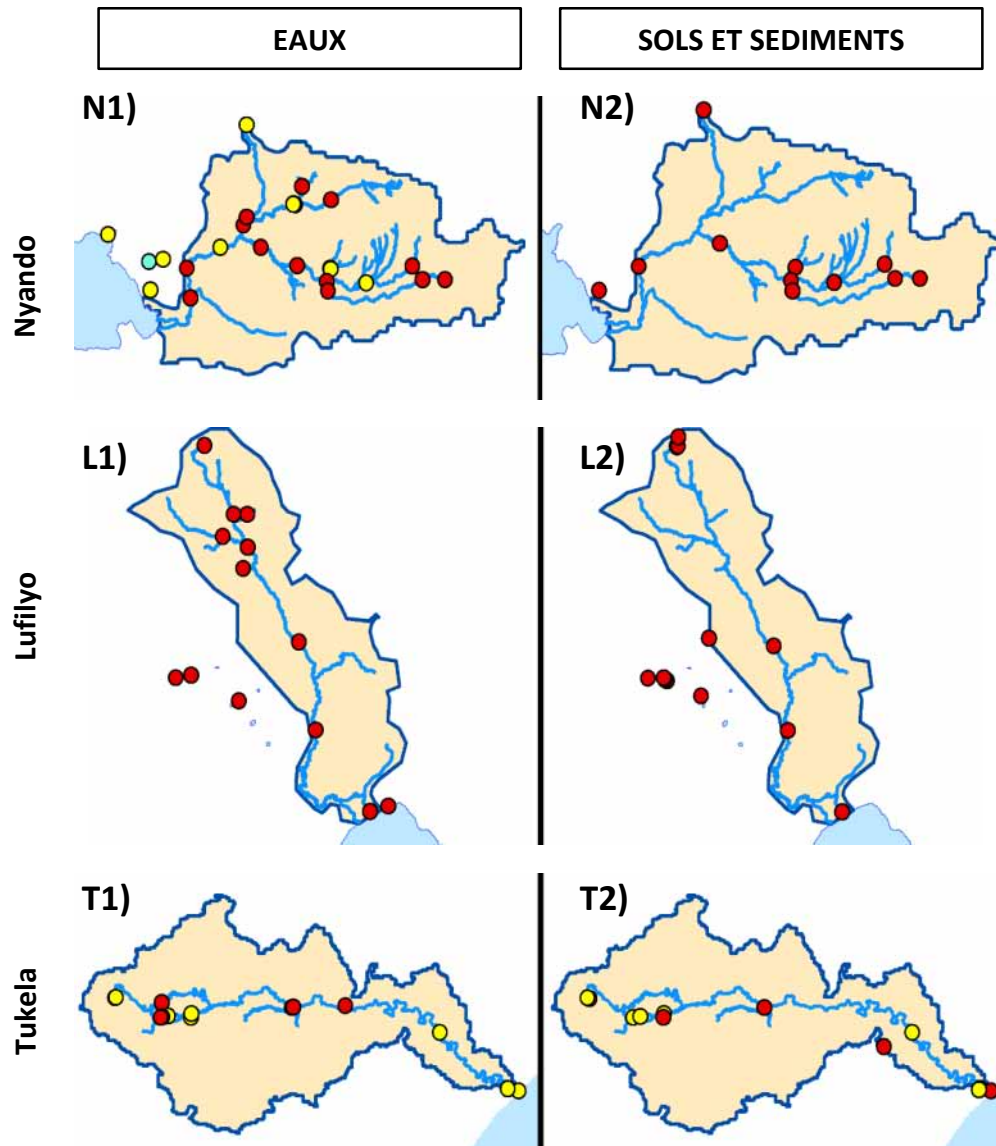


Figure I.26 : Répartition des points de prélèvements d'eaux (1), de sols et de sédiments (2) au cours des deux missions pour la Nyando (N), la Lufilyo (L) et la Tukela (T). Les ronds verts indiquent les sites prélevés lors de la première mission uniquement, les ronds rouges, ceux prélevés pendant la deuxième mission uniquement et les ronds jaunes, ceux prélevés pendant les deux missions. Seuls les bassins principaux de la Lufilyo et de la Tukela sont représentés sur cette figure.

Le nom, la localisation et les dates de prélèvements en chaque point sont détaillés respectivement pour le bassin de la Nyando, de la Lufilyo et de la Tukela, dans les annexes 3, 4 et 5. Pour les points de rivières, la distance à l'exutoire et la surface drainée sont aussi données.

	Nombre d'échantillons d'eau			Echantillons de matière en suspension (S2)
	Mars (S1)	Oct-Nov (S2)	Total	
Nyando	12	26	38	24
Lufilyo	0	13	13	12
Tukela	11	13	24	11
Total	23	52	75	47

Table I.2: Récapitulatif du nombre d'eaux et de matières en suspension échantillonnées

	Nombre de sites d'échantillonnage total (Sédiments Sols)		
	Mars (S1)	Oct-Nov (S2)	Total
Nyando	0 (0 0)	11 (7 4)	11 (7 4)
Lufilyo	0 (0 0)	13 (3 10)	13 (3 10)
Tukela	8 (3 5)	14 (9 5)	22 (12 10)
Total	9 (3 6)	38 (21 17)	47 (24 23)

Table I.3: Récapitulatif du nombre de sites échantillonnés en sols et sédiments

V.1.1. Mars 2016 : Première campagne S1

La campagne S1 a eu lieu sur le bassin versant de la Nyando du 16 au 19 mars 2016 et sur celui de la Tukela du 24 au 31 mars 2016. Cette campagne a permis de repérer sur le terrain des points d'intérêt, leur accessibilité et de vérifier la viabilité du protocole expérimental sur place en prévision de la deuxième campagne. Elle s'est déroulée pendant la saison des pluies et correspond à la période de hautes-eaux pour les trois bassins (figures I.7, I.15 et I.23).

En plus de l'échantillonnage des eaux, sols et sédiments (tables I.2 et I.3), des mesures de pH, température de l'eau (T) et conductivité (EC) ont été réalisées *in-situ*. Les différents protocoles de terrain sont détaillés dans la partie V.2 de ce chapitre.

V.1.2. Octobre-novembre 2016 : Deuxième campagne S2

Dans le cadre de la deuxième campagne S2, les trois bassins étudiés ont été échantillonnés : du 16 au 19 octobre 2016 pour la Tukela, du 3 au 8 novembre 2016 pour la Nyando et du 19 au 22 novembre 2016 pour la Lufilyo.

Pendant cette deuxième campagne, de nouveaux sites ont été prélevés en plus des 20 sites prélevés pendant S1 (sur les 23 initiaux) afin d'affiner le pas d'échantillonnage spatial (figure I.26). Cette fois-ci, en plus des échantillons d'eaux, de sols et de sédiments (tables I.2 et I.3), les matières en suspension ont été prélevées et des mesures d'alcalinité ont été ajoutées aux mesures de pH, de température de l'eau et de conductivité. Les protocoles de



Figure I.27 : Bras de la Tukela asséché à Okhombe le 16/10/2016

mesures et de prélèvements sont détaillés dans la partie V.2 de ce chapitre.

Cette campagne s'est déroulée pendant la période de basses-eaux (figures I.7, I.15 et I.23) correspondant à la fin de la période sèche pour la Tukela et la Lufirio et au début de la saison de faibles précipitations (décembre) pour la Nyando. Cette année, un retard des pluies important a été observé entraînant un état de sécheresse avancé, partiellement tamponné pour la Nyando grâce aux apports provenant du lac Victoria. Dans le bassin versant de la Tukela, des bras de rivière étaient asséchés ou stagnants (figure I.27), tout comme certaines nappes lenticulaires.

Les différents points d'échantillonnage ainsi que leur altitude ont été localisés spatialement via un GPS puis traités à l'aide du système d'information géographique ArcGIS 10.3.1 (ESRI, 2014). Enfin, des informations sur l'utilisation des terres alentours ont été notées.

V.2. Echantillonnage et mesures in-situ

V.2.1. Conductivité, pH et température de l'eau

La température de l'eau (T), la conductivité (EC) et le pH ont été mesurés trois fois à l'aide d'un conductimètre/pH-mètre Orion A325.

Si pour un paramètre l'un des réplicas présentait une valeur très différente des autres, une quatrième mesure a été effectuée. La précision sur les mesures de conductivité, pH et température est respectivement de 0.5 µS/cm, 0.03 pH et 1°C.

V.2.2. Alcalinité totale

L'alcalinité totale – notée Alc - a été mesurée par colorimétrie uniquement lors de la deuxième campagne à l'aide d'un titrimètre digital (Hach 16900) doté d'une cartouche d'acide sulfurique (H₂SO₄) et du vert de bromocrésol - rouge de méthyl comme indicateur coloré (Eq 1).

$$Alc = m * V_{H_2SO_4} \quad (Eq 1)$$

Avec Alc, l'alcalinité totale (mg/l CaCO₃)

m, le facteur multiplicateur digit

V_{H₂SO₄}, le volume d'acide sulfurique ajouté (digit)

Cette mesure d'alcalinité dépend de la concentration en acide sulfurique et du volume d'eau utilisé via le facteur m (Eq 2).

$$m = f_{mL \rightarrow digit} * \frac{N_{H_2SO_4}}{V_{H_2O}} * p_{CaCO_3} \quad (Eq 2)$$

$f_{mL \rightarrow digit}$, le facteur de conversion des mL en digit ... $f_{mL \rightarrow digit} = \frac{1}{800}$

N_{H₂SO₄}, la normalité de l'acide sulfurique ajouté (N)

V_{H₂O}, le volume d'eau utilisé pour la titration (mL)

p_{CaCO₃}, la masse d'un équivalent de CaCO₃ ... p_{CaCO₃} = 50 000 mg/eq

L'erreur sur la titration, elle-même, est de 1 % à laquelle s'ajoute l'erreur sur le volume et à l'observation du virage colorimétrique (10 %) soit une précision sur la mesure de 11 %.

V.2.3. Echantillonnage des eaux

Tous les échantillons d'eaux ont été filtrés à 0.7 μm soit avec des filtres seringues pendant S1 (figure I.28A), soit avec une unité de filtration pendant S2 (figure I.28B). Compte tenu des différents types d'analyse, un total de six flacons ont été utilisés pour chaque point.



Figure I.28 : Filtration des eaux avec A) des filtres-seringues ou B) une unité de filtration et C) flacons d'échantillonnage

Pour les mesures de matières organiques et de cations, l'eau a été empoisonnée avec respectivement 3.3 et 0.5 mL d'acide nitrique (HNO_3 à 69 %) et stockée dans un flacon de 100 mL en verre pour la première (figure I.28C-a) et dans un flacon de 15 mL en HDPE pour la deuxième (figure I.28C-b). Pour les autres mesures, l'eau n'a pas été acidifiée. L'eau a été placée dans un flacon de 15 mL en HDPE (figure I.28C-b) pour les mesures des anions et dans 3 flacons de 10 mL en verre ambré (figure I.28C-c) pour les mesures des isotopes stables de l'eau et des analyses élémentaires supplémentaires. Enfin, tous les échantillons ont été conservés dès que possible au frais.

V.2.4. Echantillonnage des matières en suspension (MES)



Figure I.29 :
Lyophilisateur

Les matières en suspension ont été récupérées lors de la filtration des eaux via une unité de filtration équipée d'une pompe à main lors de la deuxième campagne (figure I.28B).

Les filtres utilisés sont en fibres de verre (GFF, Sartorius Stedim Biotech) d'un diamètre de 47 mm et d'un diamètre de pore de 0.7 μm . Ces filtres ont préalablement été numérotés, conservés dans de l'aluminium, brûlés à 500°C pendant 6h et pesés.

Les matières en suspension ont été prélevées en quatre répliques, sauf dans le cas d'eau très faiblement chargée en matières en suspension où la filtration a été arrêtée aux environs de 5-6 L d'eau filtrées correspondant à 1 ou 2 répliques. Tous les filtres ont été congelés à -20°C et lyophilisés (figure I.29).

V.2.5. Echantillonnage des sols et sédiments

Lors de la première mission, seul le bassin versant de la Tukela a été échantillonné (figure I.26) alors que pendant S2, des échantillons de sols et de sédiments ont été prélevés pour les trois sites. Les échantillons de sols ont été prélevés en surface (0-10 cm). Les sédiments ont été prélevés dans la rivière relativement proche des berges. Les sites présentant un sédiment dont les grains sont tous à minima des graviers d'origine minérale n'ont pas été prélevés.

Tous les échantillons de sols et de sédiments ont été conservés dans de l'aluminium pour limiter les contaminations en carbone des sachets zip. Ils ont ensuite été congelés à -50°C avant d'être lyophilisés (figure I.29), quartés, broyés et tamisés à 200µm.

V.3. Analyses en laboratoire des eaux

V.3.1. Composition chimique des eaux

Dix-sept espèces chimiques ont été analysées comprenant :

- Les cations majeurs : calcium (Ca^{2+}), potassium (K^+), magnésium (Mg^{2+}) et sodium (Na^+)
- Les anions majeurs : bicarbonates (HCO_3^-), carbonates (CO_3^{2-}), chlorures (Cl^-), nitrates (NO_3^-) et sulfates (SO_4^{2-})
- Deux anions mineurs : bromures (Br^-) et fluorures (F^-)
- La silice (SiO_2)
- Des métaux : aluminium (Al), cuivre (Cu), fer (Fe), manganèse (Mn), titane (Ti), vanadium (V), zinc (Zn) et zirconium (Zr)

Les ions Br^- et F^- ont été analysés afin de tenir compte des spécificités des trois bassins comme par exemple une pollution au fluor dans celui de la Nyando, l'hydrothermalisme dans celui de la Lufirio ou les mélanges avec l'eau de mer à l'embouchure de la Tukela.

V.3.1.1. Cations majeurs et anions

Les concentrations en cations majeurs et en anions (hors carbonates et bicarbonates) ont été mesurées au laboratoire GEOPS à l'Université Paris Saclay avec l'aide de Gaël Monvoisin et sont exprimées en mg/l.

Les cations ont été mesurés à l'aide d'un spectromètre d'absorption atomique Varian AAS 240 FS avec une correction par lampe deutérium (figure I.30A). Pour optimiser les mesures, un mélange de modificateurs est utilisé : LaCl_3 et CsCl respectivement pour les mesures de Ca^{2+} et celles de Na^+ et K^+ . Les anions ont été analysés sur un chromatographe ionique Dionex ICS-1000 avec une colonne AS14 et d'une pré-colonne de garde AG14.

L'erreur sur la mesure est respectivement de 4.7 %, 3.4 %, 1.2 % et 5.7 % pour le Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , Na^+ . Pour les anions, elle est de 0.6 %, 1.5 %, 0.5 %, 0.8 % et 0.5 % respectivement pour le Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , F^- , Br^- .



Figure I.30 : Appareils de mesures sur les eaux A) Spectromètre d'absorption atomique (GEOPS - Géosciences Paris Sud, 2018), B) Spectromètre de masse à plasma à couplage inductif et C) Spectromètre d'absorption laser LGR (GEOPS - Géosciences Paris Sud, 2018)

V.3.1.2. Silicium

Le silicium total, exprimé en mg/l, a été mesuré à l'aide d'un spectromètre de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS Agilent 7500cx Series, figure I.30B) au laboratoire LOCEAN avec l'assistance d'Irina Djouraev et de Florence Le Cornec à Bondy sur la plateforme Alysés. Les analyses ont été effectuées sur des échantillons acidifiés. L'erreur sur la mesure est de 0.54 %.

V.3.1.3. Métaux

Les concentrations en Cu, Fe, Mn et Zn ont été mesurés au laboratoire GEOPS avec un spectromètre d'absorption atomique (figure I.30A) avec l'aide de Gaël Monvoisin sur des échantillons acidifiés. Les erreurs sont respectivement de 4.7 %, 6.1 %, 3.1 % et 6.7 %.

Les concentrations en Al, Ti, V et Zr ont été mesurées sur l'ICP-MS Agilent 7500cx Series (figure I.30B) du laboratoire LOCEAN à Bondy (plateforme Alysés) avec l'aide d'Irina Djouraev et de Florence Le Cornec sur les échantillons acidifiés de la deuxième mission. Pour cette méthode, l'erreur sur la mesure est inférieure à 1%.

V.3.2. Isotopes stables de l'eau dans les rivières : oxygène-18 et deutérium

La composition isotopique de l'eau en oxygène-18 et en deutérium a été mesurée au laboratoire GEOPS à l'Université Paris Saclay avec l'assistance d'Aurélien Noret sur un spectromètre d'absorption laser LGR (Laser Water Isotope Analyser OA ICOS DLT 100, figure I.30C).

Les deux mesures sont exprimées sous forme d'un rapport (δ) de rapports isotopiques entre l'échantillon et le standard international (Vienna - Standard Mean Ocean Water ou V-SMOW) comme définit dans les équations 3 et 4. Ce standard correspond à une eau artificielle représentant la composition de l'océan moyen et a été obtenue à partir d'un échantillon de la rivière Potomac aux Etats-Unis (Gonfiantini *et al.*, 1995).

$$\delta^{18}O = \left(\frac{R_{ech}}{R_{V-SMOW}} - 1 \right) * 1000 \quad (\text{Eq 3})$$

$$\delta^2H = \left(\frac{R_{ech}}{R_{V-SMOW}} - 1 \right) * 1000 \quad (\text{Eq 4})$$

Où $\delta^{18}O$, la composition isotopique en oxygène-18 (‰)

δ^2H , la composition isotopique en deutérium (‰)

R_{ech} et R_{V-SMOW} sont respectivement les rapports isotopiques de l'échantillon et du standard avec $R = \left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)$ pour l'oxygène-18 et $R = \left(\frac{^2H}{^1H} \right)$ pour le deutérium.

La précision sur les mesures est respectivement pour le $\delta^{18}O$ et le δ^2H de 0.02 ‰ et 0.2 ‰.

V.3.3. Carbone organique dissous : DOC

Le carbone organique dissous – noté DOC - est défini dans cette étude comme l'ensemble des formes organiques du carbone de taille inférieure à 0.7 μm (seuil fixée par la filtration).

La concentration en carbone organique dissous ou [DOC] est mesurée directement sur des échantillons filtrés et acidifiés. Les analyses ont été faites sur un TOC-Analyser (Shimadzu TOC 5000) au laboratoire METIS sur la plateforme de Géochimie Organique avec l'assistance d'Emmanuel Aubry. La précision est de 0.5 ppm. Lors de l'analyse, deux échantillons ont été perdus sur les 74 analysés.

V.4. Analyses en laboratoire des matières en suspension

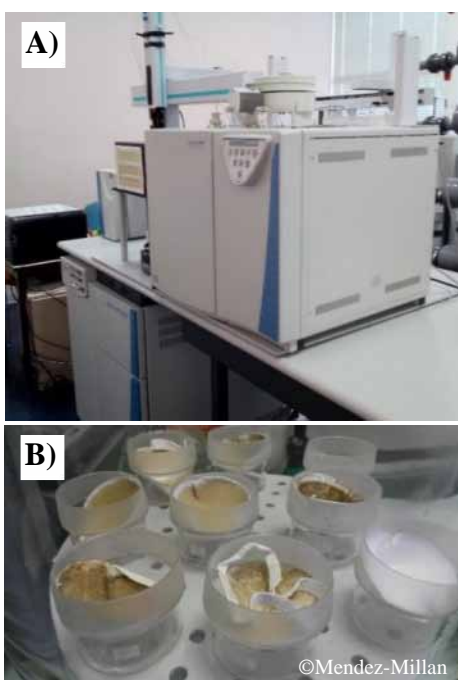


Figure I.31 : Analyses sur les MES : A) EA-IRMS et B) Décarbonatation des filtres

V.4.1. Teneurs en carbone et azote total

Les teneurs en carbone (TC) et azote total (TN) des matières en suspension (MES) ont été mesurés au laboratoire LOCEAN à Bondy sur la plateforme Alysés grâce à un analyseur élémentaire Thermo Fisher Scientific FlashHT avec l'aide de Fethiye Cetin, de Magloire Mandeng-Yogo et de Mercedes Mendez (figure I.31A). Les filtres, sans prétraitement, ont été encapsulés dans de l'étain et brûlés à 1020°C en présence d'oxygène et sous flux d'hélium. Les teneurs en carbone et azote sont exprimés en %. L'erreur machine est inférieure à 3.8 % pour le TC et à 2.4 % pour TN.

V.4.2. Teneur en carbone organique

Le carbone organique dans les MES a été mesuré sur les répliques des filtres préalablement décarbonatés dans un dessiccateur fermé sous vapeurs d'acide chlorhydrique pendant 6h (figure I.31B), puis séchés sous hotte à flux laminaire avant d'être

analysés sur l'analyseur élémentaire (figure I.31A). La teneur en carbone organique est donnée en % avec une incertitude sur la mesure de 2.7 %.

V.4.3. Composition isotopique en carbone-13

Pour les mesures isotopiques, l'analyseur élémentaire a été couplé à un spectromètre de masse de rapport isotopique Thermo Fisher Scientific Delta V Advantage avec l'assistance de Fethiye Cetin, de Magloire Mandeng-Yogo et de Mercedes Mendez (EA-IRMS, figure I.31A). Les mesures isotopiques en carbone-13 sont exprimées sous forme d'un rapport (δ) de rapports isotopiques entre l'échantillon et le standard international (V-PDB). Le Vienna - Pee Dee Belemnite correspond à l'origine à un échantillon de rostre de bélemnites daté du Crétacé et provenant de la formation de Pee Dee en Caroline du Sud (Etats-Unis) (Gonfiantini *et al.*, 1995).

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{ech}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{V-PDB}} - 1 \right) * 1000 \quad (\text{Eq 5})$$

Où $\delta^{13}\text{C}$, la composition isotopique en carbone 13 (‰)
 $\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{ech}$, le rapport isotopique en carbone 13 de l'échantillon
 $\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{V-PDB}$, le rapport isotopique en carbone 13 du standard

Les erreurs sur la mesure en isotopie du carbone-13 sont de 0.31 ‰ pour le carbone total et de 0.17 ‰ pour le carbone organique.

V.5. Analyses en laboratoire des sols et sédiments

Les analyses ont été faites sur des aliquotes provenant des échantillons broyés à 200 μm . Pour analyser la fraction organique des sols et sédiments, des aliquotes ont été décarbonatées à l'acide chlorhydrique 2% pendant 1h30 sous hotte. Les teneurs en carbone organique et azote total ainsi que la composition isotopique en carbone-13 ont été mesurés sur le spectromètre de masse à rapport isotopique Thermo Fisher Scientific Delta V Advantage de la plateforme Alysés avec l'aide de Fethiye Cetin, de Magloire Mandeng-Yogo et de Mercedes Mendez (figure I.31A). Les erreurs machine sont inférieures à 0.17 ‰ pour le $\delta^{13}\text{C}$.

V.6. Définitions des paramètres calculés

V.6.1. Paramètres hydrochimiques

V.6.1.1. Concentration en sels dissous : TDS

La concentration en sels dissous dans l'eau – notée TDS – est une estimation de la concentration massique totale des différents solides dissous (ions majeurs et mineurs). Elle permet de valider

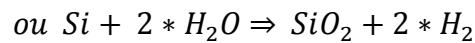
les résultats géochimiques en étant comparée avec la conductivité. Elle est calculée de la manière suivante :

$$TDS = 0.6 * Alc + \sum [cations] + \sum [anions hors C] \quad (\text{Eq 6})$$

Avec TDS, la concentration en sels dissous (mg/l)
 Alc, l'alcalinité totale (mg/l de CaCO₃)
 Σ [cations], la somme de toutes les concentrations cationiques (mg/l)
 Σ [anions hors C], la somme de toutes les concentrations anioniques sauf ions carbonés (CO₃²⁻ et HCO₃⁻) (mg/l)

V.6.1.2. Concentration en silice

Les concentrations en silice ont ensuite été calculées à partir des mesures de concentrations en silicium (voir V.3.1.2 de ce chapitre) et sont exprimées en mg/l :



$$[SiO_2] = [Si_{mes}] * \frac{M_{SiO_2}}{M_{Si}} \quad (\text{Eq 7})$$

Avec [SiO₂], la concentration en silice (mg/l)
 [Si_{mes}], la concentration en silicium mesurée par ICP-MS (ppm)
 M_{SiO₂}, la masse molaire de la silice (mg/mol) ... M_{SiO₂} = 60.08 g/mol
 M_{Si}, la masse molaire du silicium (mg/mol) ... M_{Si} = 28.08 g/mol

V.6.1.3. Balance ionique et erreur sur la balance ionique

L'électroneutralité des eaux naturelles implique un équilibre des concentrations entre cations et anions. La balance ionique – notée BI - est définie comme :

$$BI = \sum (cations majeurs) - \sum (anions majeurs) \quad (\text{Eq 8})$$

Avec BI, la balance ionique (meq/l)
 Σ (cations majeurs), la somme des concentrations en cations majeurs (meq/l)
 Σ (anions majeurs), la somme des concentrations en anions majeurs (meq/l)

La balance ionique proche de zéro permet de valider les résultats obtenus pour les concentrations. Cet éloignement entre la neutralité et la balance ionique calculée est estimée à l'aide de l'erreur sur la balance ionique, notée EBI :

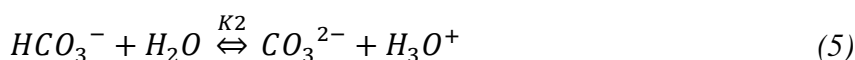
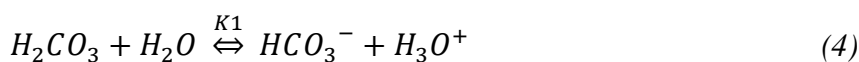
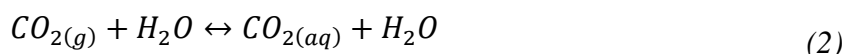
$$EBI = \frac{\sum(\text{cations majeurs}) - \sum(\text{anions majeurs})}{\sum(\text{cations majeurs}) + \sum(\text{anions majeurs})} * 100 \quad (\text{Eq 9})$$

Avec EBI, l'erreur sur la balance ionique (%)

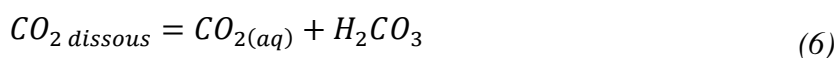
Les résultats géochimiques sont considérés comme corrects si l'erreur sur la balance ionique est comprise entre -5 et +5 % et comme acceptables si elle est comprise entre -15 et +15 %.

V.6.1.4. Ions carbonatés : HCO_3^- et CO_3^{2-}

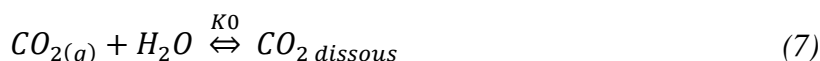
Dans les eaux naturelles, le carbone inorganique se trouve sous 5 formes : $\text{CO}_{2(g)}$, $\text{CO}_{2(aq)}$, H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-} reliées par les équations suivantes :



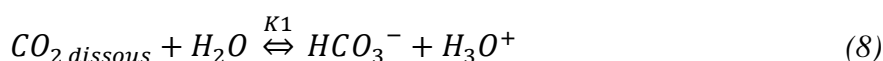
La dissolution de $\text{CO}_{2(g)}$ dans l'eau va former du $\text{CO}_{2(aq)}$ dont une partie restera présent à l'état de microbulles et le reste sera transformé en acide carbonique (H_2CO_3). Ces deux espèces sont regroupées sous la forme :



La combinaison des équations (2), (3) et (6) donne ainsi l'équation suivante :



La formule (4) devient ainsi :



Ces différentes équations dépendent de constantes d'équilibre thermodynamique K :

$$K_0 = \frac{[\text{CO}_{2 \text{ dissous}}]}{p\text{CO}_2} \quad (\text{Eq 10})$$

$$K_1 = \frac{[\text{H}_3\text{O}^+] * [\text{HCO}_3^-]}{[\text{CO}_{2 \text{ dissous}}]} = 10^{-6.3} \quad (\text{Eq 11})$$

$$K_2 = \frac{[\text{H}_3\text{O}^+] * [\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{HCO}_3^-]} = 10^{-10.33} \quad (\text{Eq 12})$$

Où K_0 , la constante de Henry et $\log(K_H) = 1.46 + 0.0127 * (T - 25)$ où T est la température (°C)
 K_1 et K_2 , les constantes d'équilibres thermodynamiques respectivement relatives aux équilibres chimiques (8) et (5)

[X], la concentration molaire de l'ion X (mol/l)

$p\text{CO}_2$, la pression partielle de CO_2 (atm)

Lors de la première mission, les mesures *in-situ* d'alcalinité n'ont pas pu être effectuées. Les concentrations en HCO_3^- , CO_3^{2-} de ces échantillons ont été recalculées en utilisant le principe d'électroneutralité via la balance ionique. Pour les échantillons de la deuxième mission, les concentrations ont été calculées à partir des mesures *in-situ* d'alcalinité.

V.6.1.4.1. Calcul par électroneutralité

En appliquant le principe d'électroneutralité dans les eaux naturelles, il est possible d'estimer la concentration en ions carbonatés d'un échantillon.

En effet, toute eau naturelle est électriquement neutre c'est-à-dire qu'elle possède une balance ionique nulle (Eq 8). On a ainsi :

$$\sum (\text{cations majeurs}) - \sum (\text{anions majeurs}) = 0$$

Avec
$$\sum (\text{cations majeurs}) = 2 * [\text{Ca}^{2+}] + 2 * [\text{Mg}^{2+}] + [\text{Na}^+] + [\text{K}^+] \quad (\text{Eq 13})$$

$$\sum (\text{anions majeurs}) = [\text{Cl}^-] + [\text{NO}_3^-] + 2 * [\text{SO}_4^{2-}] + [\text{HCO}_3^-] + 2 * [\text{CO}_3^{2-}] \quad (\text{Eq 14})$$

Où Σ (cations majeurs), la somme des concentrations en cations majeurs (meq/l)

Σ (anions majeurs), la somme des concentrations en anions majeurs (meq/l)

[X], la concentration molaire de l'ion X (mmol/l)

Seules les concentrations de HCO_3^- et CO_3^{2-} sont inconnues dans les équations 13 et 14. Or d'après l'équation 12 :

$$[\text{CO}_3^{2-}] = \frac{K_2}{[\text{H}_3\text{O}^+]} * [\text{HCO}_3^-] \quad (\text{Eq 15})$$

Sachant que, $[\text{H}_3\text{O}^+] = 10^{-\text{pH}}$ et $K_2 = 10^{-10.33}$

On obtient donc :

$$[\text{HCO}_3^-] = \frac{(\Sigma(\text{cations majeurs}) - ([\text{Cl}^-] + [\text{NO}_3^-] + 2 * [\text{SO}_4^{2-}]))}{1 + 10^{-10.33+\text{pH}}} \quad (\text{Eq 16})$$

Avec $[\text{HCO}_3^-]$, la concentration molaire en ions bicarbonate (mmol/l)

Σ (cations majeurs), la somme des concentrations en cations (meq/l)

[X], la concentration molaire de l'ion X (mmol/l)

pH, le pH de l'eau concernée

La concentration en ions CO_3^{2-} est recalculée en utilisant l'équation 15 :

$$[CO_3^{2-}] = 10^{-10.33+pH} * [HCO_3^-] \quad (\text{Eq 17})$$

Avec $[CO_3^{2-}]$, la concentration molaire en ions carbonate (mmol/l)

Les concentrations massiques sont ensuite recalculées en multipliant les concentrations par les masses molaires (exprimés en mg/mol) des molécules carbonatées concernées : respectivement $M_{HCO_3} = 61.016$ g/mol et $M_{CO_3} = 60.008$ g/mol.

Les concentrations ont pu être estimées pour 20 échantillons de S1 sur les 22 disponibles. L'erreur sur la mesure de cette méthode est importante car elle cumule les erreurs sur le pH et les cations et anions majeurs. Elle est d'environ 18 %.

V.6.1.4.2. Calcul par alcalinité

L'alcalinité totale ou titre alcalimétrique total (TAC) correspond au volume d'acide nécessaire pour transformer l'ensemble des ions carbonates et bicarbonates en acide carbonique (soit un pH = 4.3).

$$Alc = [HCO_3^-] + 2 * [CO_3^{2-}] + [OH^-] - [H^+] \quad (\text{Eq 18})$$

Avec Alc, l'alcalinité (mg/l)
[X], la concentration massique de l'ion X (mg/l)

Dans les eaux naturelles, $[OH^-]$ et $[H^+]$ sont négligeables par rapport aux $[HCO_3^-]$ et $[CO_3^{2-}]$ (IAEA, 2008: 9). On aura donc :

$$Alc = [HCO_3^-] + 2 * [CO_3^{2-}] \quad (\text{Eq 19})$$

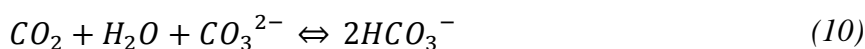
Avec Alc, l'alcalinité totale (mg/l)
 $[HCO_3^-]$, la concentration massique en ions bicarbonate (mg/l)
 $[CO_3^{2-}]$, la concentration massique en ions carbonate (mg/l)

Or, la relation entre $[HCO_3^-]$ et $[CO_3^{2-}]$ est définie par l'équation 17. On obtient ainsi :

$$Alc = (1 + 2 * 10^{-10.33+pH}) * [HCO_3^-] \quad (\text{Eq 20})$$

Avec Alc, l'alcalinité totale (mg/l)
 $[HCO_3^-]$, la concentration massique en ions bicarbonate (mg/l)

Sur le terrain, l'alcalinité totale a été mesurée en mg/l de $CaCO_3$. La conversion en mg/l se fait en se basant sur les réactions suivantes :



Pour une mole de $CaCO_3$, deux moles de HCO_3^- sont produites. L'alcalinité en mg/l s'exprime donc de la façon suivante :

$$Alc_{mg/l} = \frac{M_{CaCO_3}}{2 * M_{HCO_3}} * Alc_{CaCO_3} \quad (Eq\ 21)$$

Avec $Alc_{mg/l}$, l'alcalinité totale (mg/l)
 Alc_{CaCO_3} , l'alcalinité totale (mg/l de $CaCO_3$)
 M_{CaCO_3} , la masse molaire du $CaCO_3$ (g/mol) ... $M_{CaCO_3} = 100.086$ g/mol
 M_{HCO_3} , la masse molaire du HCO_3^- (g/mol) ... $M_{HCO_3} = 61.016$ g/mol

En combinant les équations 20 et 21, on obtient l'équation finale :

$$[HCO_3^-] = \frac{2 * M_{HCO_3}}{M_{CaCO_3}} * \frac{Alc}{(1 + 2 * 10^{-10.33+pH})} \quad (Eq\ 22)$$

Avec $[HCO_3^-]$, la concentration massique en ions bicarbonate (mg/l)
 Alc , l'alcalinité totale (mg/l de $CaCO_3$)
 M_{CaCO_3} , la masse molaire du $CaCO_3$ (g/mol)
 M_{HCO_3} , la masse molaire du HCO_3^- (g/mol)

Une fois $[HCO_3^-]$ calculé, la concentration en ions CO_3^{2-} est estimée via l'équation (Eq 17).

L'erreur sur les concentrations est de 11.3 % pour $[HCO_3^-]$ et de 11.7 % pour $[CO_3^{2-}]$.

V.6.1.5. Excès en deutérium

L'excès en deutérium d'une eau - noté d - est calculé à partir de sa composition isotopique en oxygène-18 et deutérium. Il a été défini par Dansgaard (1964) selon l'équation suivante :

$$d = \delta^2H - 8 * \delta^{18}O \quad (Eq\ 23)$$

Où d , l'excès en deutérium (‰)
 $\delta^{18}O$, la composition isotopique en oxygène-18 (‰)
 δ^2H , la composition isotopique en deutérium (‰)

L'erreur sur le calcul de l'excès en deutérium est de 0.22 ‰.

V.6.1.6. Carbone dissous : DC, DIC et DOC

Le carbone total dissous - noté DC - est défini comme étant la somme du carbone organique dissous (DOC) et inorganique dissous (DIC) de taille inférieure à 0.7 μm (seuil fixé par la filtration) :

$$DC = DIC + DOC \quad (Eq\ 24)$$

Avec DC , la concentration en carbone total dissous (mg/l)
 DIC , la concentration en carbone inorganique dissous totale (mg/l)
 DOC , la concentration en carbone organique dissous (mg/l)

Si le DOC mesuré directement via le TOC Analyser (voir V.3.3 de ce chapitre), le carbone inorganique dissous est calculé via l'équation suivante :

$$DIC = [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] + [CO_2 \text{ dissous}] \quad (\text{Eq 25})$$

En combinant cette équation avec les équations 11 et 15, on obtient que :

$$DIC = (10^{-pH+6.3} + 1 + 10^{-10.33+pH}) * [HCO_3^-] \quad (\text{Eq 26})$$

Avec DIC, la concentration en carbone inorganique dissous totale (mg/l)
 $[HCO_3^-]$, la concentration massique en ions bicarbonate (mg/l)
 pH, le pH de l'eau concernée

L'estimation du DIC a été faite pour 72 échantillons sur les 74 disponibles. L'erreur a été estimée en prenant en compte les erreurs sur le calcul de la concentration en ions bicarbonates et sur le pH soit une erreur comprise entre 11.7 et 18.1 % selon la méthode utilisée pour le calcul des bicarbonates.

V.6.2. Paramètres liés aux matières en suspension

V.6.2.1. Teneur en matière en suspension TSM

La teneur en matière en suspension – notée TSM - correspond à la masse de particules de taille supérieure à 0.7 μm par litre d'eau. Elle fournit donc une estimation quantitative sur le transfert de matières particulaires dans l'eau. Après leur lyophilisation, les filtres utilisés lors de la deuxième mission ont été pesés. La différence de masse observée entre le filtre seul et le filtre chargé de MES est rapportée au volume d'eau filtrée.

$$TSM = \frac{m_t - m_i}{V_{\text{eau}}} \quad (\text{Eq 27})$$

Avec TSM, la teneur en matière en suspension (mg/l)
 m_t , la masse du filtre après échantillonnage et lyophilisation (mg)
 m_i , la masse du filtre avant échantillonnage (mg)
 V_{eau} , le volume d'eau filtré pour le filtre concerné (L)

L'erreur sur la TSM est liée à la lecture du volume d'eau mesuré (environ 20 ml d'erreur) et à la pesée des filtres (0,5 mg d'erreur) soit une erreur comprise entre 0.1 et 5.37 mg/l.

V.6.2.2. Carbone et azote particulaire : TPC, POC, PIC, TPN

Les concentrations, exprimées en milligramme de carbone par litre d'eau filtrée, en carbone particulaire total (TPC), en carbone organique particulaire (POC) et en azote particulaire total (TPN) ont été recalculées via l'équation suivante :

$$PX = \frac{X * 100}{TSM} \quad (\text{Eq 28})$$

Avec PX, la concentration de la fraction X du particulaire (X pouvant être TC, OC, TN) (mgC/l ou mgN/l)
 X, le pourcentage de la fraction X sur le filtre (X pouvant être TC, OC, TN) (%)
 TSM, la teneur en matière en suspension (mg/l)

La concentration en carbone inorganique particulaire (PIC) a été calculée suivant :

$$PIC = TPC - POC \quad (\text{Eq 29})$$

Avec PIC, la concentration en carbone inorganique particulaire (mgC/l)
 TPC, la concentration en carbone particulaire total (mgC/l)
 POC, la concentration en carbone organique particulaire (mgC/l)

V.6.3. Notations de carbone supplémentaires : IC et OC

Les paramètres IC et OC correspondent respectivement à la concentration en carbone total inorganique et organique et se calculent selon les équations suivantes :

$$IC = DIC + PIC \quad (\text{Eq 30})$$

Avec IC, la concentration en carbone inorganique total (mg/l)
 DIC, la concentration en carbone inorganique dissous totale (mg/l)
 PIC, la concentration en carbone inorganique particulaire (mg/l)

$$OC = DOC + POC \quad (\text{Eq 31})$$

Avec OC, la concentration en carbone organique total (mg/l)
 DOC, la concentration en carbone organique dissous (mg/l)
 POC, la concentration en carbone organique particulaire (mg/l)

V.6.4. Estimation du débit local (Q)

Une estimation du débit en chaque point a été nécessaire pour pouvoir calculer les différents flux à ce point ainsi que la composition des apports du bief entre ce point et le(s) point(s) les plus proche(s) en amont.

Deux hypothèses ont été testées : 1) une lame d'eau écoulee constante et 2) un coefficient de ruissellement constant sur le bassin.

V.6.4.1. Hypothèse 1 : Lame d'eau écoulee uniforme

En considérant que la lame d'eau écoulee est uniforme sur le bassin, le débit Q en chaque point correspond au débit à l'exutoire pondéré par le rapport des surfaces drainées au point donné et à l'exutoire.

Les débits moyens annuels obtenus dans la littérature au point le plus aval possible (à l'exutoire pour la Nyando et la Tukela et à Kisegeese pour la Lufilyo) ont été utilisés.

La surface drainée en chaque point a été estimée par analyse spatiale via le logiciel ArcGIS (ESRI, 2014).

Pour la Nyando, le débit est de 22.2 m³/s (Raburu *et al.*, 2012) pour une surface de 3482 km². Il est, pour la Lufilyo, de 42.4 m³/s (Bergonzini, 1998) pour une surface de 1425 km². Enfin pour la Tukela, il est 146 m³/s (Milliman and Farnsworth, 2013) pour une surface de 29000 km².

Le débit Q_1 en chaque point est calculé avec la formule suivante.

$$Q_1 = Q_{ex} \frac{S_{point}}{S_{ex}} \quad (\text{Eq 32})$$

Avec Q_1 , le débit au point donné (m³/s)
 Q_{ex} , le débit à l'exutoire (m³/s)
 S_{point} , la surface drainée par la rivière au point donnée (km²)
 S_{ex} , la surface drainée par la rivière à l'exutoire (km²)

V.6.4.2. Hypothèse 2 : Coefficient de ruissellement constant

En considérant le coefficient de ruissellement constant sur le bassin, il est possible de calculer un coefficient de ruissellement à l'exutoire et de l'appliquer en tous points du bassin. Des cartes de pluviométries des bassins ont été traitées via le logiciel ArcGIS (ESRI, 2014) afin d'obtenir les valeurs de lame d'eau précipitée sur la surface drainée pour le point observé.

La lame d'eau écoulée H_R peut donc être calculée en chaque point (Eq 33) puis convertie en débit Q_2 grâce à la surface drainée (Eq 34).

$$H_R = Cr * H_P \quad (\text{Eq 33})$$

$$Q_2 = \frac{H_R * S_{point}}{f} \quad (\text{Eq 34})$$

Avec H_R , la lame d'eau écoulée (mm/an)
 Cr , le coefficient de ruissellement du bassin
 H_P , la lame d'eau précipitée (mm/an)
 Q , le débit au point donné (m³/s)
 S_{point} , la surface drainée par la rivière au point donnée (km²)
 f , le facteur de conversion des unités... $f = 31557.6$

V.6.5. Flux totaux (F) et spécifiques (Y)

Les flux totaux (F_X) renseignent sur la quantité totale de matière X transportée dans la rivière et s'expriment en g C/an. Les flux spécifiques (Y_X , en t C/an/km²) correspondent aux flux totaux

rapportés à leur surface drainée et permettent de s'affranchir de l'effet de surface entre et dans les bassins. Les flux totaux à un point donné sont calculés à partir de l'équation suivante :

$$F_X = f * X * Q \quad (\text{Eq 35})$$

Avec F_X , le flux total de l'espèce ou de l'élément X (g C/an)
 X , la concentration de l'espèce ou de l'élément X (mg/l)
 Q , le débit au point donné (m³/s)
 f , le facteur de conversion des unités... $f = 3.15576 * 10^{-2}$

A partir de ces flux totaux, les flux spécifiques peuvent être estimés via l'équation suivante :

$$Y_X = \frac{F_X}{S_{point}} \quad (\text{Eq 36})$$

Avec Y_X , le flux spécifique de l'espèce ou de l'élément X (t/an/km²)
 F_X , le flux global de l'espèce ou de l'élément X (t/an)
 S_{point} , la surface drainée par la rivière au point donné (km²)

V.6.6. Calculs des apports sur un bief de la rivière et production élémentaire

Pour un segment donné de la rivière (bief) entre le point aval A et les points juste en amont B_i, il existe un sous-bassin hydrologique AB qui correspond à la différence de surface entre la surface totale au point A et la somme de celles aux points B_i. De plus, le débit est conservatif. Ainsi, si l'on suppose que les apports directs des pluies dans la rivière le long du bief sont négligeables, le débit à l'exutoire de ce sous-bassin (en A) est la somme des débits d'eau qui arrivent dans le bief : soit la somme des débits de rivières en B_i et des apports latéraux et profonds (Inputs) du sous-bassin. La surface des inputs est nommée avec le nom de son exutoire.

$$S_{in,A} = S_A - \sum_{i=1}^n S_{B,i} \quad (\text{Eq 37})$$

Avec $S_{in,A}$, la surface du sous-bassin du bief entre A et B (km²)
 S_A , la surface du bassin versant en A (km²)
 $S_{B,i}$, la surface du bassin versant en B_i (km²)
 n , le nombre de bras de rivière arrivant en A sur la surface du sous-bassin versant AB

$$Q_{in,A} = Q_A - \sum_{i=1}^n Q_{B,i} \quad (\text{Eq 38})$$

Avec $Q_{in,AB}$, le débit des inputs dans le sous-bassin AB (m^3/s)
 Q_A , le débit de la rivière au point A, l'exutoire du sous-bassin AB (m^3/s)
 $Q_{B,i}$, le débit de la rivière au point B_i (m^3/s)

Il est possible, compte-tenu du comportement conservatif des isotopes de l'eau, d'estimer la composition isotopique de ces inputs (δ_{in}) en utilisant le principe des bilans de masse et isotopique. Ainsi on aura donc pour l'oxygène-18 ou pour le deutérium :

$$\delta_{in,A} = \frac{\delta_A * Q_A - \sum_{i=1}^n \delta_{B,i} * Q_{B,i}}{Q_A - \sum_{i=1}^n Q_{B,i}} \quad (\text{Eq 39})$$

Avec $\delta_{in,AB}$, la composition isotopique des inputs du sous-bassin AB (‰)
 δ_A , la composition isotopique de la rivière en A (‰)
 $\delta_{B,i}$, la composition isotopique de la rivière en B_i (‰)

Enfin, en remplaçant le paramètre δ dans l'équation 39 par un autre paramètre chimique (par exemple la concentration en carbone dissous), une estimation de la production élémentaire sur le bief peut être effectuée. Une production positive signifie un gain global (source) sur le bief et une production négative correspond à une perte globale (puits). La localisation et les noms des biefs sont décrits dans l'annexe 6.

Afin d'illustrer la méthode de calcul, deux exemples sont proposés ci-dessous. Le premier cas considérant qu'aucun affluent n'arrive sur le bief et le deuxième considérant au contraire la présence d'un affluent. La figure I.32 présente un même bassin versant fictif où les deux types de bief sont présents.

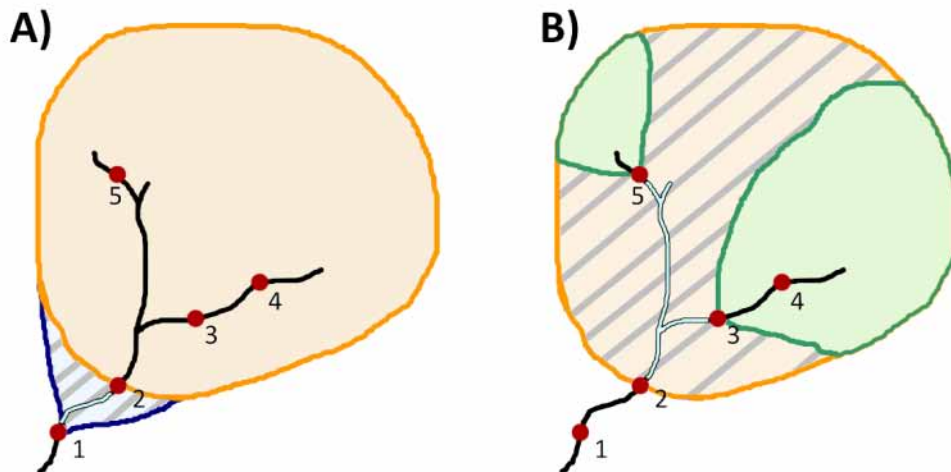


Figure I.32 : Bassin versant fictif illustrant l'explication du calcul des apports d'un bief. A) Exemple 1 et B) Exemple 2. Le réseau hydrologique est représenté par des lignes, les points de mesures par les ronds rouges numérotés. Le bassin versant du point 1 est en bleu, celui du point 2 en orange et ceux des points 3 et 5 en vert. Le bief considéré est en bleu clair pour chaque exemple et le sous-bassin versant des apports en hachuré en gris.

Dans le cas de l'exemple 1 (figure I.32A), le bief considéré se situe entre le site 1 et le site 2. Ces sites drainent respectivement une surface $S_1 = 500 \text{ km}^2$ et $S_2 = 450 \text{ km}^2$ et ont un débit $Q_1 =$

10 m³/s et Q₂ = 7 m³/s. La composition isotopique en oxygène-18 de l'eau de rivières, respectivement aux sites 1 et 2, est de δ¹⁸O₁ = -4.5 ‰ et δ¹⁸O₂ = -4.7 ‰. D'après les équations 37, 38 et 39 :

$$S_{in,1} = S_1 - S_2 = 500 - 450 = 50 \text{ km}^2$$

$$Q_{in,1} = Q_1 - Q_2 = 10 - 7 = 3 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$\delta^{18}O_{in,1} = \frac{\delta^{18}O_1 * Q_1 - \delta^{18}O_2 * Q_2}{Q_1 - Q_2} = \frac{-4.5 * 10 - (-4.7) * 7}{10 - 7} = -4.0 \text{ ‰}$$

Les apports du bief drainent donc une surface de 50 km² avec un débit de 3 m³/s. La composition isotopique δ¹⁸O de cette eau sera de -4.0 ‰.

Dans le cas de l'exemple 2 (figure I.32B), le bief considéré est celui dont l'exutoire est le site 2 (identique à l'exemple 1). Les sites 3 et 5 sont les points situés juste en amont du 2. Ils drainent respectivement une surface S₃ = 200 km² et S₅ = 20 km², un débit Q₃ = 1 m³/s et Q₅ = 2 m³/s et de composition isotopique en oxygène-18, δ¹⁸O₃ = -4.5 ‰ et δ¹⁸O₅ = -5.0 ‰. D'après les équations 37, 38 et 39 :

$$S_{in,2} = S_2 - (S_3 + S_5) = 450 - (200 + 20) = 230 \text{ km}^2$$

$$Q_{in,2} = Q_2 - (Q_3 + Q_5) = 7 - (1 + 2) = 4 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$\delta^{18}O_{in,2} = \frac{\delta^{18}O_2 * Q_2 - (\delta^{18}O_3 * Q_3 + \delta^{18}O_5 * Q_5)}{Q_2 - (Q_3 + Q_5)} = \frac{-4.7 * 7 - (-4.5 * 1 + (-5.0) * 2)}{7 - (1 + 2)} = -4.6 \text{ ‰}$$

Au final, sur ce bief où deux affluents confluent, l'eau des apports provient d'une surface de 230 km² avec un débit de 4 m³/s et sa composition isotopique sera de δ¹⁸O = -4.6 ‰.

V.7. Méthodes de régression linéaire

Les systèmes de régression linéaire sont des méthodes de modélisation linéaire bidimensionnelle. Ils permettent d'observer les liens entre deux variables et s'effectuent en modélisant cette relation par une fonction affine de type y = ax + b avec x et y, les variables, a, le coefficient directeur et b, l'ordonnée à l'origine.

La régression linéaire s'effectue classiquement via la méthode des moindres carrés qui tend à minimiser les différences entre les valeurs modélisées et les valeurs mesurées.

Trois méthodes ont été utilisées dans le cadre de cette thèse (figure I.33):

- La méthode des moindres carrés ordinaire (OLSR : Ordinary Least Squared Regression) minimise les écarts à la droite en ordonnées uniquement.
- La méthode des moindres carrés en axe majeur (MA : Major Axis Least Squared Regression) minimise l'écart entre le point et la projection orthogonale de ce point sur la droite modélisée.
- La méthode des moindres carrés en axe majeur réduit (RMA : Reduced Major Axis Regression) minimise l'aire du triangle formée par le point de mesure, sa projection verticale et sa projection horizontale sur la droite modélisée.

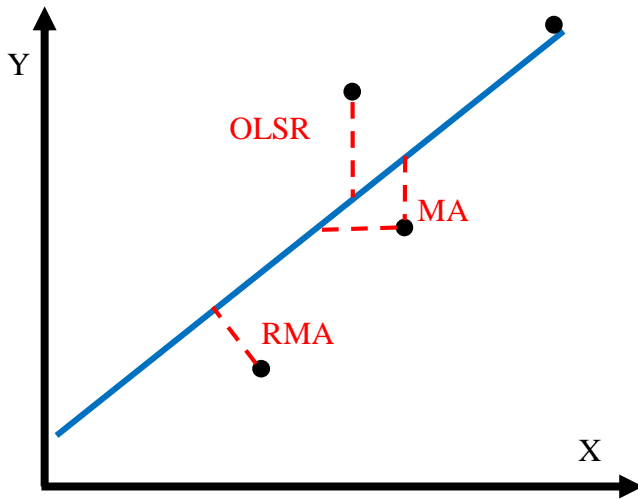


Figure I.33 : Schéma simplifié des différents écarts utilisés dans les méthodes de régression par les moindres carrés avec OLSR, la méthode des moindres carrés ordinaire, MA, la méthode en axe majeur et RMA, la méthode en axe majeur réduit. La ligne bleue est la droite modélisée, les points noirs, les données et les lignes en tirets rouges les écarts utilisés.

Soit X et Y, les deux variables regardées composées des valeurs x_i à x_n et y_i à y_n où n est le nombre d'individus. \bar{X} et \bar{Y} sont les moyennes de ces deux variables.

Pour la méthode des moindres carrés ordinaire, on a :

$$a_{OLSR} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i y_i - \frac{\sum_{i=1}^n x_i * \sum_{i=1}^n y_i}{n}}{\sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n x_i)^2}{n}} \quad (\text{Eq 40})$$

Avec a_{OLSR} , la pente de la droite modélisée selon la méthode ordinaire

Pour la méthode des moindres carrés en axe majeur :

$$A_i = x_i - \bar{X} \text{ et } B_i = y_i - \bar{Y} \quad (\text{Eq 41})$$

Avec A_i , l'écart à la moyenne en X
 B_i , l'écart à la moyenne en Y

$$a_{MA} = \frac{(\sum_{i=1}^n B_i^2 - \sum_{i=1}^n A_i^2) + \sqrt{(\sum_{i=1}^n B_i^2 - \sum_{i=1}^n A_i^2)^2 + 4 * (\sum_{i=1}^n A_i B_i)^2}}{2 * \sum_{i=1}^n A_i B_i} \quad (\text{Eq 42})$$

Avec a_{MA} , la pente de la droite modélisée selon la méthode de l'axe majeur

Pour la méthode des moindres carrés en axe majeur réduit, on a :

$$a_{RMA} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n y_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n y_i)^2}{n}}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n x_i^2 - \frac{(\sum_{i=1}^n x_i)^2}{n}}} \quad (\text{Eq 43})$$

Avec a_{RMA} , la pente de la droite modélisée selon la méthode de l'axe majeur réduit

Pour l'ensemble des méthodes, l'ordonnée à l'origine b est calculée de la manière suivante :

$$b = \bar{Y} - a * \bar{X} \quad (\text{Eq 44})$$

Avec b , l'ordonnée à l'origine de la droite modélisée

La fiabilité du modèle choisi est estimée avec la somme des écarts à la droite au carré (SSE).

$$SSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(y_i - ax_i - b)^2}{n}} \quad (\text{Eq 45})$$

Avec SSE , la somme des écarts à la droite au carré
 a , la pente de la droite modélisée
 b , l'ordonnée à l'origine de la droite modélisée

Le coefficient de détermination R^2 est la variance expliquée par le modèle utilisé. Il est calculé à partir de l'équation :

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n ((ax_i + b) - \bar{Y})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{Y})^2} \quad (\text{Eq 46})$$

Avec R^2 , le coefficient de détermination pour le modèle choisi
 a , la pente de la droite obtenue avec le modèle choisi
 b , l'ordonnée à l'origine de la droite obtenue avec le modèle choisi

CHAPITRE 2 : Caractérisation du fonctionnement hydrologique des trois rivières

Les caractéristiques physiques et chimiques d'une eau de rivière dépendent de la nature de ses sources d'eau, de leur proportion ainsi que des processus physiques et chimiques interagissant avec elle le long de son trajet. Une caractérisation des signatures géochimiques des eaux de rivière a été effectuée spatialement et saisonnièrement (pour les bassins prélevés durant les deux missions) afin de pouvoir déterminer l'origine et les processus impactant les eaux des trois rivières.

I. Ecoulement dans les trois rivières

I.1. Validation de la méthode d'estimation des débits

Les caractéristiques initiales à l'exutoire des trois bassins utilisées pour les estimations de débit pour les deux méthodes sont résumées dans la table II.1. L'ensemble des surfaces et des pluies moyennes annuelles en chaque point ainsi que les valeurs de débit obtenues avec les deux méthodes sont fournies dans l'annexe 7.

	Surface (km ²)	Débit mesuré (m ³ /s)	MAR (mm/an)	MAP (mm/an)	Coefficient de ruissellement(%)	Références pour le débit
Nyando à l'exutoire	3482	22.2	201	1450	14	Raburu et al, 2012
Lufilyo à Kisegeze	1425	42.4	939	2000	47	Bergonzini, 1998
Tukela à Tukela Mouth	29000	146	159	810	20	Milliman and Farnsworth, 2013

Table II.1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques initiales des trois bassins utilisées dans l'estimation du débit. MAR est le ruissellement moyen annuel et MAP, la pluie moyenne annuelle.

La comparaison entre les débits estimés avec la méthode 1 (ruissellement constant) et la méthode 2 (coefficient de ruissellement constant) est présentée dans la figure II.1. Les droites Q1 en fonction de Q2 montrent une bonne corrélation pour les trois bassins versants avec $Q2 = 0.83 Q1$ ($R^2 = 1.00$) pour la Nyando, $Q2 = 0.84 Q1$ ($R^2 = 1.00$) pour la Lufirio et $Q2 = 1.13 Q1$ ($R^2 = 0.99$) pour la Tukela. Ces relations montrent que les débits estimés avec les deux procédés sont analogues.

La différence de débits entre les méthodes est au maximum de 21 % (annexe 7) une valeur comprise dans les barres d'erreurs des deux méthodes. En effet, la précision sur le calcul de la méthode 1 est estimée à 20 % majoritairement due à l'erreur sur l'estimation de surface. Celle

de la méthode 2 est estimée à 30 % liée en grande partie à l'erreur lors du calcul du coefficient de ruissellement à l'exutoire (15 %) et, de nouveau, à l'estimation de surface (10 %).

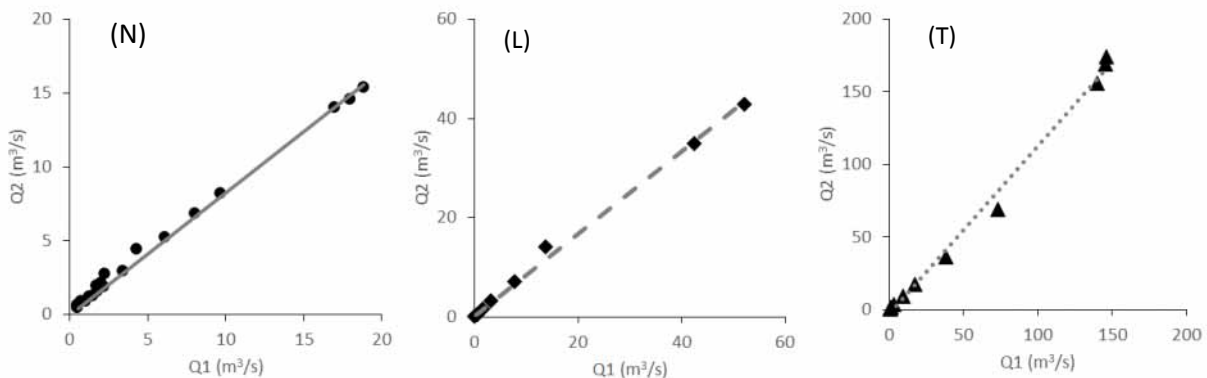


Figure II.1 : Comparaison des débits estimés par les méthodes 1 ($Q1$) et 2 ($Q2$) pour la Nyando (N, rond), la Lufilyo (L, losange) et la Tukela (T, triangle). Les droites obtenues sont respectivement d'équation N : $Q2 = 0.83 Q1$ ($R^2 = 1.00$), L : $Q2 = 0.84 Q1$ et T : $Q2 = 1.13 Q1$ ($R^2 = 0.99$).

Sur le bassin versant de la Nyando comme pour la Lufilyo, $Q1$ est plus élevé que $Q2$ à faibles altitudes et moins élevé pour les hautes altitudes alors que pour la Tukela, l'inverse se produit. Ce comportement altitudinal est lié à l'ajout du paramètre MAP dans la deuxième méthode qui présente globalement une variabilité altitudinale. La précision de la méthode 1 étant meilleure que celle de la méthode 2 et les variations entre les résultats des deux méthodes étant compris dans l'imprécision des calculs, les débits calculés à partir de la méthode 1 sont retenus.

Afin de valider les estimations de débits $Q1$, ces derniers ont été comparés aux données bibliographiques hors exutoire (7 sites sur la Nyando, 1 site sur la Lufilyo et 5 sites sur la Tukela). Les relations ont été définies en utilisant la méthode de régression OLS séparément pour la Nyando et la Tukela (figure II.2) où plusieurs sites sont disponibles et pour l'ensemble des sites des trois bassins.

Sur le bassin versant de la Nyando (Joleha *et al.*, 2009; Mwaka, 1994; *The Global Runoff Data Center (GRDC)*, 2018), l'ensemble des points se placent selon une droite de pente 0.94 ($R^2 = 0.97$, figure II.2N). La différence entre débits mesurés et estimés sur cette rivière va de 3 à 19 % et reste donc toujours inférieure à l'erreur sur le calcul de $Q1$.

Dans le cas de la Lufilyo, un seul point autre que l'exutoire a été recensé. Localisé à Lufilyu, le débit mesuré est de $19.2 \text{ m}^3/\text{s}$ (*The Global Runoff Data Center (GRDC)*, 2018) pour un débit estimé à $13.7 \text{ m}^3/\text{s}$. La différence entre les deux débits est donc supérieure (29 %) à l'erreur sur $Q1$. Le débit de la Lufilyo est peu documenté, des mesures supplémentaires de débit seraient nécessaires pour pouvoir valider la méthode d'estimation des débits pour ce bassin.

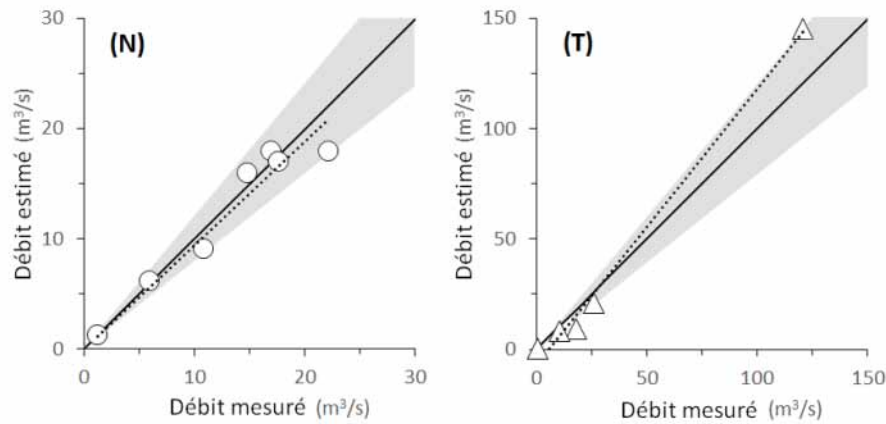


Figure II.2 : Comparaison des débits estimés $Q1$ avec les débits mesurés dans la littérature pour la Nyando (N) et pour la Tukela (T) (Joleha et al., 2009; Mwaka, 1994; Talma et al., 2012; The Global Runoff Data Center (GRDC), 2018). La ligne continue représente une pente de 1 et la zone grise, l'erreur sur le calcul $Q1$.

La relation linéaire entre débits estimés et mesurés (Talma *et al.*, 2012; *The Global Runoff Data Center (GRDC)*, 2018) sur la Tukela a une pente de 1.25 ($n = 5$, $R^2 = 0.99$, figure II.2T) due à une sous-estimation du débit aval et une surestimation des débits amont (Klein Waterval). Cet effet peut être dû à la forme large puis affinée du bassin versant et renforcé par la taille importante du bassin. Néanmoins, la différence entre mesures et estimations est inférieure ou égale à 20 % pour tous les points sauf à Klein Waterval où elle est de 47 % (-28.722°N , 29.376°E , $Q_{\text{mesuré}} = 17.85 \text{ m}^3/\text{s}$, $Q1 = 9.4 \text{ m}^3/\text{s}$, $S = 1869 \text{ km}^2$, issu de *The Global Runoff Data Center (GRDC)*, 2018). Ce site particulier se situe en aval d'un barrage important qui régule le débit et peut expliquer la différence observée.

Pour l'ensemble des trois bassins versants, la pente obtenue est de 1.13 ($n = 13$, $R^2 = 0.97$) montre une bonne relation entre débit estimé et débit mesuré.

Compte-tenu des bonnes corrélations entre débits mesurés et calculés, au regard des erreurs analytiques sur le premier et celles sur le calcul pour le deuxième, valables à la fois sur l'ensemble des points et pour chaque bassin séparément, la méthode peut être considérée comme valide en première approximation.

1.2. Variabilité spatiale des débits

Comme défini précédemment, le débit à l'exutoire est de $22.2 \text{ m}^3/\text{s}$ pour la Nyando (Raburu *et al.*, 2012), de $52.1 \text{ m}^3/\text{s}$ pour la Lufilyo (estimé à partir du débit mesuré de $42.4 \text{ m}^3/\text{s}$ à Kisege, Bergonzini, 1998) et de $146.0 \text{ m}^3/\text{s}$ pour la Tukela soit des valeurs de lames d'eau uniforme sur le bassin respectivement de 201 mm/an , 939 mm/an et 159 mm/an . Ces valeurs de lame d'eau sont cohérentes avec celles des rivières tropicales qui varient entre 79 et 2781 mm/an (Syvitski *et al.*, 2014) et sont même toutes les trois supérieures à la moyenne des rivières tropicales africaines qui est 135 mm/an (Huang *et al.*, 2012).

La Lufilyo présente une lame d'eau nettement supérieure aux deux autres rivières alors que son bassin est le plus petit. En effet, si les grands bassins versants ont des débits plus grands (Burgers *et al.*, 2014), les petits bassins tropicaux présentent le plus souvent des lames d'eau

plus importantes (Syvitski *et al.*, 2014). Les grands bassins sont effectivement soumis à une plus grande variabilité climatique.

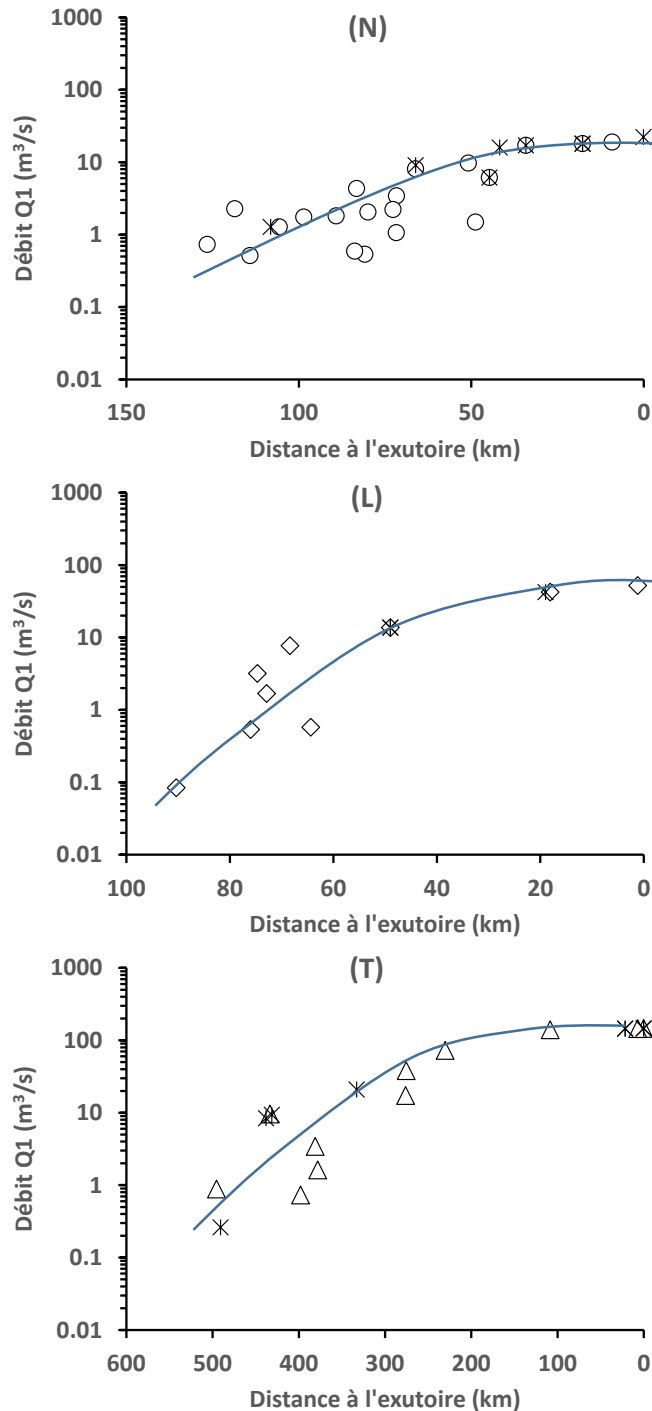


Figure II.3 : Evolution d'amont (vers la gauche) en aval (vers la droite) des débits locaux estimés le long de la Nyando (N, rond), de la Lufilyo (L, losange) et de la Tukela (T, triangle). Les débits mesurés acquis dans la littérature sont représentés dans chaque bassin par des croix (Bergonzini, 1998; Joleha *et al.*, 2009; Milliman and Farnsworth, 2013; Mwaka, 1994; Raburu *et al.*, 2012; Talma *et al.*, 2012; The Global Runoff Data Center (GRDC), 2018; Whitfield and Harrison, 2003). Les droites bleues représentent les tendances globales amont-aval.

Pour les trois rivières, les débits estimés sont cohérents en termes de valeurs et de distribution spatiale avec ceux acquis dans la littérature (figure II.3). La Nyando présente des débits variant de 0.7 et 18.4 m³/s avec une plus grande variabilité dans la zone amont liée à l'existence des trois branches (figure II.3N). Pour la Lufilyo, les débits estimés sont compris entre 0.1 et 52 m³/s (figure II.3L). Enfin la Tukela a un débit compris entre 0.4 et 146 m³/s (figure II.3T).

L'accroissement du débit d'amont en aval s'explique par des apports en eaux (pluviales et souterraines) supérieurs aux pertes (évaporatoires et souterraines). Un comportement inhérent aux rivières pérennes dans le monde (Burgers *et al.*, 2014; Syvitski *et al.*, 2014).

II. Caractéristiques géochimiques des eaux

II.1. Caractéristiques physico-chimiques des rivières

II.1.1. Comparaison interbassin et saisonnalité

L'analyse des profils de température (T), de conductivité (EC), de pH et de la quantité de sels dissous (TDS) permet de mettre en évidence des différences de conditions physico-chimiques au sein d'une rivière ou entre des bassins et peut permettre d'identifier des zones de mélange potentielles.

	Température (°C)			pH			EC (µS/cm)			TDS (mg/l)		
	S1	S2 partiel	S2	S1	S2 partiel	S2	S1	S2 partiel	S2	S1	S2 partiel	S2
Nyando												
Moyenne	24.9	22.6	23.0	8.7	8.2	8.1	792	319	310	194	158	161
Minimum	21.1	21.5	16.8	8.2	8.1	7.5	583	251	184	146	115	110
Maximum	29.2	23.8	30.6	9.0	8.3	8.6	1013	370	494	252	184	275
Ecart-type	2.6	0.8	3.2	0.3	0.1	0.4	145	49	74	38	28	38
Lufilyo												
Moyenne			21.9			8.1			176			76
Minimum			14.7			7.5			67			33
Maximum			31.0			8.9			366			153
Ecart-type			5.0			0.4			100			39
Tukela												
Moyenne	25.5	23.0	21.8	8.1	7.9	8.0	5228	2387	1612	1632	1357	909
Minimum	24.1	18.0	18.0	7.7	7.5	7.5	134	145	66	32	62	43
Maximum												
Avec exutoire	27.9	28.4	28.4	8.4	8.6	8.8	34500	15037	15037	10882	8665	8665
Hors exutoire	27.9	27.9	27.9	8.4	8.6	8.8	573	470	542	154	233	257
Ecart-type	1.3	4.2	3.7	0.3	0.4	0.5	12909	5579	4455	4079	3223	2573

Table II.2 : Résumé statistique des mesures de température de l'eau, de pH, de conductivité (EC) et de quantité de sels dissous (TDS) pour les trois bassins versants. Les analyses statistiques ont été effectuées sur toutes les valeurs de mars (S1, n = 13), sur les valeurs obtenues en octobre-novembre uniquement aux points déjà prélevés en mars (S2, n = 13) et sur toutes les valeurs d'octobre-novembre (n = 40).

Les valeurs des quatre paramètres sont fournies pour tous les points de prélèvement en annexe 8. Leur résumé statistique est donné dans la table II.2. La comparaison interbassin est effectuée sur la période de basses-eaux lorsque les trois bassins ont été échantillonnés et que le nombre

de sites par bassin est plus grand. Le jeu de données 'S2 partiel' regroupe les mesures effectuées en octobre-novembre uniquement aux sites déjà prélevés en mars, soit 13 sites, afin de pouvoir discuter de la saisonnalité des paramètres de la Nyando et de la Tukela.

Les trois bassins ont des températures moyennes très similaires (environ 22 °C) (table II.2). La Lufilyo présente un écart de température plus élevé à cause du dénivelé de 2020 m entre les points amont et aval contre 1385 m pour la Tukela et 901 m pour la Nyando. Malgré un dénivelé plus important, la Tukela présente un écart de température plus faible que celui de la Nyando. En effet, en amont, l'exposition aux rayonnements solaires est plus importante sur la Tukela où la végétation haute est peu présente, alors que sur la Nyando la forêt recouvre la partie amont (voir chapitre 1 : I.5 et III.5). Ce phénomène peut induire des températures de l'eau plus chaudes en amont (figure II.4) malgré une température de l'air plus froide.

Dans les trois rivières, le pH est neutre à basique. Il vaut en moyenne 8.0 et varie entre 7.5 et 8.9 (table III.2). Ces valeurs sont relativement plus élevées que celles observées en moyenne dans les autres rivières tropicales (7.2, voir II.1.3 du chapitre d'introduction).

En moyenne, la conductivité et la TDS sont plus faibles dans la Lufilyo et plus élevées dans la Tukela (table III.2). Ce comportement non-latitudinal pourrait être dû à un effet de pluie et/ou un effet de taille de bassin. En effet, dans le premier cas, des pluies plus abondantes diminuent l'EC et la TDS car elles sont peu chargées en ions et diluent ainsi l'eau des rivières. À l'inverse, dans le deuxième cas, une plus grande surface disponible pour l'évaporation induit un enrichissement en ions dans l'eau et contribue ainsi à l'augmentation de la conductivité et de la TDS. Dans le cas de la Tukela, les fortes TDS et EC moyennes sont essentiellement liées à un effet du mélange eau douce – eau de mer près de l'exutoire. Ce mélange explique la gamme de conductivité et de TDS bien plus étendue que sur les deux autres bassins. Si le point à l'exutoire n'est pas pris en compte, la conductivité de la Tukela varie entre 66 et 542 µS/cm et la TDS entre 43 et 257 mg/l montrant ainsi des gammes de valeurs proches de celles de la Nyando.

D'un point de vue saisonnier, la Nyando et la Tukela présentent en moyenne des températures de rivière plus élevées en mars. Néanmoins, si cette augmentation est relativement globale sur le bassin de la Nyando (sauf à Homa Lime), elle a lieu uniquement sur la partie supérieure du bassin de la Tukela. La partie proche de l'exutoire montre en effet des températures plus froides en mars qu'en octobre (annexe 8). Cette diminution est due à une entrée plus importante des eaux maritimes (plus froides) en mars 2016 confirmée par une conductivité nettement plus élevée pendant cette période à Tukela Mouth. Le pH est lui aussi plus élevé en période de hautes-eaux sur la Nyando ainsi que la conductivité et la TDS. La hausse du premier paramètre pourrait être liée par une augmentation de l'activité biologique due à la hausse de température (Demars *et al.*, 2011; Talling, 2010). La hausse des deux autres paramètres peut aussi être liée à celle de la température qui accélère de nombreuses réactions chimiques comme la solubilité de nombreux éléments et augmente ainsi la quantité d'ions dans l'eau. Pour la Tukela, la TDS et la conductivité sont globalement inférieures en mars. Ces fortes

conductivités et TDS observées en période sèche peuvent être liées à des effets d'évaporation qui vont enrichir globalement l'eau en ion.

II.1.2. Variabilité intra-bassin de la température : gradients altitudinaux

De nombreux processus biogéochimiques sont thermo-dépendants tels que l'évaporation, la dissolution ou la précipitation de solide (IAEA, 2001), le développement biologique (Fitter *et al.*, 1998) ou encore le fractionnement isotopique (IAEA, 2001). Connaitre l'évolution de la température dans le bassin est donc nécessaire pour bien comprendre les processus. La figure II.4 montre l'évolution de la température en fonction de l'altitude en périodes de hautes et de basses-eaux.

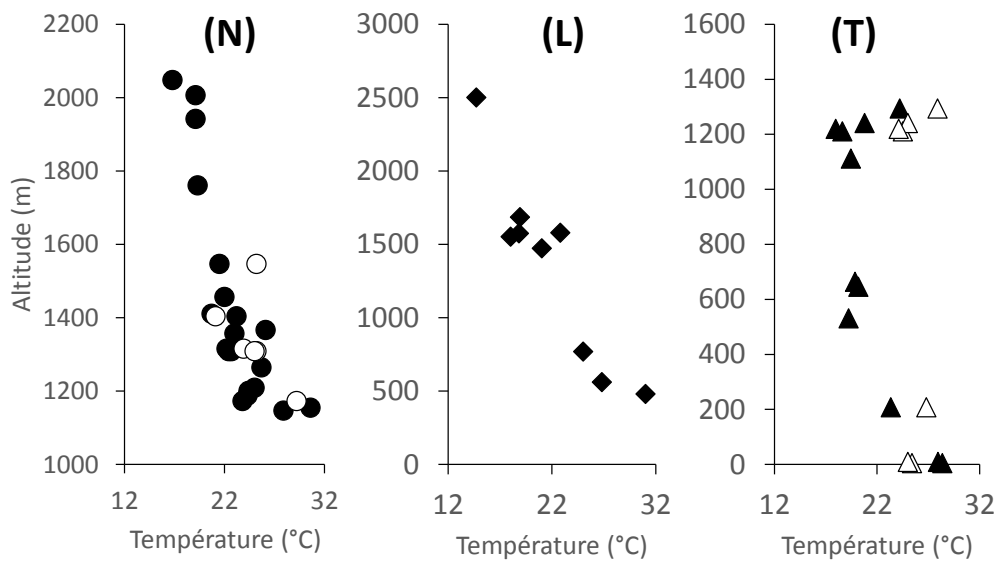


Figure II.4 : Evolution de la température en fonction de l'altitude en période de hautes-eaux (figuré creux) et période de basses-eaux (figuré plein) dans la Nyando (N, rond), la Lufilyo (L, losange) et la Tukela (T, triangle)

Les rivières de la Nyando et de la Lufilyo présentent un gradient négatif de température cohérent avec un équilibrage entre les températures de l'air et de l'eau. Dans la Nyando, les deux branches présentent des gradients de température de l'eau distincts : $-2.3\text{ °C}/100\text{m}$ ($R^2=0.69$) pour la Tinderet et $-1.0\text{ °C}/100\text{m}$ ($R^2=0.78$) pour la Kimologit ou la Kepchorian. Cette différenciation est due probablement à la différence de pente et de débits entre les deux vallées. La Lufilyo présente quant à elle un gradient de $-0.4\text{ °C}/100\text{m}$ ($R^2=0.87$).

Enfin, deux gradients de température sont visibles sur le bassin de la Tukela pendant les basses-eaux : le premier en aval est négatif et le deuxième en amont est positif. Le même comportement semblent se produire pendant les hautes-eaux : le gradient amont est bien visible mais l'absence de points intermédiaires rend difficile la validation du gradient aval. Le gradient aval est de $-1.3\text{ °C}/100\text{m}$ ($R^2=0.92$) et présente le même comportement que les deux autres rivières. Le gradient inverse en amont est de $2,3\text{ °C}/100\text{m}$ ($R^2=0.4$) en octobre-novembre et $4.5\text{ °C}/100\text{m}$ ($R^2=0.95$) en mars. Cette augmentation de la température de la rivière avec l'altitude ne suit pas les variations de température de l'air et peut s'expliquer par trois effets majeurs : un changement de couverture végétale, un changement de climat ou un apport d'eaux

souterraines plus chaudes. Or, dans le cas de la Tukela, le climat et la couverture végétale au niveau des sites amont varient peu (voir chapitre 1 : III.3 et III.5). Cette augmentation de température est donc vraisemblablement liée aux apports des nappes lenticulaires, dont les caractéristiques physico-chimiques sont très variables, selon les sources (chapitre 1 : III.4).

II.1.3. Variabilité spatiale de la conductivité et relation avec la TDS

La conductivité et la TDS caractérise le contenu en ions présents dans l'eau, quantitativement et qualitativement pour le premier et quantitativement uniquement pour le deuxième. En effet, la conductivité électrique prend en compte la charge de chaque élément renseignant sur sa forme ionique. Une évolution conjointe entre les deux paramètres implique en première approximation que les changements de forme et de proportion des éléments peuvent être considérés comme négligeables.

La figure II.5 présente l'évolution de la concentration en sels dissous (TDS) en fonction de la conductivité pour les deux périodes étudiées. Dans le cas de la Tukela, la zone de mélange eau de mer – eau salée n'a pas été prise en compte dans la figure. Les trois rivières montrent une bonne corrélation entre TDS et EC. Celle-ci est visible, plus forte en période de basses-eaux qu'en période de hautes-eaux avec respectivement des pentes de ~0.5 et de ~0.25. Les résultats géochimiques sont ainsi cohérents avec la conductivité mesurée.

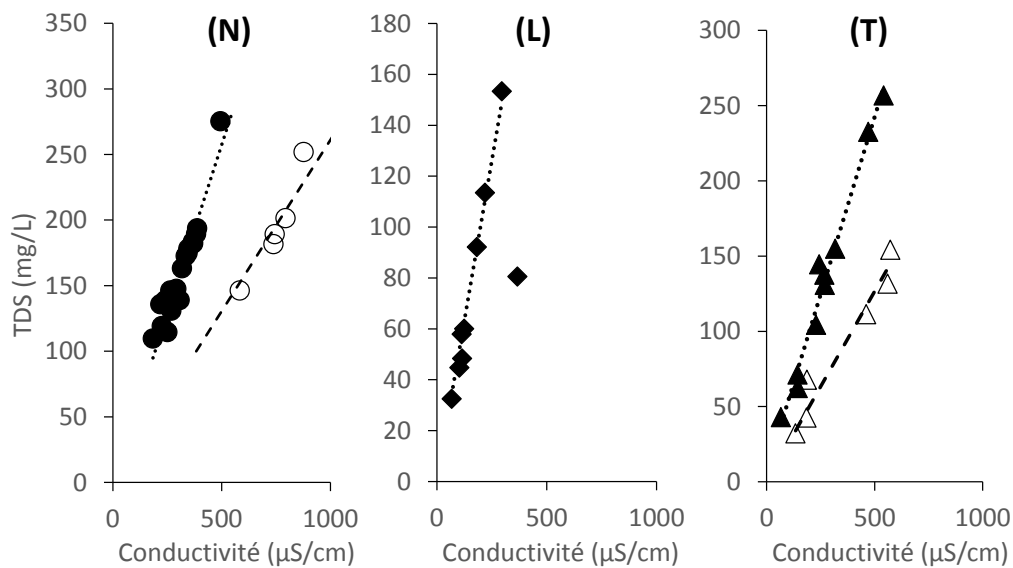


Figure II.5 : Evolution de la conductivité en fonction de la TDS en période de hautes-eaux (figuré creux) et période de basses-eaux (figuré plein) dans la Nyando (N, rond), la Lufilyo (L, losange) et la Tukela (T, triangle)

Ainsi dans le bassin de la Nyando (figure II.5N), la pente de basses-eaux est de 0.51 ($R^2=0.91$) et celle de hautes-eaux est de 0.26 ($R^2=0.97$). Elle est de 0.50 ($R^2=0.99$) pour tous les sites du bassin de la Lufilyo, excepté le site de Lufilyu (figure II.5L). Enfin, la Tukela a une pente, respectivement en période de basses et de hautes-eaux, de 0.49 ($R^2=0.98$) et de 0.25 ($R^2=0.95$) (figure II.5T). Toutes les pentes obtenues sont légèrement plus faibles que celles des eaux naturelles référencées dans la littérature qui sont comprises entre 0.48 et 0.86 (McNeil and Cox, 2000; Niekerk *et al.*, 2014; Weiner, 2012; Wolkersdorfer and Hubert, 2015).

Spatialement, tout comme pour la température, les bras contenus dans les deux vallées de la Nyando ont un comportement différent en termes de conductivité (figure II.6N). La Tinderet est plus conductrice en amont qu'en aval car des apports d'eau faiblement chargée provenant de la forêt de Kapsabeth appauvrissent fortement l'eau de ce bras en amont de la confluence Tinderet-Mau. A l'inverse, la conductivité augmente depuis l'amont vers l'aval dans les bras de la Mau (Kimologit et Kepchorian) avec en particulier la présence d'eaux très conductrices aux alentours d'Homa Lime à proximité des mines de carbonatites. Après la confluence de la Mau et de la Tinderet, le mélange simple produit des eaux à conductivités relativement assez élevées (~330-370 μ S/cm) montrant une contribution plus importante de la Mau au mélange en termes d'apports en eaux.

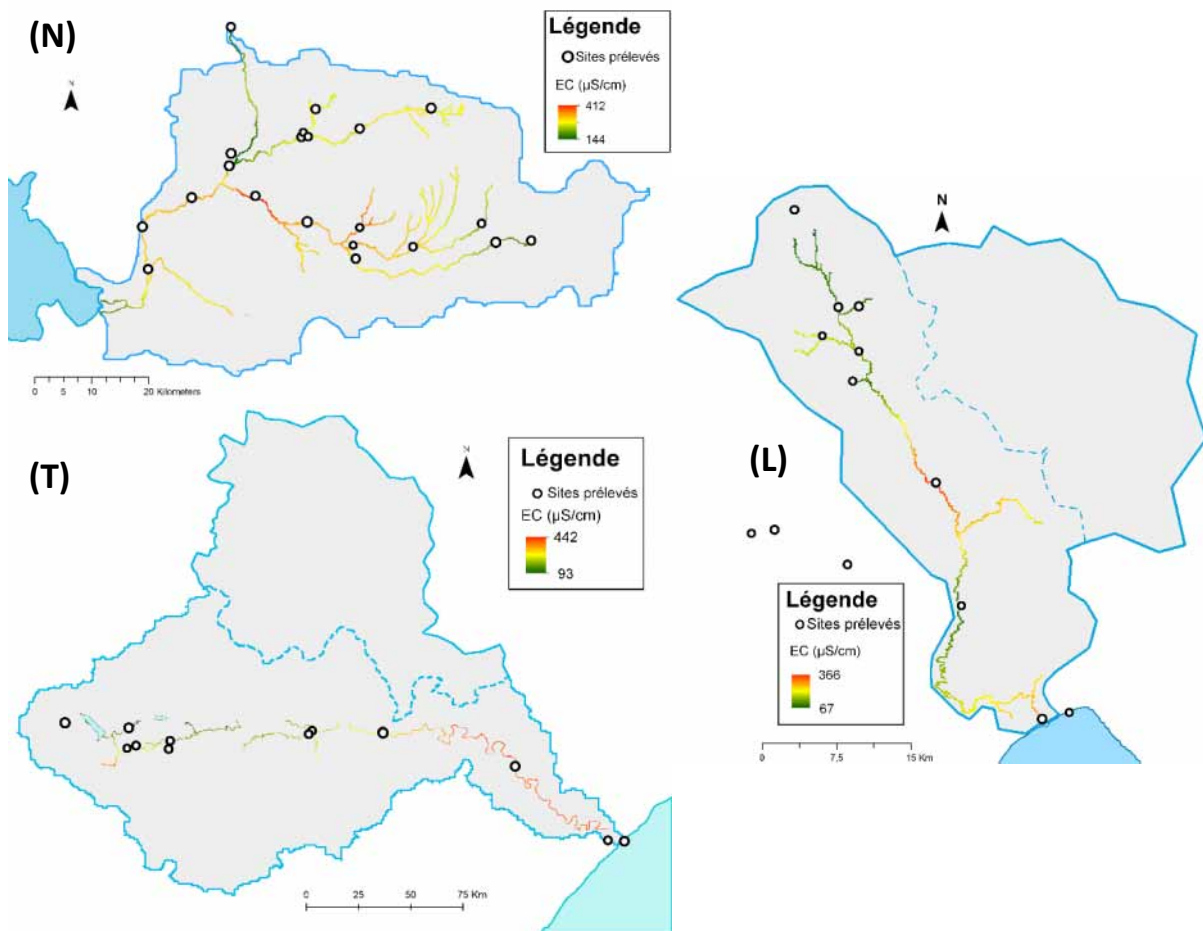


Figure II.6 : Evolution spatiale de la conductivité électrique (EC, exprimé en μ S/cm) le long de la Nyando (N), de la Lufilyo (L) et de la Tukela (T) en période de basses-eaux

La conductivité de la Lufilyo augmente globalement d'amont en aval excepté à Lufilyo où une anomalie de forte conductivité a été mesurée (figure II.6L). Cette anomalie montre un apport en ions plus chargés pouvant provenir des sources hydrothermales qui se trouvent dans la région (Delalande *et al.*, 2011).

Enfin, la Tukela présente elle-aussi une hausse de la conductivité d'amont en aval sur le bras principal (figure II.6T). De fortes conductivités associées à de fortes TDS sont observées dans les affluents comparativement au bras principal à la même altitude comme par exemple

dans la rivière Bloukrans à Tukela Estate (EC = 542 $\mu\text{S}/\text{cm}$ comparé à la Tukela juste avant la confluence EC ~ 143 $\mu\text{S}/\text{cm}$) montrant une augmentation des concentrations en ions. Cet enrichissement est vraisemblablement lié à des phénomènes d'évaporation plus importants causés par la faible couverture arborée et le climat relativement sec.

II.1.4. Variabilité spatiale du pH

La distribution spatiale du pH dans les trois rivières est globalement non-altitudinal mais localement, des comportements altitudinaux peuvent être observés (figure II.7).

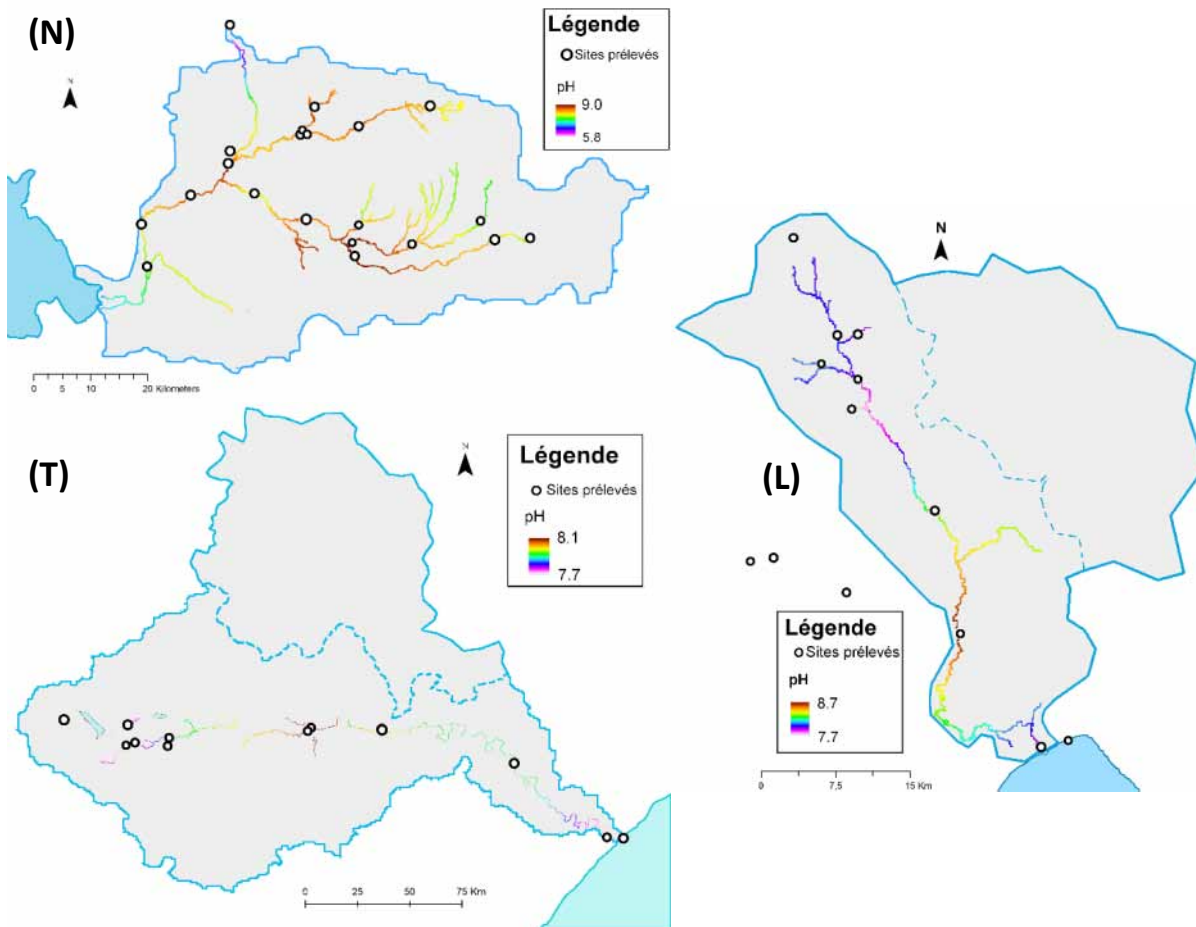


Figure II.7 : Evolution spatiale du pH le long de la Nyando (N), de la Lufilyo (L) et de la Tukela (T) en période de basses-eaux

Ainsi dans le bassin de la Nyando, le pH croît d'amont en aval dans les trois bras amont de la rivière jusqu'à leur confluence (figure II.7N). La Tinderet présente toutefois des pH plus élevés que les deux autres bras. Le plus fort pH est localisé à Homa Lime aux abords des mines de carbonatites. Après la confluence des bras de la Mau et de la Tinderet, le pH diminue jusqu'à l'exutoire.

Le pH de la Lufilyo est globalement croissant d'amont en aval jusqu'à Kisegese (figure II.7L). Les affluents amont ont des pH allant de 7.48 à 8.29 liés aux apports des sources hydrothermales chaudes ou froides, aux différents types de nappes ainsi qu'à la nature et l'âge très variables de l'encaissant. Les forts pH mesurés, comme à Kisegese, sont probablement dus

à la présence des roches calciques (carbonatites, calcite de comblement de fissures, travertins,...) et/ou au changement d'utilisation des terres avec la mise en place des monocultures de canne à sucre ou de maïs associées à l'utilisation d'engrais (augmentation du pH avec la quantité de nitrates dans les eaux de la Lufilyo).

Enfin, la Tukela montre une augmentation du pH depuis l'amont jusqu'à Tukela Ferry puis une décroissance allant jusqu'à l'exutoire (figure II.7L). Ce changement de comportement s'effectue donc entre les pénéplaines amont et la vallée encaissée aval et peut être relié à l'enfoncement de la vallée qui extrude des strates géologiques différentes ainsi qu'au changement de végétation avec le développement de la brousse dans la vallée et des plantations d'Eucalyptus sur les plateaux.

II.2. Caractéristiques physico-chimiques des eaux non fluviales

Les mesures de températures, de pH, de conductivité et de TDS des eaux souterraines, lacustres, d'irrigation et de pluie prélevés sont présentées dans l'annexe 9.

Les eaux souterraines dans le bassin versant de la Nyando ont des températures variant entre 20.4 et 29.3 °C avec des eaux plus froides dans les aquifères les plus superficiels quel que soit la période concernée en cohérence avec l'augmentation de la température de l'encaissant avec la profondeur. La différence de température entre les deux saisons est très faible excepté sur la source près de Kapsabeth ($\Delta T = 6.6$ °C, N-20). Ce point présente aussi un pH acide (~6) et une conductivité et TDS plus beaucoup faibles comparativement aux autres nappes. De la même façon, ces deux derniers paramètres sont plus faibles en novembre (respectivement 147 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 10 mg/l en novembre ; 62 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 3 mg/l en mars). Cette source naturelle est située à quelques mètres (3-4 m environ) sous la surface du sol recouvert par la forêt primaire. La présence des roches imperméables du socle Précambrien (voir Chapitre 1 : I.2) sert de substratum à cette nappe superficielle. L'eau de pluie - acide et de faible charge ionique - s'écoule ainsi majoritairement dans le sol acide de la forêt tropicale (Motavalli et al., 1995; Russell et al., 2018). Elle forme ainsi une eau souterraine pauvre en ions et à pH faible, sensible aux fluctuations saisonnières de température du sol qui sont plus importantes que dans les strates géologiques. En dehors de ce point, les pH observés (entre 7.4 et 7.8) sont légèrement plus basiques en périodes sèches et sont plus élevés que ceux reportés par Raburu et al (2012) qui montre des pH allant de 6.0 à 7.0. La conductivité est plus élevée en novembre dans les eaux prélevées dans les aquifères de surface mais elle reste comprise dans la gamme de valeur (800 – 5600 $\mu\text{S}/\text{cm}$) observée dans les nappes superficielles (Raburu et al., 2012). La valeur de conductivité de la nappe profonde prélevée à Dick Awonga est elle-aussi cohérente avec la gamme de valeur de ce type d'aquifère allant de 920 à 1300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Raburu et al., 2012).

L'eau lacustre échantillonnée dans la baie de Kisumu présente des paramètres physico-chimiques ($T = 26.4$ °C, $\text{pH} = 7.0$; $\text{EC} = 176$ $\mu\text{S}/\text{cm}$) durant la saison sèche similaires à ceux observés précédemment par Sitoki et al (2012) et Babu et al (2015). Néanmoins, le pH et la conductivité observés en mars sont plus élevés (respectivement 8.1 de pH et 435 $\mu\text{S}/\text{cm}$). La présence de la ville de Kisumu associée au ruissellement fort engendré en saison humide peut

être responsable d'une contamination directe des eaux lacustres par les effluents urbains. L'eau du lac Victoria est utilisée dans la région pour l'irrigation des rizières (comme à Nduru) puis rejetée directement dans le lac fonctionnant ainsi en circuit fermé. L'échantillon prélevé dans un chenal entrant (N-21a) présente en effet des paramètres physico-chimiques très similaires à ceux observés dans le lac (pH = 7.3, EC = 147 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et TDS = 66 mg/l). Par contre, à la sortie du circuit (N-21b), le pH et la TDS diminuent et la conductivité augmente (pH = 6.7, EC = 336.1 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et TDS = 48 mg/l). La baisse de TDS est liée d'une part à une diminution importante de nitrates, cohérente avec la riziculture (Ito, 1987) et d'autre part à une diminution de la concentration en HCO_3^- (annexe 10) pouvant expliquer la baisse de pH observée.

Dans le bassin de la Lufilyo, la source de Kilambo Kadjala est une source hydrothermale chaude présentant une forte conductivité (5100 $\mu\text{S}/\text{cm}$) et un pH neutre (6.7) cohérents à ceux observés au même point et dans d'autres sources gazeuses chaudes du bassin versant de la Karonga par Delalande et al (2011).

Les deux échantillons lacustres montrent des eaux au pH basique (8.6) cohérent avec de précédentes mesures (Branchu *et al.*, 2005; Delalande, 2008). Les deux lacs ont des températures élevées par rapport à la rivière (27.3 °C pour le lac Masoko et 31.4 °C pour le lac Nyassa). En termes de conductivité et de TDS, le lac Masoko est beaucoup moins chargé (EC = 39 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et TDS = 13 mg/l) que le lac Nyassa (EC = 255 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et TDS = 110 mg/l). Il présente une signature légèrement plus riche par rapport à l'eau de pluie (EC = 15 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et TDS = 1 mg/l). La faible charge ionique du lac de maar est liée à des apports relativement équivalents d'eaux souterraines locales peu chargées et du ruissellement de surface rapide (petite surface drainée par le lac) provenant des pluies peu chargées (Delalande *et al.*, 2005, 2008).

Enfin, dans le bassin de la Tukela, les eaux souterraines ont des températures globalement plus faibles (comprises entre 19.5 et 23.9 °C sauf dans le puits de Potshini en saison humide) que dans les deux autres bassins. Les échantillons présentent des caractéristiques physico-chimiques différentes pour chacun d'entre eux avec des eaux souterraines légèrement acides (comme près d'Umhlali, pH = 6.5, T-10) à légèrement basiques (comme à Potshini, pH = 7.8, T-9) et une gamme de conductivité allant de 62 à 737 $\mu\text{S}/\text{cm}$ montrant une variabilité importante de ces paramètres en accord avec les résultats de l'étude de Nolakana (2016).

II.3. Hydrochimie et faciès géochimique des eaux

II.3.1. Faciès géochimiques dans les bassins

Le faciès géochimique d'une eau est défini à partir de la nature et des proportions des différents ions qui la composent. Couramment utilisé, le diagramme de Piper permet de caractériser le faciès des eaux en utilisant deux triangles (un pour les cations et un pour les anions) et un losange (Piper, 1944) et est représenté pour les trois rivières dans les figures II.8, 9 et 10.

Les différentes concentrations en ions ainsi que les erreurs sur la balance ionique (EBI) en chaque point sont présentées dans les annexes 10 et 11. Toutes les eaux présentent des EBI

comprises entre -20 et +20 % (dont 21 eaux entre -5 et 5 %) sauf trois : sur la Tinderet à Senetwo et sur un de ces affluents à Kibigori dans le bassin de la Nyando et sur la Katungwe à Kilasi dans le bassin de la Lufilyo.

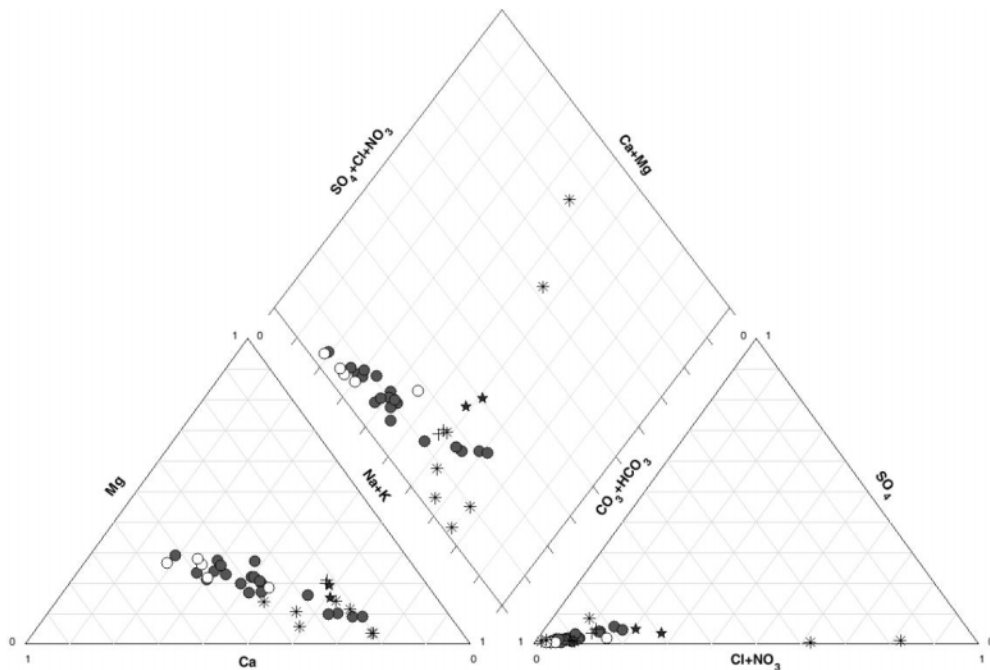


Figure II.8 : Diagramme de Piper des eaux du bassin versant de la Nyando. Les eaux de rivières sont représentées par des ronds (blancs pour la période de hautes-eaux et gris pour la période de basses-eaux), les eaux souterraines par des astérisques, les eaux d'irrigations par des croix et les eaux lacustres par des étoiles.

Les eaux de rivières de la Nyando sont bicarbonatées calciques à bicarbonatées sodiques et potassiques pendant les deux périodes (figure II.8). Les eaux du lac Victoria ont le même faciès mais sont plus concentrées en nitrates provenant essentiellement dans la région des effluents de la ville de Kisumu (industrie et eaux usées domestiques) et du lessivage des sols déforestés et/ou brûlés ainsi que des techniques agricoles (Nyilitya *et al.*, 2016) tels que l'usage de fertilisants de type NPK (Maturwe *et al.*, 2005). Les eaux souterraines présentent deux types de faciès. Le premier est carbonaté sodique et potassique et le deuxième chloruré sulfaté avec de fortes concentrations en nitrates. Ce deuxième faciès est visible sur les eaux souterraines près de Kapsabeth qui proviennent des nappes de surface des hauts-plateaux. Les taux élevés de nitrates proviennent de pollutions dont l'origine est similaire à celle des pollutions supposée pour le lac Victoria (Nyilitya *et al.*, 2016).

Les eaux de rivière de la Lufilyo et les eaux lacustres du bassin sont bicarbonatées sodiques et potassiques en cohérence avec la géologie volcanique du bassin (figure II.9) malgré une proportion légèrement plus grande en calcium dans les eaux de lac. L'unique source échantillonnée au cours des campagnes montre un faciès carbonaté enrichi en nitrates, non cohérent avec celui bicarbonaté sodique observé auparavant par Delalande (2008). Cet enrichissement en nitrates est probablement lié à une pollution locale.

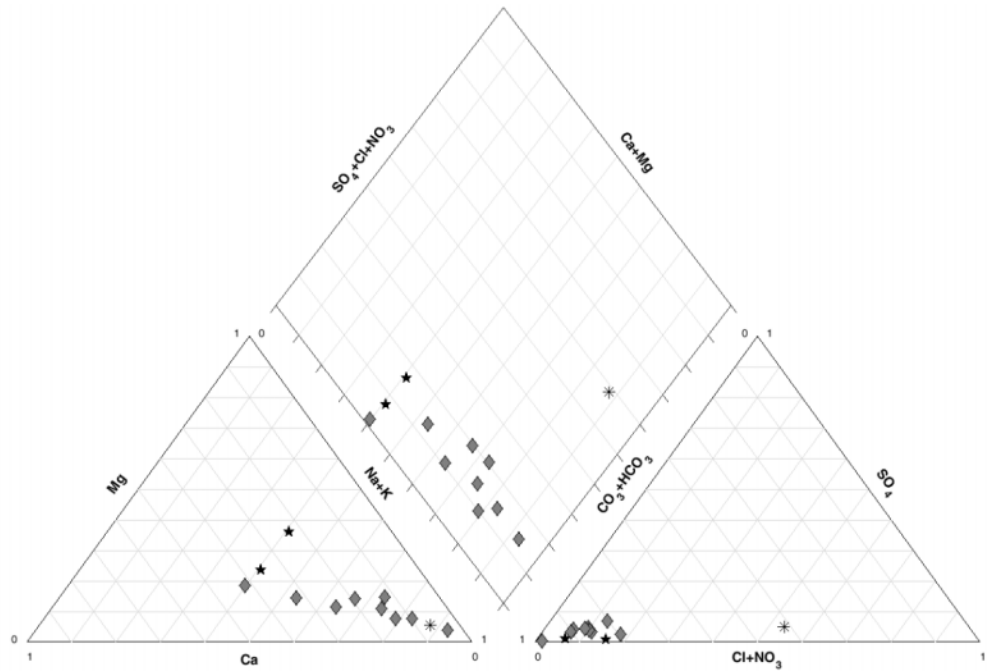


Figure II.9 : Diagramme de Piper des eaux du bassin versant de la Lufilyo. Les eaux de rivières sont représentées par des losanges gris pour la période de basses-eaux, les eaux souterraines par des astérisques et les eaux lacustres par des étoiles.

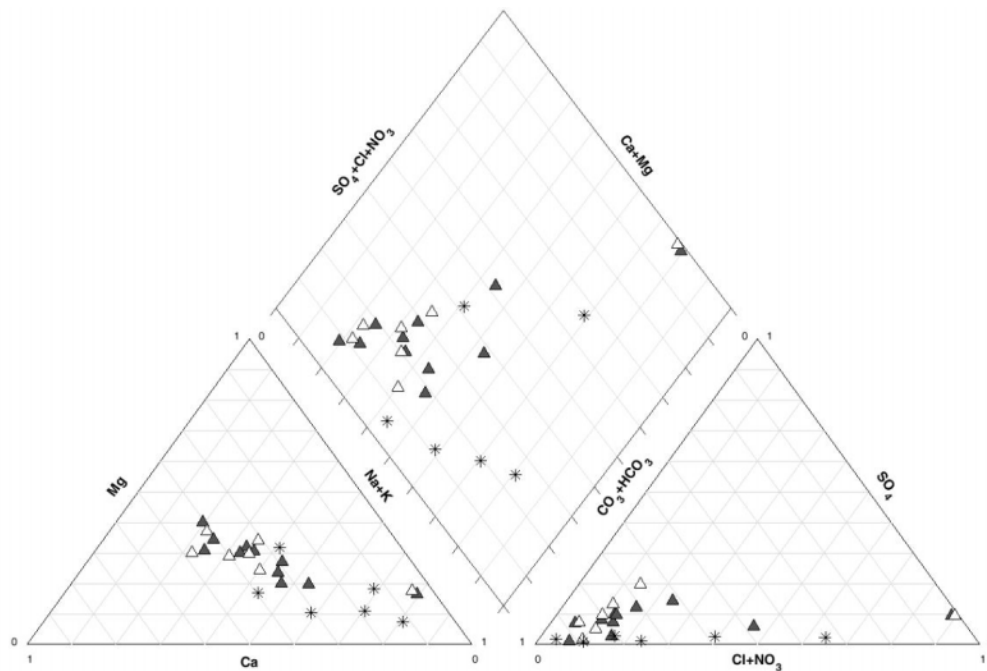


Figure II.10 : Diagramme de Piper des eaux du bassin versant de la Tukela. Les eaux de rivières sont représentées par des triangles (blancs pour la période de hautes-eaux et gris pour la période de basses-eaux) et les eaux souterraines par des astérisques.

La Tukela présente une différenciation des faciès géochimiques entre les eaux souterraines, qui sont essentiellement bicarbonatées calciques, et les eaux de surface, qui sont essentiellement carbonatées calciques (sauf près de l'exutoire où elles deviennent chlorurées sodiques à cause du mélange eau-douce-eau de mer). Cette observation est cohérente avec la déconnexion entre les nappes souterraines et les rivières suggérée par Pienaar et al (2010). Le cas particulier de la

nappe prélevée près des côtes à proximité d'Umhlali (T-10) montre un faciès chloruré sodique dû à l'intrusion de l'eau de mer dans l'aquifère.

L'évolution spatiale des faciès cationiques est présentée dans la figure II.11.

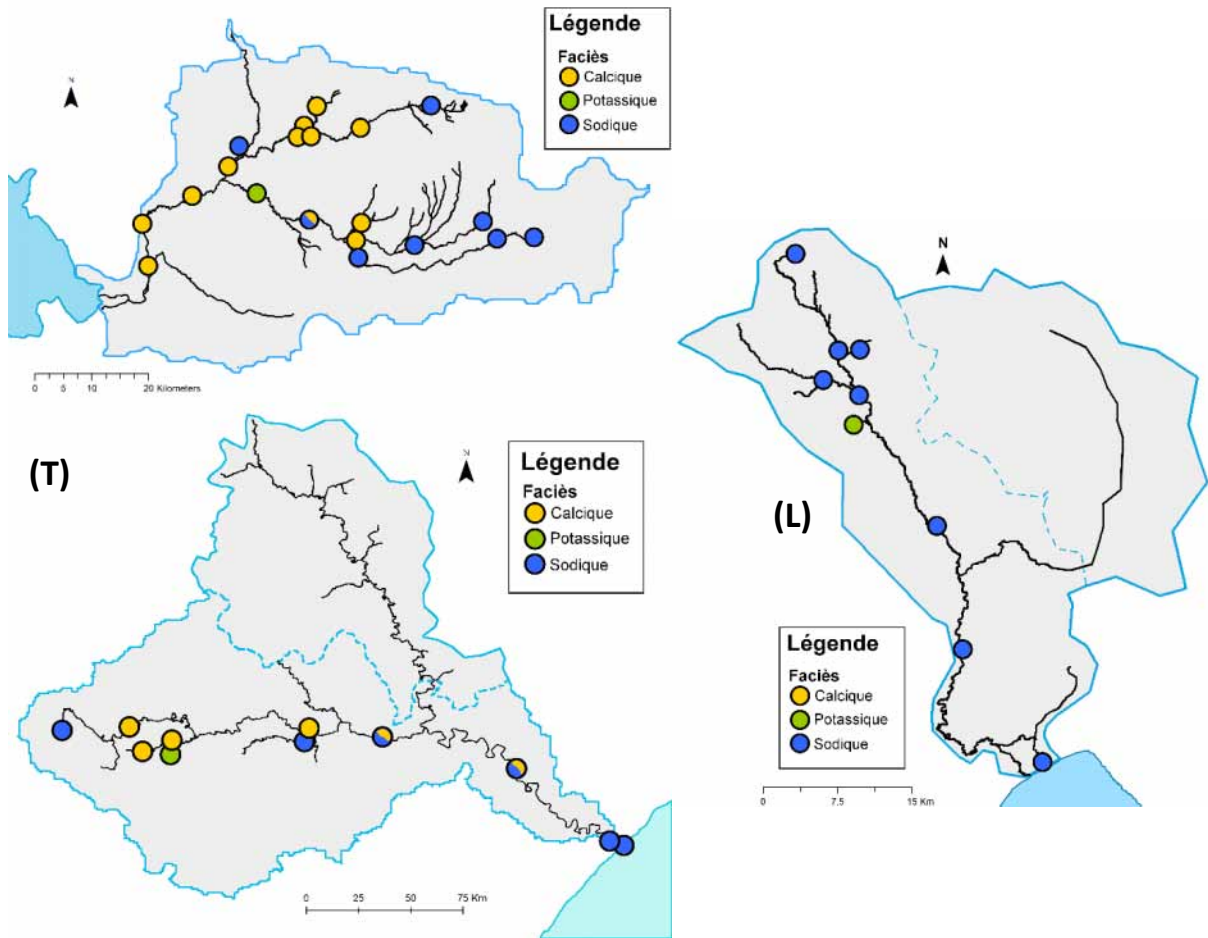
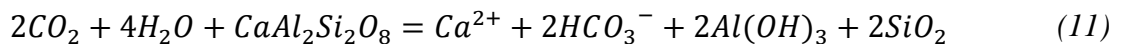


Figure II.11 : Evolution spatiale du faciès cationique le long de la Nyando (N), de la Lufilyo (L) et de la Tukela (T) en période de basses-eaux

Ainsi, la Nyando montre un changement de faciès sodique en amont à calcique en aval (figure II.11N). Cette variabilité spatiale est cohérente avec la nature des roches drainées par la rivière : essentiellement volcanique. Le changement de faciès peut être expliqué par la présence des carbonatites à proximité d'Homa Lime. Ainsi, la rivière Kepchorian, dont le sous-bassin ne contient pas de carbonatites, reste sodique. Le mélange entre les deux rivières de la Vallée de la Mau entraîne la formation d'un faciès mixte calcique et sodique à Muhoroni. Néanmoins, la Tinderet, au Nord, change de faciès (vers calcique) en amont des zones référencées comme contenant des carbonatites. Cet enrichissement en calcium peut provenir de l'altération des plagioclases calciques (Hem, 1989) contenus dans les roches volcaniques (rhyolites et dacites) comme l'anorthite $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (11) du Nyanzien affleurant dans l'escarpement Nandi (voir Chapitre 1 : I.2, Brantley *et al.*, 2007).



Le faciès potassique particulier observé à Awasi Chemelil coïncide avec le développement de cultures intensives de canne à sucre (type NPK) et avec la présence des manufactures associées (rejets en eaux usées dans la rivière possibles).

La majorité des eaux de la Lufilyo sont sodiques en cohérence avec les roches volcaniques alcalines alentours (trachytes et phonolites, figure II.11L). Seul la Kipetangambako présente un faciès potassique probablement lié à un enrichissement local par des apports anthropiques. En effet, ces apports s'ajoutent aux concentrations naturelles relativement importantes de sodium et de potassium comparativement aux autres cations (annexe 10).

Enfin, la Tukela présente aussi un changement de cation majeur. En amont de la Tukela, à Okhombe, le faciès est sodique. L'eau provient en effet des formations volcaniques du Drakensberg qui vont enrichir les eaux en sodium (figure II.11T). Le faciès est ensuite plus carbonaté entre Bergville et Tukela Estate. Il reste ensuite relativement mixte jusqu'entre Thulile et la réserve naturelle Harold Johnson où il devient sodique avec les apports marins.

II.3.2. Origine de la composition chimique des eaux de rivières

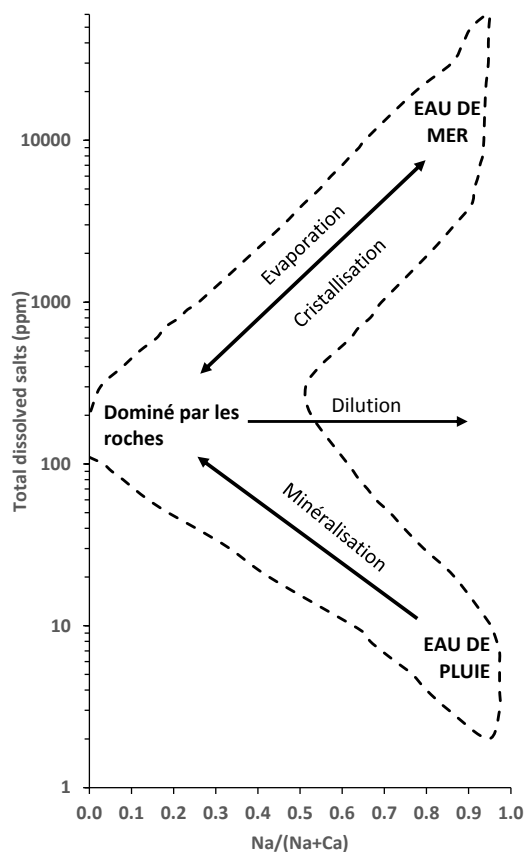


Figure II.12 : Description du diagramme de Gibbs, d'après Gibbs (1970)

Le diagramme de Gibbs met en relation la salinité totale d'une eau (TDS) et la proportion en éléments dominants cationiques (Ca et Na) ou anionique (HCO_3 et Cl). Il permet une première identification des processus majeurs contrôlant la chimie de cette eau (Gibbs, 1970).

La figure II.12 schématise dans le diagramme cationique les différents processus identifiés à l'aide du diagramme de Gibbs. Les enveloppes de Gibbs (contour en pointillé) représentent les résultats obtenus à l'échelle mondiale sur différents types d'eaux par Gibbs (1970) et permet de définir les axes du diagramme. Cette méthode permet de distinguer trois influences majeures : les précipitations atmosphériques, la nature géochimique de l'encaissant et les effets d'évaporation et/ou de cristallisation. Dans certains cas, des phénomènes de dilution et de mélanges peuvent être observés.

Le diagramme anionique (TDS en fonction de $\text{Cl} / (\text{Cl} + \text{HCO}_3)$) n'est pas présenté ici du fait des fortes concentrations en bicarbonates qui en complexifient la lecture. Néanmoins, les

trois rivières présentent des compositions contenues dans l'enveloppe de Gibbs pour ce graphique et montrent des eaux dont la composition chimique est essentiellement dominée par la nature des roches encaissantes. Les diagrammes cationiques sont représentés pour chaque rivière dans la figure II.13.

Dans le bassin de la Nyando, l'ensemble des points montrent un impact dominant de la géologie sur la chimie de ses eaux (figure II.13N). La Kepchorian se différencie des deux autres bras amont formant un pôle plus sodique et la Tinderet, en particulier amont, forme un pôle plus calcique. La Kimologit se place entre ces deux pôles renforçant l'hypothèse émise précédemment qu'elle résulte d'un mélange entre des eaux sodiques venant globalement du Sud-Est du bassin et des eaux calcique plus septentrionales.

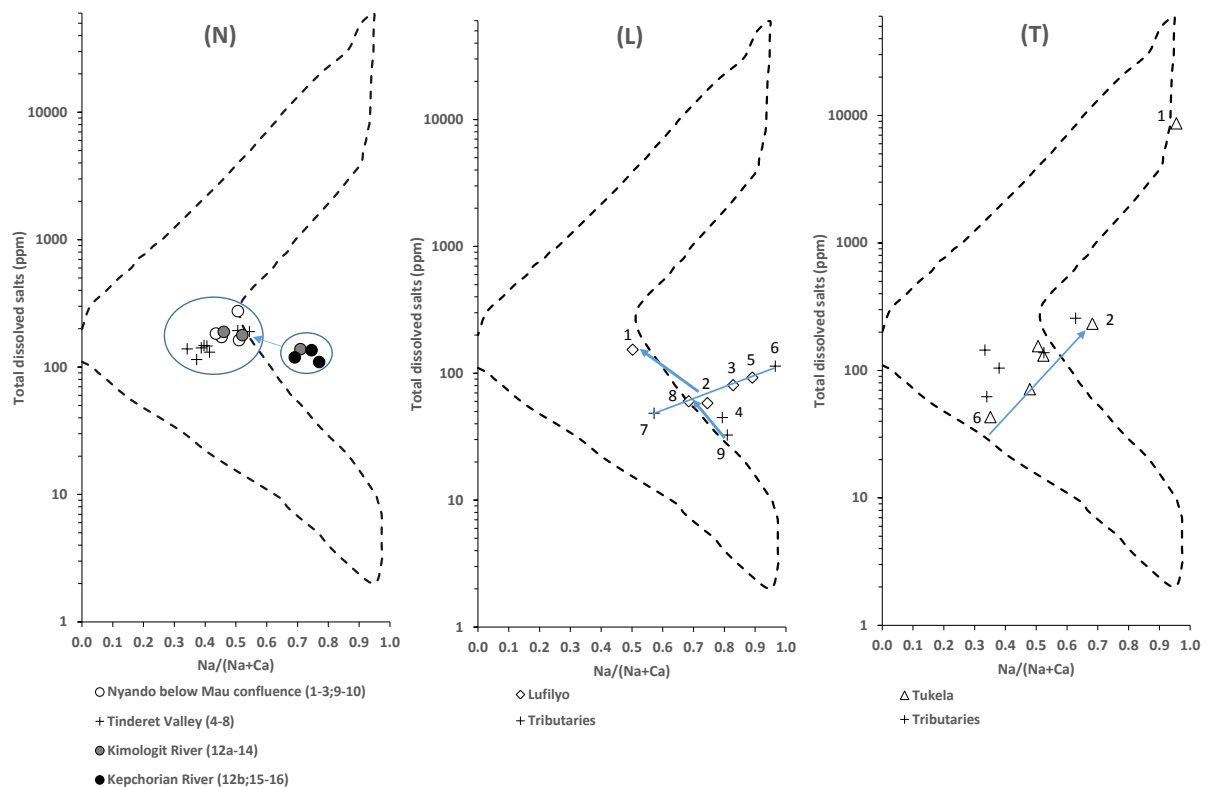


Figure II.13 : Diagramme de Gibbs de la Nyando (N), de la Lufilyo (L) et de la Tukela (T) en période de basses-eaux

Les eaux de la Lufilyo montrent une influence plus importante des eaux de pluies malgré un contrôle toujours fort de la géochimie par l'encaissant (figure II.13L). L'ensemble des eaux du bras principal (excepté l'exutoire) sont alignés sur un segment de droite dont les deux pôles correspondent d'un côté à la composition de la Katungwe à Kilasi (7) et de l'autre à celle de la Kandete (6) montrant le rôle prédominant des mélanges conservatifs dans l'évolution spatiale de la chimie des eaux. Un troisième pôle moins minéralisé est visible et contient les tributaires échantillonnés près de leur source. La hausse de TDS en aval du bassin entre Kisege (2) et Matema (1) est vraisemblablement liée à une surconcentration des ions dans l'eau entre les deux points par évaporation. Cette minéralisation de l'eau peut être due à l'irrigation en circuit fermé des rizières qui accentue les effets évaporatoires.

Enfin, la Tukela montre un impact dominant de la nature des roches encaissantes en partie tamponné par l'effet des pluies (figure II.13N). L'exutoire (1) présente comme supposé une composition d'eau de mer. Les eaux du bras principal (hors exutoire) sont alignées comme pour la Lufilyo. Contrairement à cette dernière, la droite obtenue pour la Tukela ne s'oriente pas selon un axe de mélange mais sur un axe longitudinal allant donc de l'amont (6) plus riche en calcium à l'aval (2) plus riche en sodium et parallèle à l'axe d'évaporation (figure II.12). De la même façon, les tributaires sont eux-aussi orientés selon cette droite malgré une minéralisation des eaux plus ou moins importante selon les sites. Ainsi la Tukela semble nettement influencée par les processus d'évaporation.

II.3.3. Interactions eaux-roches

Les diagrammes de Gibbs ont montré que la signature géochimique des eaux de rivière dans les trois bassins versants est fortement liée à la nature de son encaissant. La figure II.14 montre les relations entre divers éléments chimiques – Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- et SiO_2 – afin de définir les interactions majeures entre l'eau et les roches encaissantes.

L'ensemble des sites s'oriente globalement selon une droite de pente 0.25 entre le calcium et les bicarbonates (figure II.14A) montrant des concentrations environ quatre fois plus importantes en bicarbonates qu'en calcium. La figure II.14B illustre un changement de relation magnésium - calcium entre les rivières. Si les trois bassins ont en effet des relations avec des pentes comprises entre 1 et 2, la Tukela a des compositions plus proches de la droite de pente 1 et la Nyando se place près de la droite de pente 2. La Lufilyo présente pour sa part de relativement faibles concentrations en magnésium. Ces relations suggèrent une altération des carbonatites calciques et magnésiennes pour la Nyando et de carbonates sur la Tukela. Les forts taux de magnésium observés dans la Nyando comparativement aux autres rivières peuvent être expliqués par les apports en magnésium liés à l'érosion des basaltes océaniques.

Une très forte relation linéaire de pente 1 est visible entre SiO_2 et HCO_3^- (figure II.14C). L'ensemble des mesures sont cohérentes avec des interactions eau-roche dominées par l'altération des silicates sur les trois rivières.

La Tukela montre une très grande dispersion de ces concentrations en sodium comparé à la silice alors que les eaux de la Lufilyo sont nettement orientées selon une droite de pente 1 (figure II.14D). La Nyando se divise en trois groupes de points. Le premier proche de la droite de pente 1 regroupe les eaux de la Kepchorian et le point amont de la Kimologit. Le deuxième regroupe l'intégralité des sites aval, situés après les confluences de la Tinderet-Kibigori et de la Kimologit-Kepchorian, et se place près de la droite de pente 0.5. Enfin le troisième groupe contient les eaux de la Tinderet et de ses affluents et se situe entre les pentes 0.5 et 0.25.

Les relations visibles entre le calcium, le sodium, le potassium et les ions bicarbonatés suggèrent une altération de plagioclases calciques présents sur le sous-bassin de la Tinderet et une altération de silicates sodiques sur les deux autres bras.

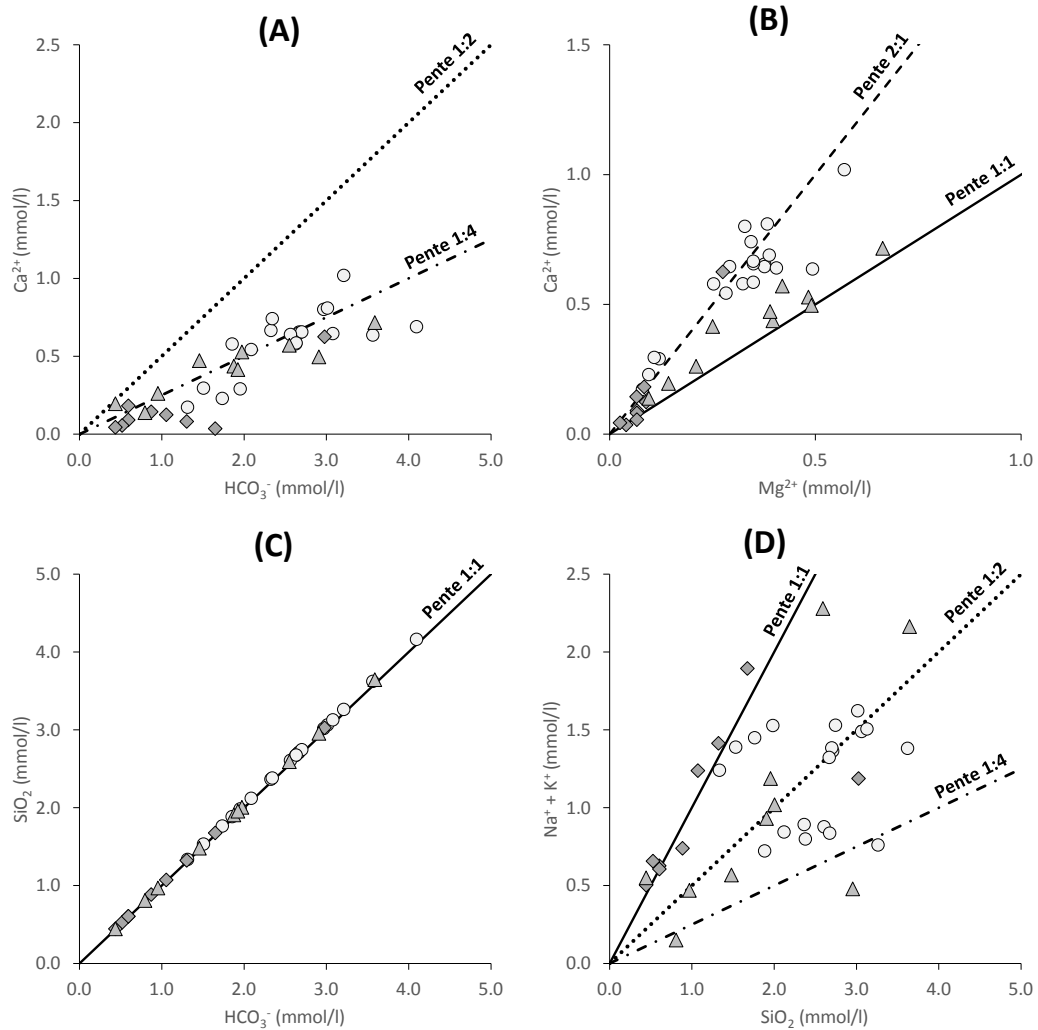


Figure II.14 : Compositions chimiques des eaux de rivières de la Nyando (ronds), de la Lufilyo (losanges) et de la Tukela (triangles) en période de basses-eaux. A) Relation calcium-bicarbonate, B) relation calcium-magnésium, C) relation silice-bicarbonate et D) relation sodium et potassium-silice

Sur les bassins, deux processus d'interactions eau-roche sont donc actifs : l'altération des silicates qui affecte un faciès des eaux riches en silice, en ions carbonates et en sodium et/ou de calcium (selon les proportions de ces deux éléments dans les roches encaissantes) et la dissolution de roches carbonatées (carbonatites, calcite recristallisée dans les failles, nodules calcaires, ...) moins marquée mais qui permet de renforcer le faciès calcique observé dans la Nyando.

III. Fonctionnement hydrologique de trois rivières Est-africaines estimée à l'aide des isotopes stables ($\delta^{18}\text{O-H}_2\text{O}$ et $\delta^2\text{H-H}_2\text{O}$) à l'échelle locale et régionale (Nivet et al, 2018, soumis à *Isotope in Environmental and Health Studies*)

Les isotopes de l'eau, via leur comportement conservatif, sont de très bons traceurs des processus hydrologiques, climatiques et environnementaux. La composition isotopique en ^2H

et ^{18}O de l'eau d'une rivière dépendra des compositions des différentes sources en eau (pluie directe, ruissellement de surface, apports d'eau souterraine) et de leur proportion ainsi que de différents processus hydro-climatiques à même de fractionner les isotopes comme l'évaporation. Ce processus enrichit en isotope lourd l'eau de la rivière et apporte une vapeur d'eau appauvrie à l'atmosphère (Gonfiantini, 1986). Les eaux de rivières ont un lien direct (ruissellement) et indirect (eaux souterraines, glaces) avec les eaux de pluies qui vont influencer sa composition isotopique spatialement et saisonnièrement (Rozanski *et al.*, 2001). La composition isotopique des rivières dépend donc du fractionnement isotopique des pluies. Ce dernier résulte de plusieurs effets parmi lesquels l'effet de masse (amount effect), l'effet de continentalité, l'effet d'altitude et l'effet de latitude.

Ces deux derniers effets sont dépendants de celui de température qui enrichit isotopiquement les eaux quand la température augmente (Gat *et al.*, 2001; Rozanski *et al.*, 1993). À l'échelle globale, la composition isotopique des océans n'est pas constante (Craig and Gordon, 1965). L'évaporation océanique s'effectue préférentiellement dans les zones où la température de surface est la plus chaude. La vapeur océanique initiale à l'origine des pluies varie donc spatialement. Les masses d'air transportent la vapeur depuis les hautes latitudes, plus chaudes, vers les basses latitudes, plus froides. La vapeur se condense au fur et à mesure créant l'effet latitudinal : si la latitude augmente, la composition isotopique de l'eau diminue (Gat *et al.*, 2001). De la même façon, l'effet altitudinal est thermo-dépendant : la hausse d'altitude entraîne une baisse de température et donc un appauvrissement isotopique des eaux de pluies (Gonfiantini *et al.*, 2001). L'impact de la température sur la composition isotopique est renforcé, dans ce cas, par la diminution de la pression (Gat *et al.*, 2001). Néanmoins, cet effet dépend fortement des trajectoires des pluies qui renforcent ou diminuent l'effet d'altitude observée et peuvent même l'inverser pendant une période. L'effet de masse relie la quantité d'eau précipitée et la composition isotopique (Dansgaard, 1964). Des précipitations plus importantes induisent des compositions isotopiques des pluies plus appauvries, par exemple en zone tropicale avec les fortes pluies apportées par la ZCIT ou les orages (Rozanski *et al.*, 1996). Enfin, l'effet de continentalité, ou effet de la distance à la côte, montre un appauvrissement progressif en isotope lourd avec l'éloignement de la côte océanique (Gat *et al.*, 2001). Lié en partie aux gradients d'altitude et de température, l'appauvrissement observé est dû aussi à l'historique des précipitations de la masse d'air. En effet, les isotopes lourds précipitent plus facilement que les légers diminuant ainsi le nombre d'isotopes lourds dans la masse d'air à chaque précipitation. Ainsi, une masse d'air n'ayant pas encore précipitée a une composition proche de sa source océanique alors que plus elle subit des événements pluvieux, plus elle est appauvrie. À tout ces effets globaux s'ajoutent des effets plus locaux comme la reprise évaporatoire des lacs qui modifie la composition de la masse d'air précipitante (Gonfiantini, 1986) ou l'évaporation des gouttes d'eau lors des pluies (Gat *et al.*, 2001; Stewart, 1975). Ainsi, la composition isotopique des pluies, et par extension celle des rivières, dépendra de l'origine, des trajectoires et de l'histoire des pluies depuis l'évaporation au-dessus de l'océan jusqu'à la précipitation (Levin *et al.*, 2009; Nivet *et al.*, 2018; Soderberg *et al.*, 2013).

L'article présenté ci-dessous est une étude de la variabilité saisonnière et spatiale de la composition isotopique en l'oxygène-18 ($\delta^{18}\text{O}$) et en deutérium ($\delta^2\text{H}$) des eaux de rivières des trois bassins versants. Deux modifications ont été apportées au jeu de données initial obtenu lors des deux campagnes de prélèvements. Premièrement, des compositions isotopiques de la rivière Lufilyo en hautes-eaux ($n = 5$), issues d'une campagne effectuée en parallèle à cette thèse en avril 2016, ont été ajoutées afin de pouvoir discuter des effets latitudinaux sur la saisonnalité. Deuxièmement, la composition isotopique de l'eau obtenue à Kisegese en période de basses-eaux (prélèvement au 20/11/2016, $\delta^{18}\text{O} = -5.9 \text{ ‰}$ et $\delta^2\text{H} = -35.0 \text{ ‰}$) présente une anomalie. En effet, le site de Kisegese fait l'objet d'un suivi mensuel de la composition isotopique (prélèvement toujours effectué au premier du mois) et les valeurs obtenues en 2016 sont, respectivement en octobre, novembre et décembre, de -4.9 ‰ , -5.0 ‰ et -4.8 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et de -26.6 ‰ , -26.6 ‰ et -25.5 ‰ en $\delta^2\text{H}$. L'eau échantillonnée à Kisegese le 20 novembre est donc beaucoup plus appauvrie que celles obtenues au premier du mois. Cette différence peut s'expliquer soit par une contamination de l'échantillon au moment du prélèvement soit par une modification ponctuelle et locale de la composition de l'eau liée aux apports de la Rumakali. Afin de supprimer cet effet non représentatif du comportement moyen de la rivière en période de basses-eaux, la composition isotopique anormale de l'eau à Kisegese a été remplacée par celle mesurée au début du mois (au 01/11/2016).

Les compositions de rivières et d'eaux souterraines échantillonnées ont été comparées à la composition isotopique des pluies simulées à l'aide du programme OIPC (Bowen, 2008; Bowen and Revenaugh, 2003) et à celle des apports de chaque bief entre les différents sites. La composition isotopique des apports est fournie pour chaque bief dans l'annexe 13.

Hydrological functioning of three East-African Rivers assessed by $\delta^{18}\text{O}\text{-H}_2\text{O}$ and $\delta^2\text{H}\text{-H}_2\text{O}$ stable isotopes: regional and basin scale implications

(Soumis à Isotopes in Environmental and Health Studies)

Fantine Nivet¹, Laurent Bergonzini², Aurélie Noret², Mercedes Mendez-Millan³, Julius Odida⁴, Amos Majule⁵, Macdex Mutema⁶, Vincent Chaplot³, David Williamson^{3,7}

¹ Sorbonne Université, Faculté des Sciences, CNRS, IRD, MNHN, IPSL, Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approche numérique, LOCEAN, Paris, France

² Université Paris Saclay, GEOPS, CNRS, Orsay, France

³ Sorbonne Université, IRD, CNRS, MNHN, IPSL, LOCEAN, Bondy, France

⁴ University of Nairobi, Department of Geology, P.O. Box 30197, Nairobi, Kenya

⁵ Institute of Resource Assessment, University of Dar Es Salaam, P.O. Box 35097, Dar Es Salaam, Tanzania

⁶ Agricultural Research Council-Agricultural Engineering, PB X519, Silverton 0127, Pretoria, South Africa

⁷ IRD-East Africa, ICRAF, P.O. Box 30677-00100 Nairobi Kenya

The hydrological functioning of East-African Rivers is poorly documented although its complex and evolving environmental context. Water stable isotopes were used to improve hydrological processes knowledge on three river catchments located along a latitudinal transect across the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) trajectory to better assess biogeochemical cycles and climatic and anthropic impacts on them at local and regional scale. River $\delta^{18}\text{O}$ -H₂O and $\delta^2\text{H}$ -H₂O compositions were measured during high- and low-water periods to characterise isotopic spatial and seasonal effects. The river mean $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ (River Water Lines) are respectively -2.2 ‰ and -5.8 ‰ ($\delta^2\text{H} = 6.3 \delta^{18}\text{O} + 8.0$) in the Nyando River (Kenya), -5.0 ‰ and -26.1 ‰ ($\delta^2\text{H} = 8.1 \delta^{18}\text{O} + 15.1$) for the Lufilyo River (Tanzania), and -0.8 ‰ and -0.0 ‰ ($\delta^2\text{H} = 5.3 \delta^{18}\text{O} + 4.3$) for the Thukela River (South Africa). Riverine results evidenced a latitudinal effect on seasonality whereas the expected depletion with latitude was not observed on mean isotopic signatures probably due to a predominance of amount effect. During high-water period, the river isotopic compositions reflect the vapour origin and history depending on global climatology, whereas the hydrological functioning during low-water period is mainly driven by internal parameters specific to each basin.

III.1. Introduction

Since the 1960-1970's, water stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) are well recognized as important tracers of the water cycle through their relatively conservative behaviour (Anyah *et al.*, 2006; Craig, 1961; Craig and Gordon, 1965; Gibson *et al.*, 2005; Halder *et al.*, 2015; Kendall and McDonnell, 1998). Thus, river isotopic composition depends on the signatures of water sources and on their respective contributions over time and space (Klaus and McDonnell, 2013; Ren *et al.*, 2018; Rozanski *et al.*, 2001), and results from key hydro-climatological processes such as precipitation (Breitenbach *et al.*, 2010; Gonfiantini, 1998; Rozanski *et al.*, 1996), mixing (Abiye *et al.*, 2015; Delalande *et al.*, 2005; Nyilitya *et al.*, 2016; Talma *et al.*, 2012) or evaporation (Gibson *et al.*, 1993; Gonfiantini, 1986; Simpson and Herczeg, 1991; Stewart, 1975). Currently, water isotopes are also used to trace numerous biogeochemical cycles depending on water cycle (Bowen, 2010; Coffinet *et al.*, 2018; Garcin *et al.*, 2012). Consequently, climate change and global anthropization – such as urbanization, damming, water over-exploitation and deforestation – directly impact the river isotopic compositions that allows to estimate their effects on natural environment resources (e.g. water quality or quantity, carbon fluxes) to assist the resource management at global and regional scale (Deng *et al.*, 2016; Seiler, 2001; Williams, 1997). In Africa, numerous large and cross-border hydrological projects

are discussed such as the ‘TRANSQUA’, the ‘Sula Ya Amani’ or the ‘Toshka’ projects. The ‘TRANSQUA’ project aims at diverting a part of the northern Zaïre River to raise the water level of the Chad Lake and to support a hydroelectric complex. The ‘Sula Ya Amani’ project plans the connection of all the Great East African Lakes through a large waterway from the southern Indian Ocean to the Victoria Lake. Currently, the ‘Toshka’ project diverts the Nile River at the Nasser Lake and is already partly carried out to provide water in the desert for crop irrigations. All these large projects need a correct understanding of their current catchment functioning at local and regional scale to better predict their impacts on natural resources.

In East-Africa, the particular climatological, geological and hydrological context increases the complexity to determine river water origin and history. At regional scale, the seasonal balance of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) occurs along a latitudinal transect from the Horn of Africa to the middle of South Africa (Nicholson, 2018) and highly impacts the rainfall signature (Levin *et al.*, 2009; Nivet *et al.*, 2018; Risi *et al.*, 2010; Rozanski *et al.*, 1996) and evaporation processes (Rahul *et al.*, 2018; Worden *et al.*, 2007). On basin scale, other effects may modify the rainwater isotopic composition such as altitudinal effect, temperature or continental effect (Bowen, 2010; Gat *et al.*, 2001; Gonfiantini *et al.*, 2001; Windhorst *et al.*, 2013). The activity of the East African Rift System (EARS) induces intensive hydrothermal circulations (Bergonzini *et al.*, 2018; Delalande *et al.*, 2011; Pflumio *et al.*, 1994) and the formation of many lakes such as the majority of the East-African Great Lakes that also modify water isotopic signatures of rivers (Delalande *et al.*, 2008; Gonfiantini, 1986; Rozanski *et al.*, 1996). However, relatively few data of river isotopic composition are currently available in the region to describe satisfactorily their hydrological variability (IAEA, 2007).

The aims of the present study is to better characterize the hydrological functioning of rivers in the East-African region using water isotopic composition to determine river water sources and the main hydro-climatic processes responsible for the spatial and seasonal variability. For this purpose, three East African Rivers located on a latitudinal transect across ITCZ trajectory were chosen: the Nyando (0°S, Kenya), the Lufilyo (9°S, Tanzania), and the Thukela (29°S, South Africa) Rivers. The first two basins are included in the EARS, but all the three ones are underlain by Precambrian bedrock (metamorphic, even volcanic in the Nyando basin) overlaid by younger volcanic and sedimentary formations (Harkin, 1960; Jacobs and Thomas, 1994; Saggerson, 1952). The isotopic signature of river samples have been completed by groundwater samples and by a reconstruction of rainwater with OIPC (Bowen, 2008; Bowen and Revenaugh, 2003) and local inputs signatures. The comparison between these different reservoirs will improve the understanding of the hydrological behaviour in the three basins at intra- and inter-basin scale (Gat *et al.*, 2001; Rozanski *et al.*, 2001).

III.2. General setting

The location of the three river catchments in Africa and of the river sampling area is presented on figure II.15.

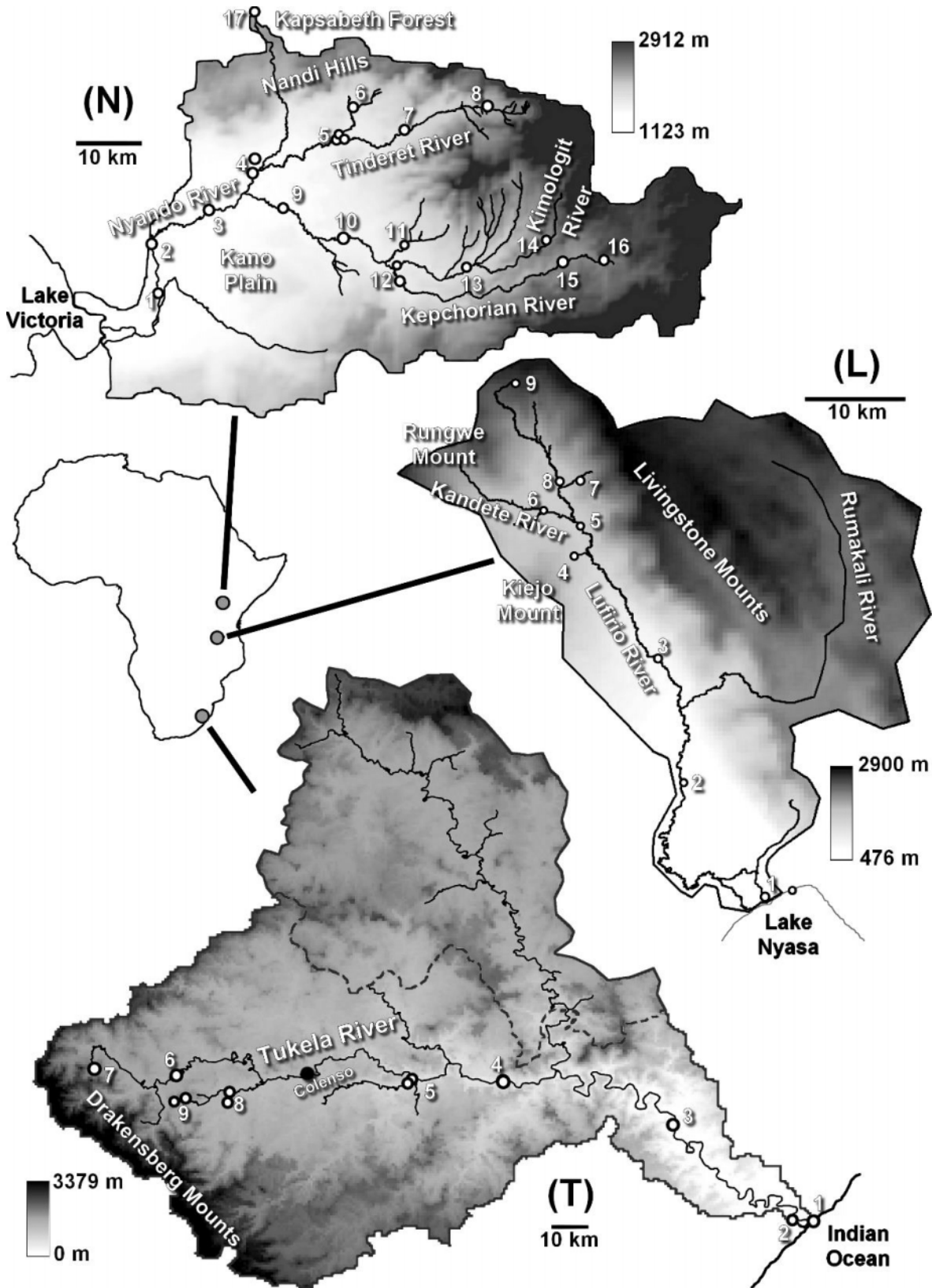


Figure II.15 : Location in Africa and topography of the Nyando (N), the Lufilyo (L) and the Thukela (T) catchments and river systems. River sampling sites were represented by white filled circle. Geographical landmarks are located and numbered consistent with table II.3.

Each basins present its own altitudinal and spatial scale shown near the catchment subfigure.

The Nyando River (0°S), West Kenya (figure II.15N), has a drainage surface area of 3482 km² and flows into the Kavirondo Gulf (Victoria Lake) through a deltaic area fully covered by rice fields. The altitude of its basin ranges from 1123 to 2912 m with high altitudinal gradients in the upstream area and low ones in the peneplain of Kano. In the upstream region, the river system is composed of three main streams: the Tinderet River (on the Tinderet Valley), the Kimologit River (on the northern Mau Valley), and the Kepchorian River (on the southern Mau Valley). On the downstream Kano Plain, many dykes were constructed to prevent flooding and for crop irrigation. At outlet, the mean annual discharge (22.2 m³/s, Raburu *et al.*, 2012) correspond to a water depth of 200 mm/yr over all the catchment (equivalent to 17 mm/month). Monthly water depth at Ahero (site 2 on figure II.15N) (GRDC, 2018) indicates a high-water period from February to August (higher than 20 mm/month except in June) and a low-water period from September to January (figure II.16N). The Nyando basin is under wet tropical climate (Köppen, 1936; Peel *et al.*, 2007) with a non-altitudinal spatial distribution of precipitation. The lowest annual precipitation amounts (up to 1100 mm/yr) occurs in the upstream area of the Mau Valley and in the Kano Plain, while the highest ones (up to 1800 mm/yr) occurs in the Northern and Southern plateaus of the basin (Hijmans *et al.*, 2005, 2017). The bimodal distribution of precipitations shows a high rainy season (long rains) from March to June and a low rainy season (short rains) (figure II.16N, GRDC, 2018). No strict dry season is observed in the region due to the presence of the Lake Victoria but a low-precipitation season occurs from December to February. Mean annual rainfall is estimated at 1450 mm/yr over the basin. Therefore, river flow corresponds then to a mean runoff coefficient of around 14 %. The upper alluvial aquifers, positioned under the Kano Plain, is a multilayer aquifer containing a water table between 10 and 30 m deep, which is connected to the river (Khisa *et al.*, 2013; Raburu *et al.*, 2012).

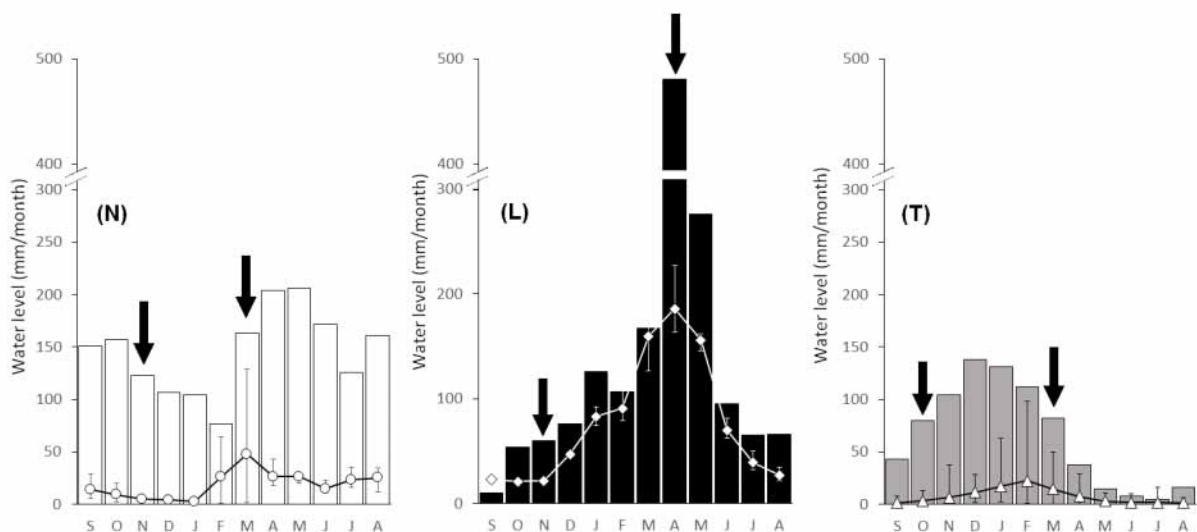


Figure II.16 : Monthly means of river water depth (open marker) and rainfall (bar) at outlet (see section 'Chapter 2: III.2') for the Nyando River (N, circles and white bars), the Lufilyo River (L, diamonds and black bars) and the Thukela River (T, triangles and grey bars). The sampling surveys are located by arrows.

The Lufilyo River (9°S) – formerly called Lufirio River - is located on the Southwest Tanzania in the Rungwe Volcanic Province (figure II.15L) and has a drainage area of 1751 km². It flows into the Nyasa Lake through a delta mainly used for rice cropping. The Lufilyo basin presents an altitude range from 476 to 2900 m. The volcanic and tectonic structures, as the Rungwe Volcano in the northern part of the basin or the Livingstone faults, lead to steep slopes up to 75°. The Lufilyo River has an important tributary, the Rumakali River, which flows from the Livingstone Mounts on the left bank of the Lufilyo River and reaches it at around 35 km upstream from the delta. The downstream part of the Lufilyo River, as the others rivers of the Karonga basin, is partly diverted for lowlands rice field irrigation. Near Kisege, the mean annual discharge is 42 m³/s (Bergonzini, 1998) for this 1425 km² sub-basin corresponding to a mean annual water depth of 930 mm/yr (equivalent to 78 mm/month). Monthly water depth varies from 21 to 186 mm/month respectively in October and March (figure II.16L) (Bergonzini, 1998). The high-water period occurs from January to June when the water depth is higher than 50 mm/month and the low-water period occurs from July to December. The Lufilyo basin is under wet tropical climate as the Nyando basin (Köppen, 1936; Peel *et al.*, 2007) and presents a positive anomaly in precipitation (Basalirwa *et al.*, 1999; Bergonzini, 1998; Jackson, 1971). The spatial distribution of rainfall is mainly influenced by the altitude and ranges from 1650 to 2300 mm/yr (Hijmans *et al.*, 2005, 2017). The mean annual rainfall for the whole basin is of approximately 2000 mm/yr and the mean annual runoff coefficient corresponds to ~47 % of the precipitations. Few studies on groundwater are available in this region and only few boreholes exist despite a high groundwater potential (Bergonzini *et al.*, 2001; Lake Nyasa Basin Water Board (LNBWB), 2014; Yihdego and Paffard, 2016). Hydrothermal circulation is important in this region providing several hot or cold hydrothermal sources (Delalande *et al.*, 2011; Ebinger *et al.*, 1993).

Finally, the Thukela River (29°S) – also called Tugela River – in the Kwazulu-Natal region, eastern South Africa (figure II.15T), drains a catchment of 29000 km² and flows into the Indian Ocean through an estuary partly closed by sand banks. The altitude of the basin ranges from 0 to 3379 m. The upstream area is bounded from the high plateau of the Lesotho by steep slope gradients. Large peneplains are observed in the downstream area from the Lesotho mounts (as Drakensberg Mountains) to Thukela Estate region where the river valley deepens toward the outlet. In the upstream area, several dams bound large artificial reservoirs (e.g. between Okhombe and Bergville, below Bergville and between Potshini and Winterton). The retained annual discharge is 146 m³/s (Milliman and Farnsworth, 2013) however a high variability is observed in literature (from 87 to 146 m³/s in literature: Milliman and Farnsworth, 2013; Talma *et al.*, 2012; *The Global Runoff Data Center (GRDC)*, 2018; Whitfield and Harrison, 2003). This discharge corresponds to a mean annual water depth of 160 mm/yr over the basin, equivalent to 13 mm/month. The seasonality of water depth at outlet presents a low-water period between April and November when the river water depth becomes lower than 10 mm/month and a high-water period between December and March (figure II.16T) (GRDC, 2018). The climate of the Thukela basin is more variable than the two others basins due to its much bigger size. In the upper upstream area, near the Drakensberg Mounts, the climate is oceanic (Peel *et al.*, 2007) and provides high-precipitation rate. Below, in peneplains, the

climatic conditions become wet subtropical with dry winter. Semi-arid conditions with low precipitations occurs near Thukela Estate (Peel *et al.*, 2007). Toward coasts, conditions become wet subtropical without dry season with high precipitations (Peel *et al.*, 2007). The mean annual precipitation over the basin is 810 mm/yr and ranges spatially from 670 to 1140 mm/yr (Hijmans *et al.*, 2005, 2017). The mean runoff coefficient is estimated at around 20 %. The hydrogeological system under the Thukela basin is complex and poorly known (Demlie and Titus, 2015; Matoti *et al.*, 1999; Woodford and Chevallier, 2002). In Beaufort formations, a lenticular and multilayers aquifer system provides numerous local water tables which supply several sources in the upstream area, just below the Drakensberg Mountains (Woodford and Chevallier, 2002). Despite the numerous aquifer layers, the groundwater seems to be disconnected from the river (Pienaar *et al.*, 2010).

III.3. Material and methods

III.3.1. Field works

Seventy-six waters were sampled in total in the three basins. Fifty-seven river water samples located in forty sites were collected in 2016 during two surveys: one in March-April ($n_1 = 18$) and one in October-November ($n_2 = 39$) (table II.3).

The three rivers were sampled as follows: the Nyando ($n_1 = 6$, $n_2 = 20$), the Lufilyo ($n_1 = 5$, $n_2 = 9$) and the Thukela Rivers ($n_1 = 7$, $n_2 = 10$). Several lake water ($n_1 = 1$, $n_2 = 3$), rainwater ($n_2 = 1$) and groundwater ($n_1 = 7$, $n_2 = 7$) have also been sampled (table II.4). As a first approximation, the March-April survey corresponds to the wet season and the high-water period for the three basins and the October-November survey to the low-water period and the dry season (or the low-precipitation season for Nyando basin).

Locations of river and others water samples (groundwater, rain and lake) are respectively described in table II.3 and in table II.4. All water samples were collected into 15 ml amber glass bottles. River water samples were collected from the flowing streams at a few tens of centimetres from the riverbank. Lake surface water was sampled near the bank (less than 3 m) on Victoria, Masoko and Malawi Lakes. The rainwater sample was collected directly during a rain event on the 18th November in Lufilyo basin (one of the first rain of the season). Groundwater samples were obtained mainly from boreholes using manual pumps. Three natural sources were sampled as close as possible to their outlet.

CHAPITRE 2 : Caractérisation du fonctionnement hydrologique des trois rivières

	ID	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Altitude (m)	Distance from outlet (km)	Drained surface (km ²)	Estimated discharge (m ³ /s)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)		$\delta^2\text{H}$ (‰)	
								Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov
Nyando basin											
<i>Nyando River</i>											
	Nyando below Obugi	N-1	-0.238	34.929	1147	9.2	2959	18.9		-2.2	-5.7
	Nyando at Ahero	N-2	-0.172	34.921	1155	17.8	2820	18.0		-2.0	-4.1
	Nyando at Ogilo	N-3	-0.125	35.001	1173	34.2	2668	17.0	-1.9	-1.9	-5.6
	Nyando at Awasi Chemelil	N-9	-0.125	35.098	1201	50.9	1522	9.7		-1.8	-3.4
	Nyando at Muhoroni	N-10	-0.166	35.184	1265	66.2	1264	8.1		-2.0	-3.9
<i>Tinderet River</i>											
	Tinderet at Kibigori	N-4a	-0.076	35.056	1188	44.8	963	6.1		-2.2	-4.7
	Tinderet after junction at Songhor	N-5a	-0.029	35.174	1309	71.7	537	3.4	-2.3	-2.4	-7.2
	Tinderet at Songhor	N-5b	-0.030	35.179	1316	72.7	346	2.2	-2.6	-2.4	-8.2
	Tinderet at Senetwo	N-7	-0.019	35.264	1457	89.2	284	1.8		-2.6	-8.1
	Tinderet near Labuiywo	N-8	0.015	35.369	1761	105.7	200	1.3		-2.4	-5.9
<i>Tributaries on Tinderet Valley</i>											
	Tributary at Kibigori	N-4b	-0.059	35.063	1209	48.8	233	1.5		-2.4	-5.8
	Tributary before junction at Songhor	N-5c	-0.028	35.174	1309	71.8	166	1.1	-2.2	-1.9	-7.4
	Tributary on Nandi Hills Road	N-6	0.011	35.194	1411	80.9	84	0.5		-2.2	-5.8
<i>Kimologit River</i>											
	Kimologit near Koru	N-12a	-0.201	35.254	1357	80.0	321	2.0		-2.1	-4.5
	Kimologit at Fort Ternan	N-13	-0.204	35.348	1547	98.6	273	1.7	-2.1	-2.4	-4.9
	Kimilogit on Kipkelion Tinderet Road	N-14	-0.167	35.458	2007	114.2	80	0.5		-2.4	-6.8
<i>Kepchorian River</i>											
	Kepchorian near Koru	N-12b	-0.222	35.257	1367	83.3	676	4.3		-1.7	-3.4
	Kepchorian at Kipkelion	N-15	-0.197	35.482	1942	118.6	355	2.3		-2.2	-5.9
	Kepchorian at Kedowa	N-16	-0.197	35.536	2048	126.6	114	0.7		-2.8	-10.6
<i>Tributary on Mau Valley</i>											
	Tributary at Homa Lime	N-11	-0.174	35.263	1404	83.8	93	0.6	-2.0	-2.0	-4.9
Lufilyo basin											
<i>Lufilyo River</i>											
	Lufilyo at Matema	L-1	-9.504	33.997	481	1.2	1751	51.6		-0.8	-4.0
	Lufilyo at Kisegeese	L-2	-9.401	33.923	562	18.1	1425	42.4	-4.6	-5.0	-23.6
	Lufilyo at Lufilyu	L-3	-9.290	33.899	770	49.0	462	13.6	-4.7	-5.0	-23.4
	Lufilyo after Kandete confluence	L-5	-9.169	33.829	1473	68.4	259	7.6		-5.5	-29.8
	Lufilyo at Luteba Village	L-8	-9.128	33.810	1579	74.7	107	3.2	-5.2	-5.6	-25.9
<i>Tributaries of Lufilyo River</i>											
	Kipetangambako near Mbigili	L-4	-9.197	33.823	1552	64.4	19	0.6		-5.0	-27.3
	Kandete below Kandete	L-6	-9.156	33.795	1575	72.9	56	1.7		-5.6	-29.1
	Katungwe at Kilasi	L-7	-9.128	33.828	1686	76.0	18	0.5	-5.1	-5.9	-25.1
	High Altitude Tributary near Kikundo	L-9	-9.040	33.769	2501	90.4	3	0.1	-5.7	-6.0	-29.4
Thukela basin											
<i>Thukela River</i>											
	Thukela at Thukela Mouth	T-1	-29.223	31.499	5	0.3	29000	146.0	-1.1	0.2	-3.3
	Thukela at Harold Johnson Natural Reserve	T-2	-29.212	31.434	9	7.1	28937	145.7	-1.7	0.8	-5.2
	Thukela at Thuliile	T-3	-28.897	31.026	208	108.7	27845	140.2	-1.6	0.7	-4.8
	Thukela at Thukela Ferry	T-4	-28.750	30.463	531	230.6	14478	72.9		0.9	8.9
	Thukela at Thukela Estate	T-5a	-28.757	30.150	646	275.6	7614	38.3		0.6	8.9
	Thukela at Bergville Bowling Club	T-6	-28.732	29.363	1112	433.8	1917	9.7		-0.5	1.8
<i>Lindequespruit River</i>											
	Lindequespruit near Winterton	T-8a	-28.793	29.540	1211	378.2	324	1.6	-1.3	1.3	-2.1
	Lindequespruit at Potshini	T-9	-28.807	29.399	1241	398.1	146	0.7	-2.5	-2.3	-11.1
<i>Others Tributaries</i>											
	Bloukrans at Thukela Estate	T-5b	-28.761	30.140	664	276.4	3443	17.3		-0.4	0.6
	Little Thukela at Winterton	T-8b	-28.815	29.536	1220	381.1	681	3.4	-2.9	-1.9	-8.4
	Khombe at Okhombe	T-7	-28.704	29.083	1294	495.6	176	0.9	-2.4		-6.5

Table II.3 : Name, label and location of sampling sites, the distance along the river between the site and the outlet, the drained surface and the estimated discharge at the site (see section 'Chapter 2: III.3.3'), and the isotopic compositions ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of river water samples for the three basins during the March-April survey and the October-November one. Discharges originated from literature and used for local discharges estimations are in bold front (Bergonzini, 1998; Milliman and Farnsworth, 2013).

	Type	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Altitude (m)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)		$\delta^2\text{H}$ (‰)	
					Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov
Nyando basin								
Victoria Lake at Kisumu Beach Resort	l	-0.097	34.734	1145	2.9	3.4	20.4	26.8
Borehole at Randjira School	g	-0.153	34.864	1158	-1.7	-1.9	-1.9	-3.0
Borehole at Dick Awonga	g	-0.155	34.830	1139	-3.1		-12.3	
Borehole at Homa Lime	g	-0.172	35.262	1415	-2.3	-2.4	-8.3	-8.4
Spring in Kapsabeth Forest	g	0.148	35.063	1939	-2.4	-2.2	-5.1	-5.6
Lufilyo basin								
Masoko Lake at Masoko	l	-9.335	33.731	627		3.8		20.7
Nyasa Lake at Matema	l	-9.498	34.023	906		2.1		11.5
Spring at Kilambo Kadjala	g	-9.364	33.818	870		-5.8		-27.7
Rainwater at Masoko station	p	-9.332	33.751	479		-5.5		-37.8
Thukela basin								
Spring at Potshini	g	-28.815	29.358	1390		-3.5		-15.3
Borehole at Okhombe	g	-28.702	29.089	1330	-3.6	-3.7	-16.6	-17.0
Borehole at Potshini	g	-28.811	29.365	1331	-4.1	-4.2	-19.0	-18.9
Borehole near Umhlali	g	-29.490	31.181	400	-3.0		-8.9	

Table II.4 : Name, type and location (l: lake water, g: groundwater and p: rain water) and isotopic compositions ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of non-river water samples obtained in the three basins during both surveys.

III.3.2. Analyses of water isotopic compositions

Water samples were analysed for their $^2\text{H}/\text{H}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ on the laser spectrometer (OA-ICOS DLT-100 LGR) at the Geosciences Paris Sud (GEOPS) laboratory (Université Paris-Saclay, France). Isotope ratios are related to the international standard V-SMOW (Vienna – Standard Mean Ocean Water) and expressed in δ form and in per mil units (‰). The measurement accuracy is ± 0.1 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and ± 1.0 ‰ for $\delta^2\text{H}$. For each sample, deuterium excess was calculated as $d = \delta\text{D} - 8 \delta^{18}\text{O}$ (expressed in ‰). Its analytical uncertainty is estimated at 1.04 ‰ using the equation of Froehlich et al. (Froehlich *et al.*, 2002).

III.3.3. Estimations of river inputs compositions along the hydrographic network

The isotopic signature of water inputs, in the different river reaches delimited by consecutive sampling sites, is obtained by the combination of measured river isotopic compositions (δ , ‰) and calculated discharges (Q , m^3/s) through the isotopic mass balances. For example, inputs composition (δ_i) between the consecutive sites ‘a’ and ‘b’, where ‘b’ is down by ‘a’, corresponds to the isotopic signature of water inputs coming from the surface (S) only drained by the site ‘b’ ($S_i = S_b - S_a$) and is calculated as: $\delta_i = (\delta_b Q_b - \delta_a Q_a) / (Q_b - Q_a)$. The isotopic composition of inputs was studied essentially for low-water season only (October-November survey) when spatial distribution of sites was better.

The local discharge (Q_n , m^3/s) was calculated at each sampling site through the basic hypothesis of a constant runoff depth over each three basins. The discharge, at a studied point, corresponded to the outlet discharge (Q_o , m^3/s , quoted from literature and described in section ‘Chapter 2: III.2’) related to the surface ratio between the considered point (S_n , km^2) and the outlet (S_o , km^2) and was calculated using the ArcGIS software [22]: $Q_n = Q_o (S_n / S_o)$. Annual discharges along the three rivers were quoted from literature (field measurements) and

recalculated with the proposed approach. Field measurements and calculated discharges were compared to validate the method. Linear regression (OLSR method) between both discharges displays a slope of 1.13 ($n = 12$, $R^2 = 0.97$) when the three basins are considered together. The figures II.17N and II.17T represent the individual linear regression for the Nyando and the Thukela Rivers respectively. Only one supplementary discharge was referenced for the Lufilyo basin ($19.2 \text{ m}^3/\text{s}$ at Lufilyu, *The Global Runoff Data Center (GRDC)*, 2018) and did not allow for linear regression determination.

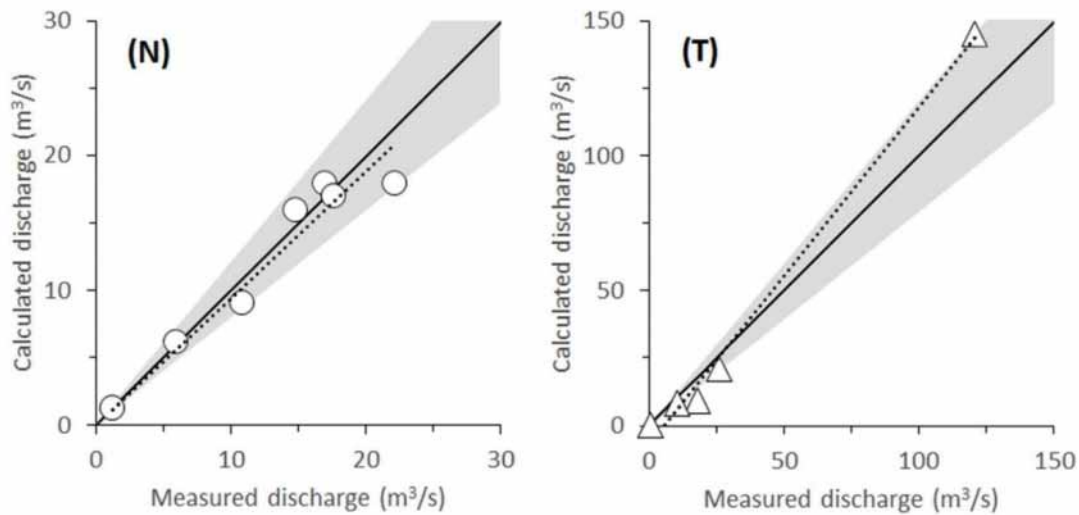


Figure II.17 : Comparison between measured discharges and estimated discharges with a constant runoff depth for the Nyando basin (N, circle) and the Thukela basin (T, triangle). Dark solid line has a 1:1 slope and dotted lines are the linear relation for measures: on (N), $Q_{\text{calculated}} = 0.94 Q_{\text{measured}}$ ($n = 7$, $R^2 = 0.93$) and on (T), $Q_{\text{calculated}} = 1.25 Q_{\text{measured}} - 7.16$ ($n = 5$, $R^2 = 0.99$). The grey area correspond to the calculation accuracy.

Discharges referenced in literature for the Nyando basin vary from 1.2 to $22.2 \text{ m}^3/\text{s}$ (Joleha *et al.*, 2009; Mwaka, 1994; Raburu *et al.*, 2012; *The Global Runoff Data Center (GRDC)*, 2018) and are in agreement with those calculated (slope of 0.94 , $n = 7$, $R^2 = 0.93$, figure II.17N). In the Thukela basin, the linear regression shows a slightly underestimated discharge (slope of 1.25 , $n = 5$, $R^2 = 0.99$, figure II.17T) with measured values ranging from 0.7 to $122.5 \text{ m}^3/\text{s}$ (Milliman and Farnsworth, 2013; Talma *et al.*, 2012; *The Global Runoff Data Center (GRDC)*, 2018; Whitfield and Harrison, 2003). Difference between literature values and calculated discharges is lower than 20% except on two points: at Klein Waterval in the Thukela River that displays an difference of 47% (-28.722°N , 29.376°E , measured discharge: $17.85 \text{ m}^3/\text{s}$, $S = 1869 \text{ km}^2$ (*The Global Runoff Data Center (GRDC)*, 2018)) and at Lufilyu in the Lufilyo River (28%). In regard to analytical accuracy of discharge measurements and surface estimations, the applied method is accepted as a first approximation.

III.3.4. Rain water isotopic compositions

Mean annual and monthly rainwater signatures were obtained using the Online Isotopes in Precipitation Calculator (OIPC) (Bowen, 2008, 2010; Bowen and Revenaugh, 2003). They were reconstructed at a high and a low altitude points and at the barycentre of the watershed as

well as for every sampling points in order to better constrain the spatial variability of rain isotopic composition over each basin.

III.3.5. Linear regression methods

Isotopic water lines and the δp -longitudinal profile lines were determined using statistical methods. Three regression methods as described by Crawford *et al.* (Crawford *et al.*, 2014) were compared to improve the fit between measurements and model: the ordinary least squared regression (OLSR), the major axis least squared regression (MA) and the reduced major axis regression (RMA). The average root mean of the sum of squared errors (RSSE) was calculated for the three methods to determine the best method to represent our data (Crawford *et al.*, 2014).

III.4. Results and discussions

III.4.1. Rivers water isotopic compositions

The Nyando River isotopic compositions (table II.3, figure II.18A) show respectively for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ an arithmetic mean of -2.2 ‰ and -5.8 ‰ in accordance with few previous measurements (Nyilitya *et al.*, 2016). The dataset standard deviation of 0.3 for $\delta^{18}\text{O}$ and 1.7 for $\delta^2\text{H}$ infers a low spatial and seasonal variability with respect to analytical uncertainties. All points are closed to the Global Meteoric Water Line (GMWL, defined by Craig, 1961) as $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$) suggesting that river isotopic composition is closely related to rainfall ones and that no important evaporation processes occur (Gonfiantini, 1986). The Nyando river water line (N-RWL, estimated with RMA method, figure II.18A) is characterized by the equation $\delta^2\text{H} = 6.3 \delta^{18}\text{O} + 8.0$ ($R^2 = 0.70$, $\text{RSSE} = 1.020$) and is relatively low significant. Deuterium excess (d-excess) is similar in both seasons (mean deuterium excess of around 11.7 ‰) and spatially (low standard deviation at 1.2) regarding to the analytical uncertainty. Both Tinderet and Kimolgit sub-basins display higher d-excess (from 12.4 to 13.2 ‰) than the Kepchorian one (from 10.2 to 11.5 ‰). Others tributaries presents more varied values (from 8.3 to 13.3 ‰).

Isotopic compositions of the Lufilyo River are depleted compared to the two other rivers (table II.3, figure II.18A). The arithmetic mean is -5.0 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -26.1 ‰ for $\delta^2\text{H}$. High standard deviations of 1.6 for $\delta^{18}\text{O}$ and 8.7 for $\delta^2\text{H}$ is observed for the low-water period due to an atypical value occurring at outlet ($\delta^{18}\text{O} = -0.8$ ‰ and $\delta^2\text{H} = -4.0$ ‰ at ‘Lufilyo at Matema’, table II.3). At this site, river water composition measured in this study is highly enriched compared to that of previous studies (between around -5 and -3 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -30 and -14 ‰ for $\delta^2\text{H}$ (Branchu *et al.*, 2005; Delalande, 2008)). This enrichment suggests a mixing of the river with the Nyasa Lake water ($\delta^{18}\text{O} = 2$ ‰ and $\delta^2\text{H} = 11$ ‰, Branchu *et al.*, 2005) and/or with an evaporated water (as water from rice field irrigation). Moreover, the ‘Matema’ water was sampled only during low-water period on one of the streams of the delta and may be not representative of the whole outlet isotopic composition. Thereby, this point was not taken into consideration in the following discussion on river behaviour. Water isotopic signatures display a low seasonality with slightly enriched values during high-water period: mean isotopic compositions are, respectively for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, -5.1 ‰ and -25.5 ‰ during high-water period,

and -5.4 ‰ and -29.3 ‰ during low-water period. Indeed, the same stream profile is observed for both seasons with a relatively low standard deviation (0.4 for $\delta^{18}\text{O}$ and 2.4 for $\delta^2\text{H}$, figure II.18A) and a low isotopic enrichment from upstream to downstream. All measurements present enriched values compared to the GMWL. The RWL of the Lufilyo River (L-RWL, obtained with MA method) is $\delta^2\text{H} = 8.1 \delta^{18}\text{O} + 15.1$ ($R^2 = 0.88$, RSSE = 0.986, figure II.18A). This line is quite similar to the local meteoric water line of the region ($\delta^2\text{H} = 8.6 \delta^{18}\text{O} + 14.8$, Nivet *et al.*, 2018) suggesting that the river isotopic composition is related to the rainfall one. The deuterium excess mean is 14.4 ‰ in both seasons (with d-excess around 15.0 ‰ at upstream and around 13.4 ‰ at downstream, limit fixed at the Kandete confluence, table II.3: L-5).

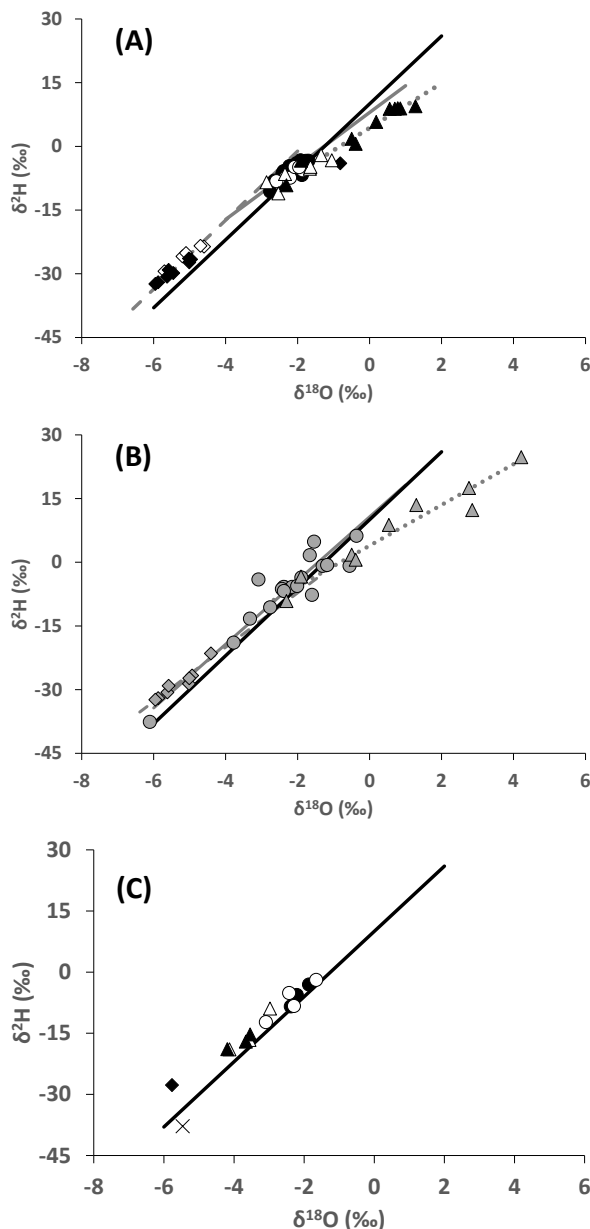


Figure II.18 : The $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ diagrams and Global Meteoric Water Line (GMWL) fixed at $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ (solid line) by Craig [33] (A) for rivers samples, (B) for estimated water inputs and C) for groundwater samples. On all sub-figures, circles represent the Nyando samples, diamonds correspond to the Lufilyo ones and triangles to the Thukela ones. Grey lines correspond to the water lines – (A) RWL and (B) IWL - of the Nyando (N, solid lines), the Lufilyo (L, dashed lines) and the Thukela (T, dotted lines) Rivers.

On (A), open markers correspond to the March-April survey and filled markers to the October-November one.

River water lines are
 N-RWL: $\delta^2\text{H} = 6.3 \delta^{18}\text{O} + 7.9$ ($R^2=0.67$),
 L-RWL: $\delta^2\text{H} = 8.2 \delta^{18}\text{O} + 15.3$ ($R^2=0.84$)
 and T-RWL: $\delta^2\text{H} = 5.3 \delta^{18}\text{O} + 4.4$ ($R^2=0.96$).

On (B), only the October-November values are shown.

N-IWL equation is: $\delta^2\text{H} = 7.5 \delta^{18}\text{O} + 10.7$ ($R^2 = 0.86$).

The L-IWL one is: $\delta^2\text{H} = 6.4 \delta^{18}\text{O} + 5.6$ ($R^2 = 0.90$)

and the T-IWL is: $\delta^2\text{H} = 4.8 \delta^{18}\text{O} + 3.9$ ($R^2 = 0.94$).

The rain water sample collected in Lufilyo basin is also represented in C) by a cross.

The Thukela River presents the most enriched signatures with arithmetic means of isotopic composition of -0.8 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and of 0.0 ‰ for $\delta^2\text{H}$ (table II.3 and figure II.18A). Its significant standard deviation is 1.4 for $\delta^{18}\text{O}$ and 7.2 for $\delta^2\text{H}$ and displays a high dispersion of

values. Seasonal behaviour of isotopic composition already suggested by Talma et al (2012) for only two sites is confirmed over the whole basin by the 2016 dataset. Results show a high seasonality with an enrichment in the low-water period: mean isotopic $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^2\text{H}$) is -1.9 (-5.9) ‰ in March-April and -0.1 (4.1) ‰ in October-November. For both seasons, upstream presents a high range of isotopic compositions. Spatial variability is slightly higher during the low-water period. An enrichment of isotopic compositions combined to a decrease of d-excess are observed all along the network during both seasons, but is more pronounced during the low-water period. Below Thukela Estate, the composition remains relatively constant. Isotopic compositions differ from the GWML for October-November period whereas they are mainly close to it in March-April. The Thukela River Water Line (T-RWL, determined with RMA method, figure II.18A) is defined by the equation $\delta^2\text{H} = 5.3 \delta^{18}\text{O} + 4.3$ ($R^2 = 0.96$, $RSSE = 1.449$) with a low slope typical of evaporation line (Gonfiantini, 1986). with a low slope typical of evaporation lines (Gonfiantini, 1986). During high-water period, the river isotopic composition is closer to the rainfall one, whereas in low-water period, evaporation impacts significantly river compositions. The d-excess mean is 6.6 ‰ (9.5 and 4.7 ‰ respectively for the high- and low-water periods). For low-water period, deuterium excess remains constant and depleted in the downstream area, ranging between 2.1 and 4.4 ‰ that is typical of evaporated water. On the contrary, a wide range of d-excess values is observed in the upstream region from -0.7 to 14.6 ‰ covering both evaporative water and rainfall d-excess ranges.

Overall, the stable isotopic compositions of the three rivers plot close to the Global Meteoric Water Line (figure II.18A). No latitudinal effect is noticed on mean isotopic values for the three basins since the most depleted values are measured in the Lufilyo basin whereas the Nyando and the Thukela Rivers display more enriched compositions. This behaviour does not seem to be induced by altitudinal or continental effect but points to an amount effect as rainfall is clearly higher over the Lufilyo basin. Nevertheless, results clearly display a latitudinal effect on the seasonality of river isotopic composition that increases as follows: nonexistent for the Nyando River, low for the Lufilyo River and high for the Thukela River. The depletion in the Lufilyo River as the latitudinal behaviour of the seasonality is in accordance with early global observations in rainfall compositions based on GNIP database (Gat *et al.*, 2001; Rozanski *et al.*, 1993). The depletion in rainwater is explained by the authors as a combination of latitudinal, altitudinal, continental and amount effects and the seasonality distribution is mainly linked to temperature effect (Gat *et al.*, 2001; Rozanski *et al.*, 1993). The significant spatial variability in the isotopic signatures of the Thukela River compared to those of the Nyando and the Lufilyo Rivers may be related to a basin size effect. In fact, the Thukela catchment covers an area more than ten times larger than the two others ones. Furthermore, the Thukela River isotopic compositions present an evaporative signature in major part of its catchment, except on several upstream tributaries which have no dam over them. Therefore, dams significantly influence the isotopic signature on the concerned streams by enhancing evaporative effect. The Lufilyo River below Kisege also displays an evaporated isotopic composition that is probably correlated to the lake inputs and to the irrigation of the rice paddies in lowlands.

III.4.2. Input water isotopic composition

Water inputs (figure II.18B) show a higher dispersion of isotopic compositions than rivers (figure II.18A) despite trends are similar such as more depleted compositions for Lufilyo points or diverted values from the GMWL for the Thukela ones. This observation reflects the spatial variability of inputs from the different sub-basins despite the cumulated uncertainties on both isotopic measurements and discharge estimations which partly affect the calculated signatures.

For the Nyando River, the particular site of the junction at Songhor was removed from the following discussion because the surface difference S_i was too low to correctly estimate the isotopic composition of its inputs with respect to uncertainties. The inputs mean signature to the river is -2.2 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -6.4 ‰ for $\delta^2\text{H}$. Lowest isotopic compositions are observed below Obugi ($\delta^{18}\text{O} = -6.1\text{ ‰}$ and $\delta^2\text{H} = -37.6\text{ ‰}$) whereas the highest ones occur on the Kimologit River near Koru ($\delta^{18}\text{O} = -0.4\text{ ‰}$ and $\delta^2\text{H} = 6.2\text{ ‰}$). Inputs plot along a regression line (N-IWL, estimated with RMA method) which is characterized by the equation $\delta^2\text{H} = 7.5\delta^{18}\text{O} + 10.7$ ($R^2 = 0.86$, $\text{RSSE} = 3.140$, figure II.18B).

The inputs composition of the Lufilyo River above Matema displays that highly enriched water inputs are expected. They may originate from the Nyasa Lake (as suggest by river isotopic compositions) and/or from paddy fields. This particular input was removed for further descriptions. Means of inputs isotopic signatures are depleted (-5.3 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -30.1 ‰ for $\delta^2\text{H}$) compared to the two others basins resulting probably from an amount effect (Gat *et al.*, 2001; Gonfiantini, 1998): the Lufilyo River presents the highest annual rainfall. The lowest $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ are observed on the high altitude tributary near Kikundo ($\delta^{18}\text{O} = -6.0\text{ ‰}$ and $\delta^2\text{H} = -32.4\text{ ‰}$) and the highest isotopic compositions are observed at Lufilyo ($\delta^{18}\text{O} = -4.4\text{ ‰}$ and $\delta^2\text{H} = -21.5\text{ ‰}$). The relationship between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ of inputs along the Lufilyo River (L-IWL) is $\delta^2\text{H} = 6.4\delta^{18}\text{O} + 5.6$ ($R^2 = 0.90$, $\text{RSSE} = 0.781$, RMA method, figure II.18B). Isotopic compositions are related to altitude in this basin with an altitudinal gradient of $-0.1\text{ ‰}/100\text{ m}$ for $\delta^{18}\text{O}$ ($R^2 = 0.71$) and $-0.7\text{ ‰}/100\text{ m}$ for $\delta^2\text{H}$ ($R^2 = 0.74$).

The Thukela River inputs show enriched isotopic compositions compared to others basins with an average $\delta^{18}\text{O}$ of 0.7 ‰ and an average $\delta^2\text{H}$ of 7.4 ‰ . The Lindequespruit River displays the lowest and the highest isotopic compositions of the whole basin, respectively $\delta^{18}\text{O} = -2.3\text{ ‰}$ and $\delta^2\text{H} = -9.1\text{ ‰}$ at Potshini and $\delta^{18}\text{O} = 4.2\text{ ‰}$ and $\delta^2\text{H} = 24.7\text{ ‰}$ near Winterton. At Potshini, upstream from the dam, isotopic signature of the Lindequespruit River seems to be linked with those of rainfall or groundwater. However, at Winterton, below dams, the signature is enriched due to the evaporative effect on the large artificial reservoirs, including one that supplies water to the Winterton town. The $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ relationship of water inputs in the Thukela River (T-IWL) is: $\delta^2\text{H} = 4.8\delta^{18}\text{O} + 3.9$ ($R^2 = 0.94$, $\text{RSSE} = 2.176$, RMA method, figure II.18B). In the whole river, inputs present an evaporative signature which suggests that the relatively low precipitation over the Thukela basin compared to the two others basins induces a higher evaporative effect on runoff. However, in upstream area, an additional effect increases the enrichment depending on the considered streams and are not related to an evaporative effect on inputs but directly on the reach. In fact, this enrichment is observed on reaches located below

dams which provide isotopically enriched water from large evaporated reservoir (Deng *et al.*, 2016; Gonfiantini, 1986).

III.4.3. Rainfall isotopic composition

Isotopic compositions in precipitation over East-Africa is complex due to many global and local effects such as rain amount, altitude, vapour origin and history, latitude and local dynamic (Gonfiantini *et al.*, 2001; Lawrence *et al.*, 2004; Levin *et al.*, 2009; Nivet *et al.*, 2018; Rozanski *et al.*, 1996).

In the Nyando basin, mean annual isotopic compositions of precipitation obtained with the OIPC (Bowen, 2008, 2010) are -0.2 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 8.0 ‰ for $\delta^2\text{H}$ at the barycentre, -3.5 ‰ and -15.0 ‰ at high altitude (2893 m), and 0.2 ‰ and 10.0 ‰ at low altitude (1138 m). In March, the $\delta^{18}\text{O}$ varies from -4.6 to -1.3 ‰ and the $\delta^2\text{H}$ ranges between -22.0 to 2.0 ‰. In November, rainfall signature becomes more depleted with values ranging from -5.4 to -1.6 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and between -33.0 and -2.0 ‰ for $\delta^2\text{H}$. Deuterium excess (d-excess) in this basin is annually 9.6 ‰ at the barycentre and varies from 8.4 and 13.0 ‰ between low and high altitudes. It is more enriched during wet season with values ranging from 12.4 to 14.8 ‰ than during the low-precipitation season (between 9.8 to 12.0 ‰).

The rain annual isotopic composition in Lufilyo basin is -3.9 (-19.0) ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^2\text{H}$) at its barycentre, -5.7 (-32.0) ‰ at high altitude (2902 m) and -0.3 (-2.0) ‰ (478 m). In April, the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ rain signatures range, respectively, from -6.4 to -1.7 ‰ and -40 to -6.0 ‰. Similarly in November, they vary between -6.5 and -1.0 ‰ and between -44.0 and -2.0 ‰. These ranges are consistent with the isotopic composition of the rainwater sampled at Masoko ($\delta^{18}\text{O} = -5.5$ ‰ and $\delta^2\text{H} = -37.8$ ‰, table II.4) and with previous study on monthly rainfall at Masoko (Nivet *et al.*, 2018). The d-excess on Lufilyo basin is annually similar to the two others basins (between 7.4 and 13.6 ‰ from low to high altitudes) whereas it is more depleted in November (between 6.0 to 8.2 ‰).

The annual $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^2\text{H}$) of rainfall in Thukela basin is -3.2 (-16.0) ‰ at barycentre, -8.0 (-48.0) ‰ at high altitude (3125 m) and -0.8 (1.0) ‰ at low altitude (2 m). The $\delta^{18}\text{O}$ varies between -7.0 and -0.8 ‰ for in March and between -7.6 and -1.4 ‰ in October. The $\delta^2\text{H}$ ranges from -41.0 to 3.0 ‰ and from -47.0 to 1.0 ‰ respectively in March and in October. The annual deuterium excess in Thukela basin ranges between 8.0 to 16.0 ‰ from low to high altitudes. For both months, d-excess is similar varying from 9.4 to 15.0 ‰.

For each basin, all compositions plot along a negative linear relationship between $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^2\text{H}$) and altitude along the river which can be expressed as ‘ $\delta^{18}\text{O}$ p-longitudinal profile’ (‘ $\delta^2\text{H}$ p-longitudinal profile’). The δ p-longitudinal profile lines defined with the OLSR method represent the spatial isotopic composition evolution of rain water over the basin (figure II.19). These relationships originate from a combination of isotopic processes such as altitude effect (considered as relatively constant by the OIPC at the studied scale: Bowen, 2008; Bowen and Revenaugh, 2003), continental effect and precipitating vapour origin and trajectories (Levin *et al.*, 2009; Nivet *et al.*, 2018). The obtained gradients vary between -0.23 and -0.19 ‰/100m for

$\delta^{18}\text{O}$ and between -1.74 and -1.38 ‰/100m for $\delta^2\text{H}$. They are consistent with tropical gradients that range between -0.10 to 0.26 ‰/100m for $\delta^{18}\text{O}$ and -1.5 to -0.5 ‰/100m for $\delta^2\text{H}$ (Gat *et al.*, 2001; Gonfiantini *et al.*, 2001; Otte *et al.*, 2017; Windhorst *et al.*, 2013).

As observed in river compositions, the rain signatures of the Lufilyo basin are more depleted values than in the two basins. However, the Thukela rain compositions plot between the Lufilyo and the Nyando ones attesting that enrichment observed in Thukela River is due to evaporation.

III.4.4. Groundwater isotopic composition

Isotopic compositions of groundwater samples are presented in table II.4 (g). The obtained isotopic signatures are in accordance with previous studies (Delalande, 2008; Delalande *et al.*, 2011; Nyilitya *et al.*, 2016; West *et al.*, 2014). In all basins, groundwater isotopic composition is characterised by a low seasonal variability, buffered compared to rain and river water ones (Delalande, 2008; Nyilitya *et al.*, 2016; Talma *et al.*, 2012; Talma and Van Wyk, 2013) (table II.4). All measurements plot near the GMWL and, as for the rainfall ones, the Thukela isotopic compositions of groundwater plot between the Lufilyo (more depleted) and the Nyando ones (figure II.18C). The similarity between rainfall and groundwater compositions suggests that the water table in the three basins is, as commonly, mainly supplied by current rainfall.

In the Nyando basin, the three groundwater samples originate from different aquifers with contrasting signatures. The Ranjira borehole takes water from the deeper water table (at 60 m deep above ground level) and has an enriched composition compared to Dick Awonga (24 m deep above ground level) and Homa Lime whose water comes from superficial aquifers. When comparing the $\delta^{18}\text{O}$ composition of groundwater to the $\delta^{18}\text{O}$ _p-longitudinal profile lines, altitude of groundwater recharges may be estimated at first approximation at around 1400 m.a.s.l for the Ranjira one, between 1700 and 1900 m.a.s.l for Homa Lime one and around 2000-2100 m.a.s.l for the Dick Awonga one. The low altitude of the Ranjira recharge may be originated from rainfall flowing through faults which are exposed at the surface at this altitude. Although, infiltrated water may have a different annual signature than the mean rainfall one.

No data of groundwater isotopic signature was referenced over the Lufilyo basin, except for the Kilambo Kadjala hot spring. However, data are available, at around 850-950 m.a.s.l, on the neighbouring basin (the Mbaka catchment) which presents a similar hydrogeology. On this basin, the groundwater signature is estimated respectively at -4.3 ‰ and -24 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, (Delalande *et al.*, 2005). Its isotopic composition is globally and significantly more depleted than the mean rainfall one (respectively -3.2 ‰ and -11.7 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, Nivet *et al.*, 2018) and may be impacted punctually by hydrothermal springs, as at Kilambo Kadjala, and maar lakes (Delalande *et al.*, 2005, 2011). These groundwater signatures are similar to that of the Lufilyo River at same altitudes. At higher altitude, the more depleted composition of rainfall may provide a more depleted recharge to aquifers. The distinction between rain and groundwater compositions may originate from the differentiation of preferential infiltrated water type during infiltration. In the Lufilyo basin, the groundwater recharge occurs during high precipitation, mainly in the upstream area. In the downstream plain, the diversion of the Lufilyo

River for rice field irrigation could induce an artificial recharge of partially evaporated water to the aquifer.

In Thukela basin, the ‘Okhombe’ and ‘Potshini’ groundwater display distinct isotopic compositions despite they refill water from in the same aquifer system. This difference may suggest that the two water tables are disconnected and/or have different residence times in accordance with the lenticular nature of the aquifer system. As for the two others basins, groundwater isotopic signatures of the Thukela are similar to the upstream rainwater suggesting that recharge is performed at high altitude and/or may be supplied by large rain event (inducing depleted isotopic signatures).

III.4.5. Hydrological functioning of the three rivers at basin and regional scale

During the high-water period (March-April survey), the river system is mainly controlled by rainfall inputs at regional scale. Contrary, river water isotopes display a distinct behaviour in the hydrological functioning for the three basins during low-water period (October-November survey).

The ‘pure evaporation’, responsible for isotopic fractionation, could be proportional to evapotranspiration (ETP) in the different basins. If steady-state conditions are hypothesised for groundwater (input and output are equal), ETP may be predicted through a mass balance as the difference between precipitation amount and runoff. Evapotranspiration amount is estimated at 1249 mm/yr over the Nyando basin (around 86 % of rainfall), 1061 mm/yr over the Lufilyo basin (around 53 % of rainfall) and 651 mm/yr over the Thukela basin (around 80 % of rainfall). Both Nyando and Thukela Rivers shows high ETP rate in accordance with their low RWL slope (around 5-6) typical of evaporation line.

During low-water period, the isotopic composition in the upstream Nyando River differs from rainwater one (compositions divert from ‘ $\delta^{18}\text{O}$ -longitudinal profile’ lines) with more enriched values (figure II.19N). These compositions are close to the upstream groundwater signature ($\delta^{18}\text{O} = -2.7 \text{ ‰}$ and from $\delta^2\text{H} = -9.0 \text{ ‰}$ near Kepchorian River, Nyilitya *et al.*, 2016). At upstream, the river seems to be supplied by groundwater, probably flowing into a fractured or volcanic aquifer. In the Kano Plain, the river composition is consistent with rainwater and superficial groundwater. Thus, downstream Nyando River seems to be supplied mainly by runoff and/or by superficial aquifer recharged in medium altitude by rainfall during wet season.

The Lufilyo River isotopic composition increase from upstream to downstream as for water inputs and diverts from ‘ δp -longitudinal profile’ lines down by the river (figure II.19L-1). This distinction between rainfall and river isotopic compositions is also observed in d-excess (figure II.19L-2). However, isotopic signatures of inputs and river are consistent with groundwater ones (Delalande *et al.*, 2005, 2011). In high-water period, river is more enriched that can be interpreted as a higher influence of rainfall. These observations suggest that river is supplied by aquifer recharged at high altitude during the wet season and partly by runoff whose proportion is higher during high-water period. It is noteworthy that no ‘pure evaporation effect’

is noticed during low-water period on river composition. The L-IWL may suggest a poor effect of this process on inputs (slope of 6.4) consistent with the water balance of the basin.

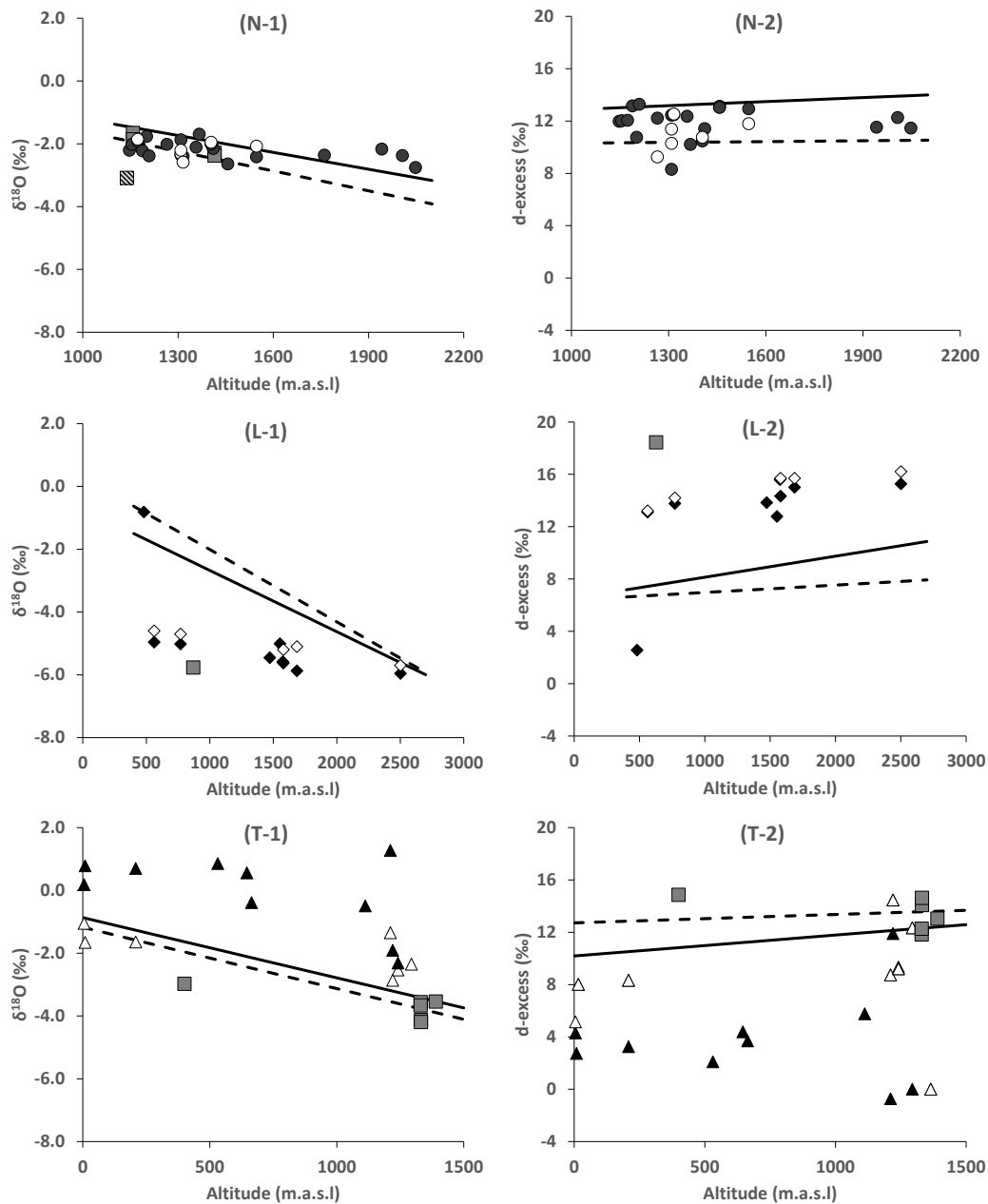


Figure II.19 : Altitudinal evolution in the Nyando River (N, circles), the Lufilyo one (L, diamonds) and the Thukela one (T, triangles) of (1) $\delta^{18}O$ and (2) deuterium excess during both high-water (open markers) and low-water (filled markers) period compared to 'δ¹⁸Op-longitudinal profile' lines (solid line for March-April and dashed line for October-November) and groundwater sample composition (filled square). On subfigure (N-1), filled square correspond to the superficial aquifer and hatched square to deep one.

Water isotopic compositions of the Thukela River, as in its water inputs, display a clear enrichment when compared to the 'δp-longitudinal profile' lines. The upstream area presents a high spatial variability in river isotopic values caused by the presence of dams in several reaches (figure II.19T). Isotope enrichment and d-excess depletion are more pronounced during the low-water period when evaporation is higher. The large size of the Thukela basin also increases

the spatial variability mainly due to the changing climate over the basin. The difference between rain and river isotopic compositions is highest in the semi-arid area near Thukela Estate and Thukela Ferry where ETP is higher. No clear relationship between river and groundwater compositions is consistent with the disconnection between them as previously suggested (Pienaar *et al.*, 2010; Talma *et al.*, 2012; Talma and Van Wyk, 2013). At downstream, the composition remains slightly constant and some isotopic measurements seem similar to rainwater isotopic composition. This behaviour may be due to coastal rains which enter in the basin by its outlet (D'Abreton and Tyson, 1996). Thus, river is supplied by runoff highly impacted by evaporation processes, especially during low-water period. This last process is emphasized by human activities throughout the river.

Independently of the period, groundwater compositions remain buffered and similar to rainfall ones (figure II.18C). The latitudinal behaviour of river isotopic signature is also observed in precipitation and in groundwater pointing to an amount effect control over the three basins. Thus, during high-water period, river and groundwater, which is supplied by rainfall mostly during wet season, register rainfall origin and history depending on ITCZ balance and global atmospheric circulation.

III.5. Conclusion

Stable water isotopes are powerful to study river system functioning and, thus, to define a primary characterisation of the water cycle which allows to improve the understanding of hydro-geochemical cycles and the effect of the increasing anthropic and environmental pressure at regional and global scale.

At regional scale, three rivers display a latitudinal behaviour on isotopic seasonality but not on mean isotopic compositions due to the local rain amount increase over Tanzania. The similarities between river and rainfall highlight the predominance of the rain signatures on river ones at first stage.

During high-water period, the river isotopic composition reflects the vapour origin and history of rain that depend on global climatological processes such as the ITCZ balance. The hydrological functioning of each basin differs during low-water period depending on internal parameters such as the catchment capacity to release water from aquifer to river (e.g. the disconnection between groundwater and the Thukela River that displays a more evaporated signature) or the lake effect which provides land-lake breezes bringing rains and a constant humidity (e.g. effect of the Lake Victoria on Nyando basin rainfall, (Anyah *et al.*, 2006)). The anthropization – such as damming (e.g. in Thukela basin) or river diversion for crop irrigation (e.g. in Lufilyo basin) – affects significantly the hydrological cycle emphasising evaporation processes as inferred by water isotopes analyses.

However, further studies have to be conducted to improve knowledge on hydrological functioning of the East-Africa region as well as at basin scale. Indeed, a better estimation of river discharge is needed to enhance inputs accuracy. The reconstruction of tropical rainwater isotopic compositions on East-Africa using OIPC do not take into consideration the high

variability of local parameters and may be ameliorated with more local rainfall studies. Thus, more data acquisition is essential to determine more precisely the contribution of each process to the hydrological cycle.

Acknowledgements

This study is for a significant part based on the PhD work of F. Nivet, supported by the scholarship of the French Ministry of Higher Education and Research to Sorbonne University, and by Campus France (PHC-PROTEA). Many collaborators provided assistance to fieldwork and laboratory analyses. We especially acknowledge the scientific and fieldwork support of Pr. Daniel Olago and the Institute of Climate Change Adaptation (ICCA) at University of Nairobi (Kenya), Peter Nyongesa and the Nyando basin office at Water Resource Management Agency (Kenya), the Institute of Resource Assessment (IRA) at University of Dar es Salaam (Tanzania), the Masoko team of the Rungwe Environmental Science Observatory Network (RESON), the Rungwe District and the Commission of Science and Technology (COSTECH) (Tanzania), the Agricultural Research Council-Agricultural Engineering (South Africa), the GEOPS team (Paris-Saclay University, France), and Dr. Arnaud Huguet (METIS) and Dr. Nicolas Chevalier (LOCEAN) at Sorbonne University (France). Many thanks to Dr. Philippe Branchu of CEREMA (Trappes, France) for numerous information and scientific discussions in achieving this study. Special thanks from Dr. Laurent Bergonzini are extended to the staff of the Foch Hospital (Suresnes, France) for their kindness, their expertise and their effectiveness.

IV. Conclusion du chapitre

Dans cette partie, une étude de l'hydrologie des trois bassins à l'échelle locale et régionale a été proposée à partir des signatures géochimiques et isotopiques des eaux. L'estimation des débits a permis de remonter à la composition isotopique des apports.

La minéralisation des eaux est plus élevée en période de hautes-eaux (Mars) dans la Nyando et la Lufilyo et en période de basses-eaux (Octobre-Novembre) dans la Tukela. En effet, dans ce dernier bassin, l'évaporation concentre les ions en saison sèche. Si les teneurs en minéraux varient saisonnièrement, leur origine est identique d'une saison à l'autre. À l'échelle locale, la minéralisation est contrôlée majoritairement par les interactions eaux-roches responsables de la variabilité chimique intra-bassin des trois rivières. Mais, les apports élémentaires anthropiques (e.g. engrais) peuvent modifier localement les équilibres et la nature géochimique des eaux. À l'échelle régionale, la minéralisation est liée au contexte géologique qui fixe le faciès géochimique (hors effets anthropiques). Mais les teneurs en ions dépendent aussi du régime climatique global de par les processus de dilution par les eaux de pluies (cas de la Lufilyo) ou de concentration des ions par évaporation (cas de la Tukela).

Le fonctionnement hydrologique du bassin est, pour sa part, fortement influencé par la saisonnalité. Ainsi en période de hautes-eaux, les trois rivières sont essentiellement caractérisées par les processus climatiques globaux responsables de la signature de la pluie (origine de la vapeur, masses d'air ayant déjà précipitées,...). En période de basses-eaux, bien que toujours partiellement dépendantes de la composition isotopique des pluies, les signatures isotopiques des rivières sont caractérisées par les paramètres internes propres à chaque bassin. À l'échelle locale, la variabilité spatiale intra-bassin, plus marquée en saison sèche, est contrôlée par sa morphologie (effet de taille), son altitude (effet d'altitude et de continentalité), son réseau hydrographique (mélanges plus ou moins importants), ses aménagements (effet des barrages) et par sa géologie (contact nappe-rivière). La Nyando est alimentée essentiellement par le ruissellement des pluies et/ou par les aquifères superficiels tout au long de l'année sauf sur sa partie amont, où en période de basses-eaux, les aquifères de haute altitude assurent la recharge en eau. La Lufilyo est principalement alimentée par les eaux souterraines provenant des hautes altitudes mais aussi par le ruissellement de surface plus important en période de hautes-eaux et qui sera partiellement évaporé en période de basses-eaux. Enfin, la Tukela ne semble pas avoir de contact avec ses aquifères, hormis les sources amont, l'alimentation en eaux est donc effectuée essentiellement par le ruissellement, fortement impacté par l'évaporation. Cette dernière est particulièrement visible du fait de l'absence de recharge par les nappes surtout en saison sèche. Des pluies côtières permettent de réalimenter la rivière en aval. L'anthropisation importante du cours de la rivière en amont (barrages et larges réservoirs) augmente les phénomènes évaporatoires enrichissant les compositions isotopiques des bras de rivière concernés.

À l'échelle régionale, l'effet saisonnier est dépendant de la latitude. Il est quasi inexistant sur la Nyando, faible sur la Lufilyo (compositions plus appauvries en période de basses-eaux) et forte pour la Tukela (compositions enrichies en période de basses-eaux). La variabilité spatiale interbassin dans les rivières ne suit pas un gradient latitudinal (Lufilyo plus appauvrie et Tukela plus enrichie). Elle est vraisemblablement due à un effet de masse qui se traduit par un appauvrissement en isotopes lourds des pluies lorsque celles-ci deviennent plus importantes (MAP de la Lufilyo > MAP de la Nyando > MAP de la Tukela). À ces effets liés aux précipitations, l'évaporation pure fractionne isotopiquement les eaux de rivières. Les bassins où l'évaporation est la plus importante (la Nyando et la Tukela) ont des compositions plus proches des droites d'évaporation caractérisées par des pentes plus faible (5-6) que celles des pluies (7-8). La différence de compositions entre les bassins dépend donc en grande partie de la position de la zone de convergence intertropicale qui détermine l'origine et l'histoire des masses d'air précipitantes et la couverture nuageuse.

L'excès en deutérium peut être utilisé pour discuter des sources de vapeurs précipitantes (Levin *et al.*, 2009; Nivet *et al.*, 2018; Pfahl and Sodemann, 2014). En effet, sa valeur dépend, entre autres, de son origine océanique. Trois sources océaniques majeures sont répertoriées pour l'Afrique de l'Est : l'Océan Indien Nord ($d = 9 - 15 \text{ ‰}$), l'Océan Indien central (Mascarene High et Canal du Mozambique, $d = 6 - 12 \text{ ‰}$) et l'Océan Austral ($d = 12 - 18 \text{ ‰}$) (Pfahl and Sodemann, 2014).

Sachant que la composition isotopique des trois rivières en période de hautes-eaux reflète la composition de la pluie, l'excès en deutérium moyen au cours de cette période de la Nyando, la Lufilyo et la Tukela peut être, en première approximation, assimilé à celui de la pluie moyenne. Il est ainsi de 11.0 ‰, 15.0 ‰ et 9.5 ‰ respectivement pour la Nyando, la Lufilyo (hors Matema) et la Tukela. La figure II.20 replace les différentes valeurs d'excès en deutérium pour les trois bassins et pour les trois sources océaniques. En comparant ces valeurs et en tenant compte des circulations atmosphériques globales, les vapeurs océaniques à l'origine des précipitations des trois bassins peuvent être localisées à l'échelle régionale.

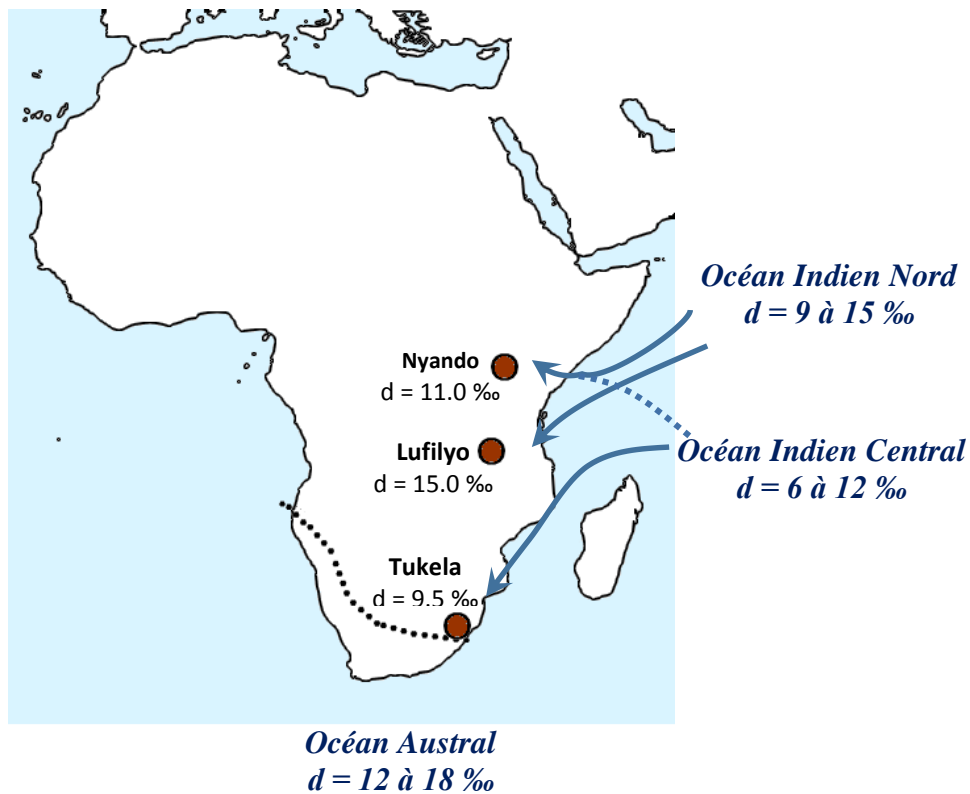


Figure II.20 : Schéma récapitulatif des excès en deutérium moyens des trois rivières et des vapeurs océaniques majeures en Afrique de l'Est et comparaison avec l'emplacement de la ZCIT en 2016.

En Mars, la ZCIT se déplace normalement vers le nord (figure 0.12). La Tukela n'est plus que faiblement sous son influence et reçoit majoritairement des pluies originaires de l'Océan Austral proche ou de l'Océan Indien Sud (latitude inférieure à -30°). Pourtant en 2016, l'excès en deutérium observé sur le bassin suggère que la vapeur océanique provient de l'Océan Indien et non de l'Océan Austral. Cette hypothèse est cohérente avec le déplacement vers le sud de la ZCIT observé pendant cette année lié au phénomène ENSO et à l'IOD (chapitre d'introduction : II.2.2.2) ainsi qu'avec des modélisations de trajectoires de masses d'air à l'aide du programme HYSPLIT (Draxler and Hess, 1997; Draxler and Rolph, 2011).

Dans le cas de la Lufilyo, en tenant compte des trajectoires de la Tukela, le fort excès en deutérium suggère qu'en mars, les vapeurs océaniques proviennent de l'Océan Indien Nord. La Nyando dont l'excès est plus faible est alimentée par des vapeurs océaniques issues de l'Océan Indien. En considérant les trajectoires générales de la Tukela et de la Lufilyo, les masses d'air

apportant les pluies en mars 2016 sont plutôt originaires de l'Océan Indien Nord plutôt que de l'Océan Indien Central. Les hypothèses sur la Lufilyo et la Tukela sont cohérentes avec les trajectoires atmosphériques reconstruites pour le mois de mars par Nivet *et al.* (2018) et par Soderberg *et al.* (2013).

Ainsi, l'étude de la composition isotopique de ces rivières en période de hautes-eaux permet de remonter, en première approximation, à la circulation atmosphérique régionale à cette période. Si cette étude en hautes-eaux informe sur les processus globaux, l'étude des signatures isotopiques des rivières en période basses-eaux renseigne sur le fonctionnement interne du bassin. Caractériser les sources en eau et en minéraux et leurs interactions dans un bassin est essentiel pour pouvoir discuter de l'origine, des transferts et des processus impactant les flux de carbone le long d'une rivière.

CHAPITRE 3 : Transfert et évolution du carbone dans trois rivières Est-africaines

I. Evolution des flux fluviaux de carbone en période sèche le long d'un gradient latitudinal tropical en Afrique de l'Est au cours d'une année de sécheresse (*Nivet et al., en préparation pour soumission à Biogeochemistry*)

Dans un contexte de changement climatique et d'anthropisation, la compréhension du cycle du carbone et son impact sur l'environnement est devenue un enjeu majeur, en particulier en Afrique où peu de données sont encore disponibles (Ciais *et al.*, 2011; Friedlingstein, 2004; Le Quéré *et al.*, 2016). Le long du continuum terre-mer, le cycle du carbone est intimement lié au cycle de l'eau, en particulier via les rivières. En effet, ces dernières sont à la fois un vecteur passif (transfert du carbone jusqu'à l'océan) et actif (production in-situ, dégazage, sédimentation,...) (Aufdenkampe *et al.*, 2011; Battin *et al.*, 2009; Cole *et al.*, 2007; Raymond *et al.*, 2013). La sécheresse de 2016, provoqué par le phénomène ENSO, a mené à des conditions hydrologiques critiques en Afrique de l'Est.

L'article présenté ci-dessous porte sur les transferts de carbone depuis l'amont vers l'aval en période sèche au cours de cette année extrême. Il repose sur une caractérisation des flux de carbone et de leur nature le long des trois rivières étudiées. Les quatre formes de carbone dans les eaux sont prises en compte : le carbone inorganique dissous (DIC) ou particulaire (PIC) et le carbone organique dissous (DOC) ou particulaire (POC). L'ensemble des concentrations, des flux et des proportions de carbone dans les rivières ainsi que la composition en isotope du carbone-13 du POC sont fournis en annexes 14, 16 et 17. Ces compositions en carbone des rivières ont été comparées à celles des échantillons de sols et de sédiments prélevés dans les bassins (données fournies en annexe 15).

Riverine carbon fluxes in a tropical latitudinal gradient in East-Africa during a dry year (*En preparation pour soumission à Biogeochemistry*)

Fantine Nivet¹, Mercedes Mendez-Millan², Patricia Moreira-Turcq³, Daniel Olago⁴, Amos Majule⁵, Macdex Mutema⁶, Vincent Chaplot², Nicolas Chevalier¹, Arnaud Huguet⁷, Laurent Bergonzini⁸, David Williamson^{2,9}

¹ Sorbonne Université, Faculté des Sciences, CNRS, IRD, MNHN, IPSL, Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approche numérique, LOCEAN, Paris, France

² Sorbonne Université, IRD, CNRS, MNHN, IPSL, LOCEAN, Bondy, France

³ Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Geosciences Environnement Toulouse (GET), UMR 5563, Bondy, France

⁴ Institute of Climate Change Adaptation, University of Nairobi, P.O. Box 30197, Nairobi, Kenya

⁵ Institute of Resource Assessment, University of Dar Es Salaam, P.O. Box 35097, Dar Es Salaam, Tanzania

⁶ Agricultural Research Council-Agricultural Engineering, PB X519, Silverton 0127, Pretoria, South Africa

⁷ Sorbonne Université, CNRS, UMR 7619, METIS, F-75005 Paris, France

⁸ Université Paris Saclay, GEOPS, CNRS, Orsay, France

⁹ IRD-East Africa, ICRAF, P.O. Box 30677-00100 Nairobi Kenya

River system are a major driver of carbon cycle. In the current climate change and anthropization context, understand the carbon transfer and process along rivers is a key issue to better manage resources and environmental impact. East Africa is a region impacted by an increasing anthropic pressure and under extreme climatic events. In 2016, a high drought event occurs in the region. For this event, total fluxes and yields of the different riverine carbon forms were calculated from carbon concentration measured from water and suspended matter samples collected during the low-water period. Particulate organic carbon, soils and sediments were also investigated for their carbon isotopy to discuss carbon origin. At basin scale, the carbon originates mainly from lateral inputs and *in situ* primary production, which can be enhanced by anthropogenic activities, and partly by sediment remobilisation. At regional scale, carbon fluxes are mostly dominated by inorganic carbon. The total carbon flux at outlet is higher in the Thukela River (222.9×10^9 g C/yr) compared to the Lufilyo River (31.4×10^9 g C/yr) and the Nyando River (30.8×10^9 g C/yr) and is controlled by the basin scale. At opposite, the highest carbon yields is observed in the Lufilyu basin (22.0 t C/km²/yr) compared to the Nyando basin (10.4 t C/km²/yr) and the Thukela basin (7.7 t C/km²/yr). Indeed, carbon yields depend on regional precipitation and geomorphological parameters of the basin.

1.1. Introduction

Improve the understanding of carbon cycle is essential to better refine its evolution and evaluate environmental impacts under climate change and land use conversion (Arrhenius, 1896; Bauer *et al.*, 2013; Friedlingstein, 2004; IPCC, 2014; Le Quéré *et al.*, 2016; Regnier *et al.*, 2013).

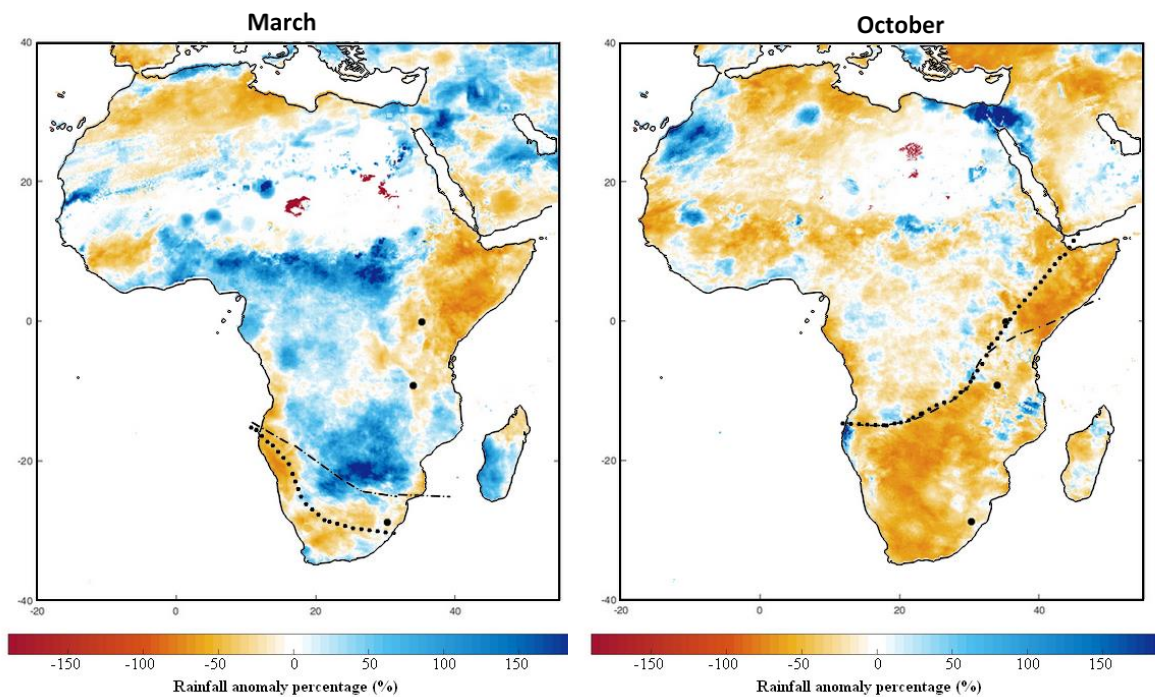
Many physical, chemical and biological processes are involved in carbon transfer and storage in the different environmental reservoirs as the atmosphere, the biosphere, the geosphere and the hydrosphere (Aufdenkampe *et al.*, 2011; Battin *et al.*, 2009; Lerman and Meybeck, 1988). Indeed, the spatial and temporal heterogeneities make carbon fluxes appraisal difficult.

River systems have been recognized as one of the major drivers of carbon cycle, responsible for the majority of carbon transfers from the terrestrial reservoir to the ocean (Battin *et al.*, 2009; Cole *et al.*, 2007; Kempe, 1988; Raymond *et al.*, 2013). Thus, approximatively 0.9 Pg. C/yr was transferred to the ocean by rivers (Le Quéré *et al.*, 2016) that accounts for around 33 % of the 2.7 Pg. C/yr of the total terrestrial riverine reservoir (Aufdenkampe *et al.*, 2011). Carbon fluxes from rivers to the geosphere and the atmosphere were estimated between 1.3 to 1.8 Pg. C/yr (Aufdenkampe *et al.*, 2011; Ciais *et al.*, 2011; Le Quéré *et al.*, 2016; Regnier *et al.*, 2013). In river, carbon can be found under organic (POC) and inorganic (PIC) particulate forms and under organic (DOC) and inorganic (DIC) dissolved forms that mainly originate from soil, rock alteration and in-situ primary production (Aitkenhead-Peterson *et al.*, 2003; Cole *et al.*, 2007; Huang *et al.*, 2012; Kempe, 1988; Meybeck, 1993; Stallard, 2012). The river system interact also with the atmosphere through carbon degassing (direct or via biomass respiration) and CO₂ dissolution (Mayorga *et al.*, 2005; Raymond *et al.*, 2013; Richey *et al.*, 2002). Riverine interactions with the geosphere are dominated by erosion, sedimentation, remobilisation and remineralisation processes and by carbonates precipitation and dissolution in sediments (Bouillon *et al.*, 2009; Marx *et al.*, 2017; Stallard, 1998; Szramek and Walter, 2004). Relations between DIC and PIC is mainly controlled by internal dissolution and precipitation processes (Larson *et al.*, 1942). The proportion between DOC and POC is based on metabolic processes and partly on adsorption and desorption mechanisms (Aitkenhead-Peterson *et al.*, 2003; Porcal *et al.*, 2015; Riggsbee *et al.*, 2008). The riverine biomass activity contributes to transform inorganic carbon into organic carbon and *vice versa* through biological processes such as photosynthesis and respiration, which are the two dominant processes, (Mayorga *et al.*, 2005; Meybeck, 1993; Quay *et al.*, 1995) or as biomineralisation (Berry *et al.*, 2002; Jansson and Northen, 2010; Thaler *et al.*, 2017; Wollast, 1994).

Tropical rivers highly participate to total carbon fluxes at global scale. Between 48 and 64 % of global DIC fluxes and around 30 % of PIC fluxes originate from them (Huang *et al.*, 2012). In the same way, 63-65 % of the global DOC and 63-70 % of the global POC comes from tropical rivers.

Since several years, the frequency and intensity of extreme hydro-climatic events increases in the world (Hirabayashi *et al.*, 2008). Severe droughts occurred especially in Africa (Gizaw and Gan, 2017; Masih *et al.*, 2014), where a global decrease of annual rainfall was reported (Lyon and DeWitt, 2012; Ongoma and Chen, 2017). In 2015-2016, a severe drought was reported in East Africa due to a combination of the El-Niño and the negative IOD effects (Blamey *et al.*, 2018; Ntombela *et al.*, 2017; Siderius *et al.*, 2018; Uhe *et al.*, 2018; World Meteorological Organization, 2017). These effects generated a shift of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) to the South-West in March and to the North-West in October. Thus, in March 2016, high rainfall anomalies of -50 % compared to the usual mean monthly rainfall

(figure III.1) were observed. These anomalies increased in October with a rainfall deficit of -75 % to -50 % due to a temporal shift of the rainy season. Droughts have a direct impact on carbon cycle (e.g. decrease of suspended matter and storage of labile carbon in river, and soil erosion) and carry-over effects (e.g. particles pulse, deoxygenation in the river and ecosystem change) (Mosley, 2015; van der Molen *et al.*, 2011). Indeed, East-Africa is a developing area with an increasing anthropic pressure and food producing farming which go toward disturbing carbon cycle and undergoing these disruption at once. However, relatively few data on carbon fluxes and carbon-water interactions are currently available at regional and basin scale (Balagizi *et al.*, 2015; Bouillon *et al.*, 2009; Lalah and Wandiga, 2006; NOAA Earth System Research Laboratory, 2017; Regnier *et al.*, 2013).



*Figure III.1 : Rainfall anomaly map in A) March and B) October 2016 compared respectively to the March and October mean rainfall estimated between 1981 and 2017, obtained with the CHIRPS database (Funk *et al.*, 2015; The Climate Hazards Group, 2018). Barycentre of each studied basins is located by filled circle.*

The aim of this article is to provide estimations of carbon fluxes and to determine the importance of the different carbon forms along a tropical gradient in East-Africa during the 2016 drought event on riverine carbon transfers. For this purpose, three East African Rivers located on a latitudinal transect across ITCZ trajectory were studied: the Nyando (0°S, Kenya), the Lufilyo (9°S, Tanzania), and the Thukela (29°S, South Africa) Rivers. The spatial distribution of DIC, PIC, DOC, POC concentrations and fluxes in the rivers will be discussed in terms of sources and physicochemical processes. Additionally, soils, sediments and suspended matter were analysed for their ^{13}C -carbon isotopic content to identify organic carbon sources of riverine particulate matter.

1.2. Study sites

This study focuses on three sites located along a latitudinal gradient in East-Africa (figure III.2): the Nyando basin (0°S), the Lufilyo basin (9°S), and the Thukela basin (29°S).

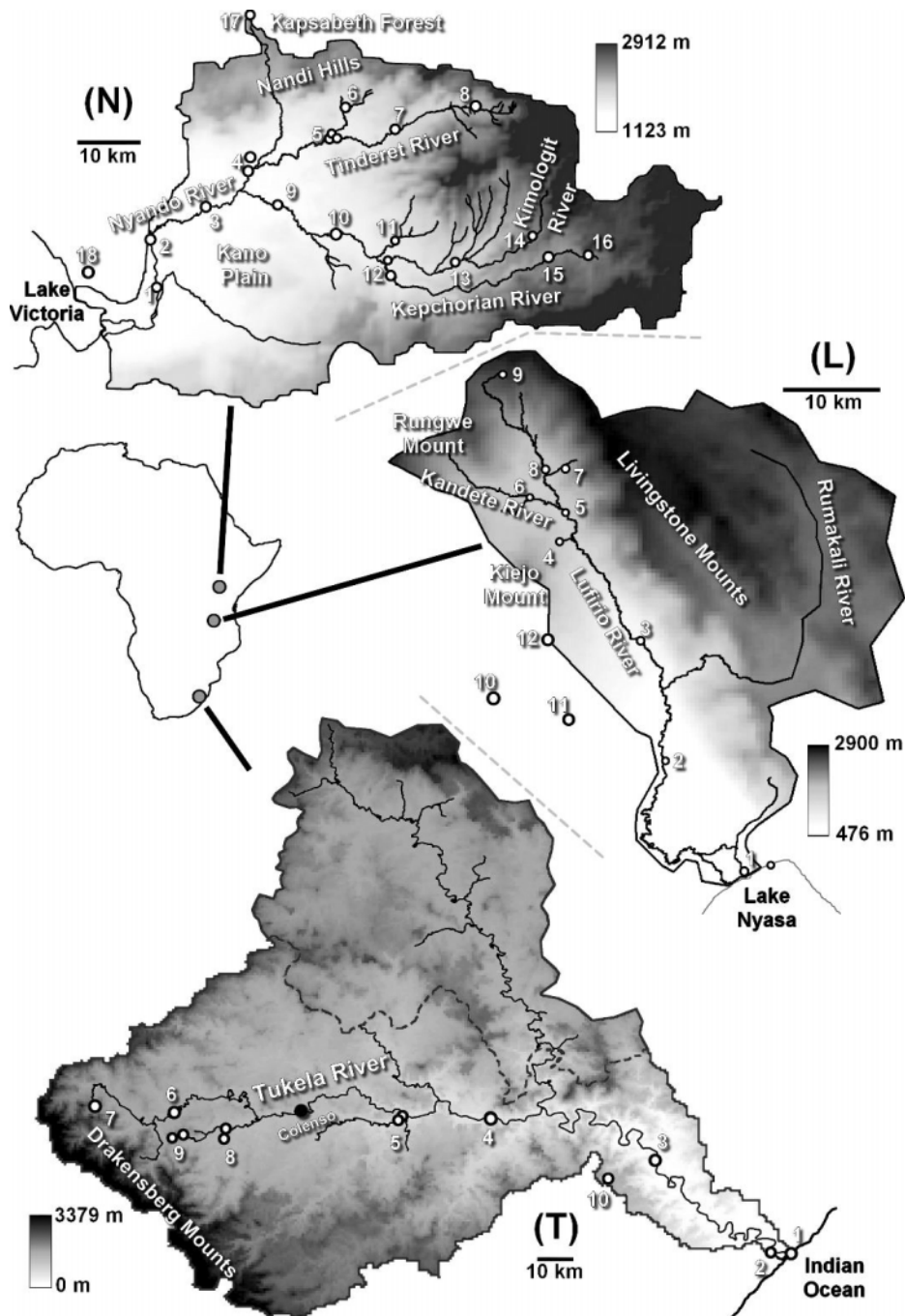


Figure III.2 : Topography and location of the Nyando (N), the Lufilyo (L) and the Thukela (T) basins. River sampling sites were represented by white filled circle. Geographical landmarks are located and numbered consistent with table III.1.

The drainage surface of the Nyando River (West Kenya, figure III.2) is 3482 km². The altitude of the basin varies between 1123 to 2875 m with a high altitudinal gradient in the upstream area and a peneplain named the Kano Plain in the downstream area. Two valleys form the upstream region: the Tinderet and the Mau Valleys, respectively, in the North and the South. The

Kimologit River and the Kepchorian River flow respectively in the northern part and in the southern part of the Mau Valley. In the Tinderet Valley, the Tinderet River is the main stream. These three streams converge at the East of the Kano Plain to form the Nyando River which flows through a delta into the Kisumu Bay (Lake Victoria). The climate is wet tropical (Köppen, 1936; Peel *et al.*, 2007). The presence of the Lake Victoria provides a relatively constant humidity level all along the year. The bimodal distribution of monthly precipitation shows a high rainy season (long rains) from March to June and a small rainy season (short rains) (figure III.3N). No strict dry season is observed in the region but a low-precipitation season occurs from December to February. Mean annual rainfall over the whole basin is 1450 mm/yr. The mean annual discharge is 22.2 m³/s (200 mm/yr) at outlet (Raburu *et al.*, 2012). The seasonality of river water depth at Ahero presents with a high-water period from February to August (higher than 20 mm/month except in June) and a low-water period from September to January (figure III.3N, GRDC, 2018). The mean runoff coefficient is estimated at around 15%. The Nyando River is supplied by groundwater through a upper multilayer aquifer under the Kano Plain (Khisa *et al.*, 2013; Raburu *et al.*, 2012) and a volcanic or/and fractured aquifer in the upstream area (Nyilitya *et al.*, 2016). The basin presents an altitudinal distribution of land use. Primary forest located on high plateaus was mainly replaced by pastures, agricultural activities and tree plantations as Eucalyptus. Tea is farmed at high altitude (> 2000 m) on the high plateaus and on cultivated terraces on the upstream slopes. At lower altitudes, coffee, banana and vegetable plantations are observed in the Mau and the Tinderet Valleys slopes mainly in the form of agroforestry farming and are progressively replaced by large maize and sugar cane crops when slopes become smaller. Several food-producing farming with banana trees and vegetables are also located on the Kano Plain. On the downstream area of the plain, rice cultivation becomes dominant and swamps are developed near the delta.

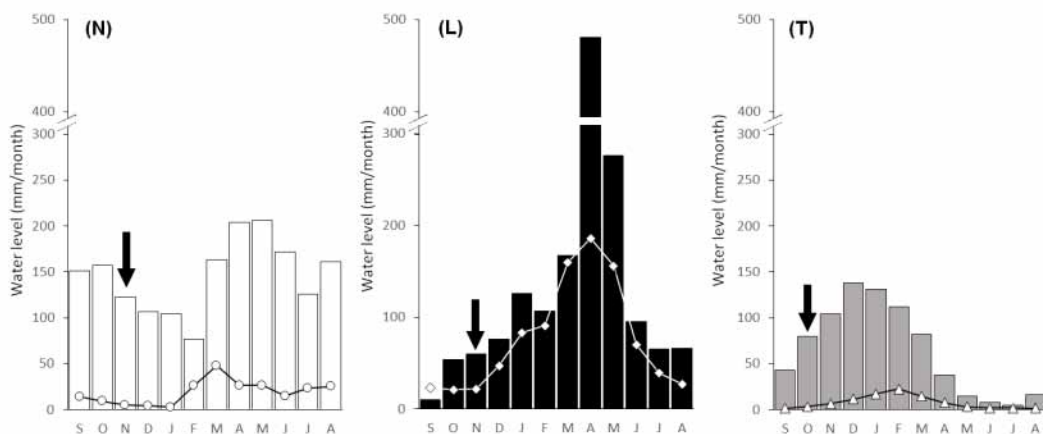


Figure III.3 : Monthly means of river water depth (open marker) and rainfall (bar) at outlet for the Nyando River (N, circles and white bars), the Lufilyo River (L, diamonds and black bars) and the Thukela River (T, triangles and grey bars). The sampling surveys are located by arrows.

In West Tanzania, in the Rungwe Volcanic Province, the surface of the Lufilyo basin is 1425 km² (figure III.2) with an altitude that varies from 476 to 2900 m. The basin presents numerous volcanic and tectonic structures as the Rungwe Volcano in the North, the Kiejo Volcano in the

North-West and the Livingstone faults in the East. The Lufilyo River flows into the Nyasa Lake through a delta. An important tributary, the Rumakali River, flows from the Livingstone Mountains on the left bank of the Lufilyo River and converges with the Lufilyo at around 35 km upstream from the delta. The Lufilyo basin is under wet tropical climate (Köppen, 1936; Peel *et al.*, 2007) and presents a positive rainfall anomaly (Basalirwa *et al.*, 1999; Bergonzini, 1998; Jackson, 1971). A low-precipitation season is defined from July to November (rainfall lower than 100 mm/month) and a high-precipitation season from December to June (figure 3L) (Nivet *et al.*, 2018). Mean annual rainfall is around 2000 mm/yr over the basin. The Lufilyo mean annual discharge is 42 m³/s near Kisege (Bergonzini, 1998) corresponding to a river water depth (H) of 925 mm/yr. The high-water period occurs from January to June with H higher than 50 mm/month and the low-water period arises from July to December (figure III.3L). Mean annual runoff coefficient over the basin is around 50%. Groundwater fluxes are poorly known and few boreholes are present in the region (Bergonzini *et al.*, 2001; Lake Nyasa Basin Water Board (LNBWB), 2014; Yihdego and Paffard, 2016). The hydrothermal circulation due to the volcanic activities provides numerous hot or cold hydrothermal sources (Delalande *et al.*, 2011; Ebinger *et al.*, 1993). The Lufilyo basin presents a toposequence in land use. The upstream area is covered by “Miombo” forests (Vincens *et al.*, 2003) and Ericaceous grassland although several tea plantation were developed on high plateau. When altitude decreases, mango trees and bamboo replace the evergreens to form a mixing forest. Next to this forest, food-producing farming produce banana, cacao, vegetables, potatoes and maize. Numerous crops are made on burnt land. Finally, rice cropping exists in the upstream peneplain.

The Thukela River is located in the Kwazulu-Natal region in eastern South Africa (figure III.2) and drains a surface of 29000 km². The basins presents an altitude ranging from 0 to 3379 m and is bounded in the South-West by the Drakensberg Mountains. At the bottom of the mounts, large peneplains are observed at Thukela Estate region where the river valley deepens toward outlet. Several dams bound large artificial reservoirs in this low-gradient region. The Thukela River flows into the Indian Ocean through an estuary (Olivier, 1998). The climate of the Thukela basin varies from upstream to downstream. Near the Drakensberg Mountains, the climate is oceanic (Peel *et al.*, 2007) and becomes wet subtropical with dry winter in the peneplains. Semi-arid conditions extend near Thukela Estate (Peel *et al.*, 2007). Finally, the climatic conditions become wet subtropical without dry season toward coasts (Peel *et al.*, 2007). At Thukela Mouth, wet and dry seasons occur respectively from October (November) to March and from April to September (October) (figure III.3T). The mean annual precipitation over the basin is 810 mm/yr. The annual discharge at outlet is estimated from the literature at 146 m³/s (Milliman and Farnsworth, 2013) although a high variability of annual discharge is observed (from 87 to 146 m³/s in literature: Milliman and Farnsworth, 2013; Talma *et al.*, 2012; *The Global Runoff Data Center (GRDC)*, 2018; Whitfield and Harrison, 2003). This discharge is equivalent to a mean annual water depth of 160 mm/yr. The low-water period begins in April when river water depth becomes lower than 10 mm/month and finishes in November. In return, the high-water period occurs between December and March (figure III.3T). The runoff coefficient is around 20 %. The hydrogeological system under the Thukela basin is complex and poorly know (Demlie and Titus, 2015; Matoti *et al.*, 1999; Woodford and Chevallier, 2002).

Down by the Drakensberg Mountains, a lenticular and multilayers aquifer system provides many local water tables which locally supply the river (Woodford and Chevallier, 2002). Interactions between groundwater and the Thukela River are poor (Pienaar *et al.*, 2010). The environmental toposequence of the basin is complex due to its size, its high climatic spatial variability and its particular geology. From the Drakensberg Mountains to Bergville, high altitude grassland (veld) associated with pastures and food-producing farming dominates. On slope, the overgrazing produces degraded land with poor vegetation and the formation of gullies. These environments are progressively replaced by wide intensive monocultures essentially of maize or sugar cane and by savannah of acacia between Bergville and Colenso. Down by Colenso, the Karoo scrubland extends on the valley in response to the more arid conditions. On the plateau bordering the basin, Eucalyptus tree plantations are visible as well as monocultures dominated by sugar cane and maize. Finally, vegetation becomes a coastal forest near the Natural Harold Reserve associated with swamp around the river.

1.3. Material and methods

1.3.1. Sampling and in-situ measurements

River waters samples were collected during the low-water period (October or November 2016, figure III.3). Samples locations are listed in table III.1 and figure III.2. Water temperature, pH and electrical conductivity (EC) were measured with a multi-parameter Orion A325 at each sample point. Water was sampled from the flowing river at a few tens of centimetres from the river bank and filtered at 0.7 μm . For dissolved organic carbon analyses, water was collected into a 100 ml glass bottle and acidified with nitric acid (3.3 ml/bottle of 69 % HNO_3). Alkalinity was measured by colorimetry with a digital titrator (Hach 16900), sulphuric acid and the mix bromocresol green and methyl red as indicator.

Suspended matter was recovered from a known water volume on glass-fibre filter (Sartorius Stedim Biotech, 0.7 μm) previously burnt at 500 °C during 6h and pre-weighted. Water samples were filtered to separate particulate organic carbon (POC) and inorganic carbon (PIC) from dissolved organic carbon (DOC). For each point, four filters were filled, frozen at -20 °C and lyophilised. For water with low content in suspended matter, the filtration was stopped at six litres. River sediments were sampled in the river near the bank except when the minimal grain size in the sediment was higher than 4 mm. Finally, several soil samples were sampled at the surface (0-10 cm deep) to characterize the system. As for suspended matter samples, soil and sediment samples were frozen and lyophilised. Their locations are presented in table III.2.

CHAPITRE 3 : Transfert et évolution du carbone dans trois rivières Est-africaines

	ID site	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Distance from outlet (km)	Altitude (m)	Q (m ³ /s)	T (°C)	pH	EC (µS/cm)	DIC (mg/l)	DOC (mg/l)	TSM (mg/l)	PIC (mg/l)	POC (mg/l)	δ ¹³ C _{TPC} (‰)	δ ¹³ C _{POC} (‰)	C/N	
Nyando basin																		
<i>Nyando River</i>																		
	Nyando below Obugi	N-1	-0.238	34.929	9.2	1147	18.9	27.9	7.6	343	33.9	15.4	75.1	0.1	2.2	-19.4	-19.8	7.6
	Nyando at Ahero	N-2	-0.172	34.921	17.8	1155	18.0	30.6	7.9	335	32.9	17.9	74.6	0.2	3.1	-17.4	-18.6	6.7
	Nyando at Ogilo	N-3	-0.125	35.001	34.2	1173	17.0	23.8	8.3	368	33.1	25.1	106.2	0.0	4.3	-16.0	-15.7	11.8
	Nyando at Awasi Chemelil	N-9	-0.125	35.098	50.9	1201	9.7	24.4	7.7	494	51.2	30.7	26.0	0.0	4.0	-12.8	-16.1	7.4
	Nyando at Muhoroni	N-10	-0.166	35.184	66.2	1265	8.1	25.7	8.3	318	32.2	10.6	64.9	0.2	2.5	-18.3	-18.8	6.6
<i>Tinderet River</i>																		
	Tinderet at Kibigori	N-4a	-0.076	35.056	44.8	1188	6.1	24.3	8.6	269	25.6	9.0	97.7	0.6	3.1	-19.8	-20.8	5.4
	Tinderet after junction at Songhor	N-5a	-0.029	35.174	71.7	1309	3.4	22.4	8.1	288	28.5	15.6	52.9	4.7	2.9	-21.9	-23.9	4.1
	Tinderet at Songhor	N-5b	-0.030	35.179	72.7	1316	2.2	22.2	8.1	292	31.5	7.0	60.6	0.9	3.0	-22.5	-22.9	8.9
	Tinderet at Senetwo	N-7	-0.019	35.264	89.2	1457	1.8	22.0	8.3	265	32.3	6.9	34.4	0.4	1.8	-22.0	-23.2	8.4
	Tinderet near Labuiywo	N-8	0.015	35.369	105.7	1761	1.3	19.3	8.6	388	36.5	7.9	39.3	0.2	2.1	-20.2	-22.4	8.8
<i>Tributaries on Tinderet Valley</i>																		
	Tributary at Kibigori	N-4b	-0.059	35.063	48.8	1209	1.5	25.0	8.0		43.9	12.8	30.5	1.4	1.4	-22.9		5.7
	Tributary before junction at Songhor	N-5c	-0.028	35.174	71.8	1309	1.1	22.7	8.1	251	22.8	7.8	19.6	0.2	1.5	-22.0	-22.3	8.5
	Tributary on Nandi Hills Road	N-6	0.011	35.194	80.9	1411	0.5	20.7	8.4	307	28.7	9.8	12.5	0.0	1.1	-19.4	-23.6	8.1
<i>Kimologit River</i>																		
	Kimologit near Koru	N-12a	-0.201	35.254	80.0	1357	2.0	23.0	8.6	383	37.0	9.1	26.2	0.2	2.0	-21.8	-23.0	8.0
	Kimologit at Fort Ternan	N-13	-0.204	35.348	98.6	1547	1.7	21.5	8.1	347	37.8	13.1	18.4	0.1	1.5	-21.9	-22.9	7.6
	Kimologit on Kipkelion Tinderet Road	N-14	-0.167	35.458	114.2	2007	0.5	19.1	7.5	240	25.2	7.2	35.1	0.5	2.0	-20.2	-20.8	8.6
<i>Kepchorian River</i>																		
	Kepchorian near Koru	N-12b	-0.222	35.257	83.3	1367	4.3	26.1	8.6	225	18.5	11.2	34.0	0.0	1.7	-21.0	-21.4	11.1
	Kepchorian at Kipkelion	N-15	-0.197	35.482	118.6	1942	2.3	19.1	8.2	219	21.3		30.5	0.0	1.9	-21.0	-22.3	9.8
	Kepchorian at Kedowa	N-16	-0.197	35.536	126.6	2048	0.7	16.8	7.6	184	16.7	5.6	29.7	0.4	1.3	-18.9	-20.8	9.6
<i>Tributary on Mau Valley</i>																		
	Tributary at Homa Lime	N-11	-0.174	35.263	83.8	1404	0.6	23.2	8.3	370	39.3	14.3	34.0	0.8	2.0	-21.0	-23.2	6.6
Lufilyo basin																		
<i>Lufilyo River</i>																		
	Lufilyo at Matema	L-1	-9.504	33.997	1.2	481	52.1	31.0	7.8	295	36.9	2.8	8.5	0.1	0.7	-30.1	-30.7	3.4
	Lufilyo at Kisege	L-2	-9.401	33.923	18.1	562	42.4	26.8	8.9	113	7.4	6.0	156.0	3.0	7.1	-20.8	-19.2	6.6
	Lufilyo at Lufilyo	L-3	-9.290	33.899	49.0	770	13.7	25.0	8.4	366	12.9	6.0	16.3	0.1	1.3	-25.1	-24.9	4.8
	Lufilyo after Kandete confluence	L-5	-9.169	33.829	68.4	1473	7.7	21.0	8.1	182	16.0	6.0	15.4	0.0	1.3	-25.1	-25.2	6.0
	Lufilyo at Luteba Village	L-8	-9.128	33.810	74.7	1579	3.2	22.8	8.0	124	10.7	2.0	49.3	0.8	2.6	-24.3	-24.6	5.8
<i>Tributaries of Lufilyo River</i>																		
	Kipetangabako near Mbigili	L-4	-9.197	33.823	64.4	1552	0.6	18.0	7.5	103	6.6	7.6	11.7	0.0	1.1	-23.7	-24.9	5.9
	Kandete below Kandete	L-6	-9.156	33.795	72.9	1575	1.7	18.8	8.3	219	20.2	3.8	6.1	0.0	0.6	-27.8	-27.4	11.1
	Katungwe at Kilasi	L-7	-9.128	33.828	76.0	1686	0.5	18.9	7.9	115	7.3	6.8	17.4			-26.9	-30.9	
	High Altitude Tributary near Kikundo	L-9	-9.040	33.769	90.4	2501	0.1	14.7	8.0	67	5.4	1.6	8.6	0.0	1.0	-24.7	-27.6	9.6
Thukela basin																		
<i>Thukela River</i>																		
	Thukela at Thukela Mouth	T-1	-29.223	31.499	0.3	5	146.0	28.4	7.5	15037	30.6	15.6	88.1	0.0	2.1	-20.6	-20.8	6.3
	Thukela at Harold Johnson Natural Reserve	T-2	-29.212	31.434	7.1	9	145.7	27.9	7.5	470	32.7	21.9	76.3	0.3	3.7	-21.9	-22.1	5.8
	Thukela at Thulile	T-3	-28.897	31.026	108.7	208	140.2	23.3	8.1	318	24.2		71.7	0.1	1.7	-17.5	-19.8	7.4
	Thukela at Thukela Ferry	T-4	-28.750	30.463	230.6	531	72.9	19.2	8.4	270	23.0	17.4	149.4	3.0	3.7	-19.6	-20.7	4.5
	Thukela at Thukela Estate	T-5a	-28.757	30.150	275.6	646	38.3	20.2	7.8	144	11.8	13.9	31.7	0.0	1.4	-22.4	-21.6	6.2
	Thukela at Bergville Bowling Club	T-6	-28.732	29.363	433.8	1112	9.7	19.4	7.8	66	9.9	9.7	20.6	0.0	0.5	-20.3	-22.7	6.3
<i>Lindequespruit River</i>																		
	Lindequespruit near Winterton	T-8a	-28.793	29.540	378.2	1211	1.6	18.6	8.2	229	17.9	8.1	18.7	0.0	0.9	-27.7	-27.0	6.8
	Lindequespruit at Potshini	T-9	-28.807	29.399	398.1	1241	0.7	20.8	7.5	243	37.1	11.0	22.2	0.0	2.9	-22.6	-25.4	20.1
<i>Others Tributaries</i>																		
	Bloukrans at Thukela Estate	T-5b	-28.761	30.140	276.4	664	17.3	19.9	8.8	542	44.5	17.0	16.4	1.0	0.9	-22.5	-22.7	2.9
	Little Thukela at Winterton	T-8b	-28.815	29.536	381.1	1220	3.4	18.0	7.9	145	5.4		9.8	0.0	0.7	-21.8	-22.4	6.8
	Khombe at Okhombe	T-7	-28.704	29.083	495.6	1294	0.9	24.2	8.6	267	23.7	7.8	102.8	0.3	3.4	-19.3	-19.6	6.6

Table III.1 : Location, estimated discharge (Q), temperature (T), electrical conductivity (EC), total suspended matter (TSM), carbon concentrations (DIC, DOC, PIC, POC) and isotopic compositions (δ¹³C_{TPC}, δ¹³C_{POC}) and C/N ratio of river samples for the three basin.

	ID	Latitude	Longitude	Altitude	OC	$\delta^{13}\text{C}_{\text{oc}}$	C/N	
	river site	(°N)	(°E)	(m)	(mg/g)	(‰)		
Nyando basin								
<i>Sediment samples</i>								
	Nyando below Obugi	N-1	-0.238	34.929	1147	35.6	-19.7	11.9
	Kimologit near Koru	N-12a	-0.201	35.254	1357	2.6	-21.0	10.5
	Kepchorian near Koru	N-12b	-0.222	35.257	1367	13.3	-21.5	11.9
	Tributary at Homa Lime	N-11	-0.174	35.263	1404	2.4	-19.9	10.7
	Kimilogit on Kipkelion Tinderet Road	N-14	-0.167	35.458	1357	5.0	-19.9	11.7
	Kepchorian at Kipkelion	N-15	-0.197	35.482	2007	2.8	-21.1	11.4
	Kepchorian at Kedowa	N-16	-0.197	35.536	2048	17.3	-20.7	22.6
<i>Soil samples</i>								
	Rice near Ahero	N-18	-0.220	34.835	1141	7.3	-19.3	14.2
	Sugar Cane at Koru	N-12	-0.166	35.184	1387	20.6	-18.4	12.9
	Coffee at Fort Ternan	N-13	-0.204	35.348	1547	61.2	-21.2	11.4
	Forest at Kapsabeth	N-17	0.148	35.063	1945	86.0	-26.3	10.6
Lufilyo basin								
<i>Sediment samples</i>								
	Lufilyo at Kisegeese	L-2	-9.401	33.923	562	8.4	-20.7	12.4
	Lake bank at Masoko Lake	L-10	-9.335	33.753	898	10.8	-23.6	13.0
	High Altitude Tributary near Kikundo	L-9	-9.040	33.769	2501	17.5	-23.4	10.9
<i>Soil samples</i>								
	Vegetable on Burnt land at Matema	L-1	-9.504	33.997	480	21.9	-20.2	12.1
	Cacao near Kilambo Kadjala	L-11	-9.356	33.803	692	25.5	-23.1	12.5
	Burnt Soil at Lufilyo	L-3	-9.292	33.902	759	50.1	-28.2	13.9
	Soil near Masoko Lake	L-10	-9.335	33.753	872	14.7	-25.6	13.6
	Mixed Forest at Masoko	L-10	-9.336	33.756	872	37.4	-27.4	16.1
	Mango Tree Forest at Masoko	L-10	-9.333	33.752	893	48.0	-24.5	13.5
	Maize on Mbaka Basin	L-12	-9.282	33.813	1382	51.6	-17.1	11.2
	Mixed Grassland/Forest near Kikundo	L-9	-9.040	33.769	2521	31.4	-19.8	15.4
	Forest High Altitude near Kikundo	L-9	-9.039	33.771	2538	103.4	-25.3	12.6
	Ericaceous grassland near Kikundo	L-9	-9.027	33.771	2697	115.5	-18.6	14.3
Thukela basin								
<i>Sediment samples</i>								
	Thukela at Thukela Mouth	T-1	-29.223	31.499	5	0.5	-23.0	5.4
	Thukela at Harold Johnson Natural Reserve	T-2	-29.212	31.434	9	0.9	-22.8	5.4
	Thukela at Thulile	T-3	-28.897	31.026	208	17.6	-20.8	10.1
	Bloukrans at Thukela Estate	T-5b	-28.761	30.140	646	1.6	-22.1	3.7
	Lindequespruit near Winterton	T-8a	-28.793	29.540	1211	7.4	-21.7	9.4
	River Bank of Little Thukela at Winterton	T-8b	-28.815	29.536	1220	8.9	-17.9	8.6
	Riverbed of Little Thukela at Winterton	T-8b	-28.815	29.536	1220	3.0	-20.1	7.9
	Lindequespruit at Potshini	T-9	-28.807	29.399	1241	7.0	-16.6	9.3
	Khombe at Okhombe	T-7	-28.704	29.083	1294	1.9	-18.1	6.3
<i>Soil samples</i>								
	Sugar Cane at Harold Johnson Natural Reserve	L-1	-29.216	31.425	57	10.7	-15.8	9.7
	Tree Plantation at Kranskrop	L-10	-28.975	30.858	1204	121.7	-26.4	12.0
	Maize at Potshini	L-9	-28.809	29.398	1261	20.9	-17.4	11.5
	Grassland at Okhombe	L-7	-28.704	29.083	1310	11.7	-14.6	11.7
	Degraded Soil at Okhombe	L-7	-28.709	29.093	1380	3.3	-14.9	6.3

Table III.2 : Location, organic carbon concentration (OC) and isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}_{\text{oc}}$) and C/N ratio of soil and sediment samples for the three basin.

1.3.2. Analyses on laboratory

Water samples were analysed for dissolved organic carbon (DOC in mg/l) on a TOC-analyser (Shimadzu TOC 5000) at the Platform of organic geochemistry at METIS Laboratory (Sorbonne Université, France).

For each site, one corresponding filter was randomly selected to be decarbonated with hydrochloric acid vapour at 36 % in a closed dessicator during 6 hours. Then, filters were analysed for their particulate organic carbon and ^{13}C isotopic composition of organic carbon on an Elementary Analyser Flasht HT 2000 coupled to an Isotope Ratio Mass Spectrometer Delta V Advantage (EA-IRMS) from Thermo Fisher Scientific at the Alysés Platform (LOCEAN laboratory, France). The same device was used on non-decarbonated filters for measurements.

A second filter was analysed without decarbonation on EA-IRMS in order to obtain total particulate carbon and nitrogen contents and ^{13}C isotopic composition. Isotopic compositions were related to the international standard V-PDB and expressed in $\delta^{13}\text{C}$ form in per mil units (‰).

Finally, a representative aliquot of each soil and sediment samples was ground, sieved at 200 μm and decarbonated with hydrochloric acid at 2 % during 1h30. Then, they were analysed for carbon (OC expressed in mg/g) and total nitrogen (expressed in mg/g) contents and ^{13}C isotopic composition of organic carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{TPC}}$ in ‰) in on the EA-IRMS.

1.3.3. Calculated parameters

In order to estimate carbon fluxes, local discharges need to be estimated at each sampling points. Annual discharges were compiled from literature for the three rivers to obtain an overview of the evolution of river discharge over each basin. Local annual discharges ($Q_n, \text{m}^3/\text{s}$) were calculated for each sample points using the ArcGIS software (ESRI, 2014). A constant runoff depth over each basins was hypothesized. Thus, the local discharge corresponds to the outlet discharge ($Q_o, \text{m}^3/\text{s}$, described previously) related to the surface ratio between the considered point (S_n, km^2) and the outlet (S_o, km^2):

$$Q_n = Q_o \frac{S_n}{S_o}$$

A good correlation (slope of 1.13, $n = 15$, $R^2 = 0.97$, not show) between published and calculated discharges displays that this equation can be used as a first approximation to estimate local discharges (Nivet et al, submitted).

Total suspended matter (TSM expressed in mg/l) was calculated for each point and corresponds to the sum of the weight differences of the all filters corresponding to this point before (m_0 , in mg) and after filtration (m_f , in mg) related to the whole passed water during filtration (V_t , in l):

$$TSM = \sum_{i=1}^j \frac{(m_{f,i} - m_{0,i})}{V_t}$$

Concentrations of carbon and nitrogen were calculated for the dissolved inorganic carbon (DIC, in mg/l), the particulate organic carbon (POC, in mg/l), the particulate nitrogen (PN, in mg/l) and the particulate inorganic carbon (PIC, in mg/l). DIC was calculated in agreement with chemical equilibrium between the different form of carbon and pH as:

$$DIC = (10^{6.3-pH} + 1 + 10^{pH-10.33}) [HCO_3^-]$$

The bicarbonate concentration ($[HCO_3^-]$, in mg/l) is calculated from the in-situ total alkalinity measurement (in mg/l as CaCO_3). In natural water, total alkalinity can be estimated as the sum of $[HCO_3^-]$ and 2 times of $[CO_3^{2-}]$ (carbonate concentrations) (IAEA, 2001). In agreement with the chemical equilibrium between the different form of carbon and pH, $[HCO_3^-]$, in mg/l, can be calculated as:

$$[HCO_3^-] = \frac{2 M_{HCO_3}}{M_{CaCO_3}} * \frac{Alc}{(1 + 2 \cdot 10^{-10.33+pH})}$$

Where M_{HCO_3} and M_{CaCO_3} are molar masses in g/mol respectively of HCO_3^- and of calcium carbonate ($CaCO_3$).

POC was calculated as the ratio between the measured organic content (in %) and the total suspended matter (TSM, in mg/l). In the same way, the PN was the relation between the measured particulate nitrogen (in %) and the TSM (in mg/l). PIC is directly the difference between total particulate carbon concentration (TPC, calculated as the relation between measured total particulate carbon (in %) and the TSM) and the POC.

Finally, carbon fluxes and yields of DIC, DOC, POC and PIC were calculated at each site. Carbon fluxes, expressed in t/an, correspond to the multiplication of the regarded carbon concentration and of its local discharge. Carbon yields, expressed t/an/km², correspond to the relation between carbon fluxes and drained surface at the site.

1.4. Results

1.4.1. Physicochemical parameters of river water

Water temperature varies from 16.8 to 30.6 °C in the Nyando River, from 14.7 to 31.0 °C in the Lufilyo River and from 17.9 to 28.4 °C in the Thukela River (table III.1). Over the Nyando River, altitudinal gradient of water temperature decreases from upstream to downstream with a differentiation between the two valleys: -2.3 °C/100 m in the Tinderet Valley and -1.0 °C/100 m in the Mau Valley. The altitudinal gradient of temperature in the Lufilyo River is constant at around -0.4 °C/100m except near 1500 m where hot springs, due to the volcanic activity of the East African Rift, enhance locally the water temperature (Delalande *et al.*, 2011). Finally in Thukela River, two opposite altitudinal gradient of water temperature occur: a positive one upstream from Winterton (2.3 °C/100m) and negative one below Thukela Estate (-1.3 °C/100m).

The pH is alkaline for the three rivers and ranges from 7.5 to 8.6 for the Nyando River, from 7.5 to 8.9 for the Lufilyo River and from 7.5 to 8.8 for the Thukela River (table III.1). No specific behaviour between pH and distance from outlet is observed.

Electrical conductivity (EC) varies between 184 and 494 µS/cm for the Nyando River, between 67 to 366 µS/cm for the Lufilyo River and between 66 and 15037 µS/cm for the Thukela River (table III.1). This last high conductivity is measured at outlet where the river and the seawater mix. Two opposite trends were evidenced between the two valleys of the Nyando basin. In the Tinderet River, EC decreases down by the river whereas in both Kepchorian and Kimologit Rivers, EC increases from upstream to downstream. The Lufilyo River presents a global increase of conductivity down by the main stream but water inputs of tributaries locally decreases the EC as for the Rumakali River between Lufilyo and Kisegese. Except at outlet, the Thukela River shows a net increase of conductivity from upstream to downstream.

1.4.2. DIC, DOC, TSM, PIC and POC concentrations and POC/TN ratio

Dissolved inorganic carbon (DIC) concentration varies for the studied period between 16.7 and 51.2 mg/l in the Nyando River. Both the Tinderet and the Kimologit Rivers have a similar DIC range respectively from 25.6 to 36.5 mg/l and from 25.1 to 37.8 mg/l. The Kepchorian River displays lower DIC concentrations ranging from 16.7 to 21.3 mg/l. The concentrations of dissolved inorganic carbon of the Lufilyo and the Thukela Rivers range respectively from 5.4 to 36.9 mg/l and from 5.4 to 44.5 mg/l (table III.1). Dissolved organic carbon (DOC) concentration varies between 5.6 to 30.7 mg/l in the Nyando basin and lower down between 1.6 to 7.6 mg/l for the Lufilyo River. The Thukela River is in between with DOC concentrations from 7.8 to 21.9 mg/l for the Thukela River (table III.1).

Total suspended matter (TSM) concentrations are equivalent for the three basins. They range between 12.5 and 106.2 mg/l for the Nyando basin, between 6.1 and 156.0 mg/l for the Lufilyo basin and between 9.8 and 149.4 mg/l for the Thukela basin (table III.1). Concentrations of particulate inorganic carbon (PIC) range up to 4.7 mg/l in the Nyando basin and up to 3.0 mg/l in both Lufilyo and Thukela basins (table III.1). Particulate organic carbon (POC) varies between 1.1 and 4.3 mg/l in the Nyando basin, between 0.6 to 7.1 mg/l in the Lufilyo basin and between 0.5 to 3.7 mg/l in the Thukela basin (table III.1). Finally, C/N ratio of particulate carbon ranges from 4.1 to 11.8 in the Nyando River, from 3.4 to 11.1 in the Lufilyo River and 2.9 to 20.1 in the Thukela River (table III.1).

1.4.3. Sediments and soils organic carbon content and C/N ratio

The organic carbon content (OC_{sed}) of the Nyando River sediments varies from 2.4 mg/g at Homa Lime to 35.6 mg/g below Obugi (table III.2). The Tinderet River presents coarse sediment and was not sampled. The OC_{sed} concentrations in sediment range in the Lufilyo basin from 8.4 mg/g at Kisegeese to 17.5 mg/g near Kikundo (table III.2). They vary in the Thukela basin between 0.5 mg/g at outlet and 8.8 mg/g, except at Thulile where the OC_{sed} content in sediments reach 17.6 mg/g. On average, sediment C/N ratio is lower in the Thukela River ranging from 3.7 to 10.1 compared to both Nyando (from 10.5 to 22.6) and Lufilyo (from 10.9 to 13.0) Rivers sediments (table III.2).

In the Nyando basin, soil under forest presents the highest OC content reaching 86.0 mg/g against 7.3 mg/g of OC_{soil} for soil cropped with rice. The C/N_{soil} ratio averages at 12.9 (table III.2). Soil OC in the Lufilyo basin varies between 14.7 mg/g near the Masoko Lake and 115.5 mg/g in the Ericaceous grassland. The highest C/N_{soil} ratio of 16.1 is observed under forest and the lowest one at 11.2 for the soil under maize crops (table III.2). Finally, soils sampled in the Thukela basin have an OC_{soil} content ranging from 3.3 to 121.7 mg/g with, on average, lower C/N_{soil} ratios than that of the two others basins (table III.2).

1.4.4. Isotopic composition of organic carbon in suspended matter, sediments and soils

POC and TPC isotopic composition ($\delta^{13}C_{POC}$ and $\delta^{13}C_{TPC}$) are presented in table III.1. The $\delta^{13}C_{POC}$ ranges between -23.9 and -15.7 ‰ in Nyando basin, between -30.9 and -19.2 ‰ in the

Lufilyo basin and between -27.0 and -19.6 ‰ in Thukela basin (table III.1). For the three basins, the $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$ values are close to that of their corresponding $\delta^{13}\text{C}_{\text{TPC}}$ except on several sites all located in the upstream areas (table III.1).

In sediments, the isotopic composition of organic carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{OCsed}}$) in Nyando basin ranges from -21.5 ‰ on the Kepchorian River at Koru to -19.7 ‰ in downstream area, below Obugi (table III.2). Sediments in the Lufilyo basin displays a $\delta^{13}\text{C}_{\text{OCsed}}$ that vary from -25.6 ‰ on the bank of the Masoko lake to -20.7 ‰ downstream (at Kisege) and the Thukela basin sediments show isotopic composition ranging from -23.0 ‰ at outlet to -16.6 ‰ in a upstream tributary at Potshini.

Soil OC over the three basins have lowest $\delta^{13}\text{C}_{\text{OCsoil}}$ under forest or burnt soils. Highest $\delta^{13}\text{C}_{\text{OCsoil}}$ are measured for soils cropped with sugar cane for both Nyando and Thukela basins and with maize crops for the Lufilyo basin (table III.2).

1.5. Discussion

1.5.1. Spatial distribution of carbon concentrations in river systems

Except on several points, the DIC, DOC, PIC and POC co-variate from upstream to downstream (table III.1). Their evolution suggests that mixing and lateral inputs like rock weathering are dominant processes rather than biological activity. The global decrease of DIC observed in the Nyando River, especially in the Tinderet Valley, and in the Lufilyo River can be associated to the increase of temperature that favours river-atmosphere degassing (Demars *et al.*, 2011; Tamooh *et al.*, 2013).

The Nyando River displays a high concentration of DIC and PIC in the upstream area of the Kimologit River and in the tributary at Homa Lime (N-11) probably related to carbonatites (Suwa *et al.*, 1975; Zaitsev *et al.*, 2013). At Songhor (N-5), the net increase of DOC concentrations after the confluence is associated with a low C/N value and could point to an increase of primary production from aquatic plants and phytoplankton (LeBauer and Treseder, 2008; Talling, 2010). Additionally, high PIC concentration is also measured and may result from geochemical re-equilibrium between DIC and PIC (Larson *et al.*, 1942). High DOC concentration observed at Awasi Chemelil (N-9) matches with a local increase of potassium concentration (not show). The presence of large sugar cane farming using NPK fertilizer (Maturwe *et al.*, 2005) and their associated manufactories could explain the DOC enrichment at this sampling site.

In the Lufilyo basin, the site of Kisege displays a significant increase of TSM, PIC and POC which can be explained by two processes that could act at once. Firstly, the Rumakali River, which drains the Livingstone Mounts and supplies the Lufilyo River upstream to this site, provides an important amount of water to the river compared to others tributaries. The topography of the Rumakali sub-basin consists in two plateaus, separated by high slope areas due to the Livingstone Fault (figure III.2), mainly covered by forest, that enhances erosion rates (Karchegani *et al.*, 2012). Thus, the mixing between the Lufilyo River and the Rumakali River,

which is probably concentrated in particulate carbon, could explain the high rate of particulate matter at Kisege. Secondly, the high pH (8,9) measured at this site is also consistent with the hypothesis of an intense primary production (Mahesh Kumar and Prabhahar, 2012; Varadharajan and Soundarapandian, 2014).

In the Thukela River, a net increase of the four carbon forms is observed at Thukela Ferry (T-4), located just above an urban city. These increases are also concomitant with a rise of pH up to 8.4 and point to an intense biological activity due to the urban wastewater.

1.5.2. Riverine carbon fluxes and yields: regional to global scale

The figure III.4 presents the spatial evolution of cumulated carbon total fluxes of the DIC, DOC and POC forms. The proportion of PIC is negligible compared to other forms and is not represented in the figure. The three basins show a global increase of total carbon fluxes from upstream to outlet, which is more pronounced downstream. Total carbon fluxes are similar in both Lufilyo (excluding Matema, L-1) and Nyando Rivers (up to around 32×10^9 g C/yr) whereas they are more important in the Thukela River (up to 270×10^9 g C/yr).

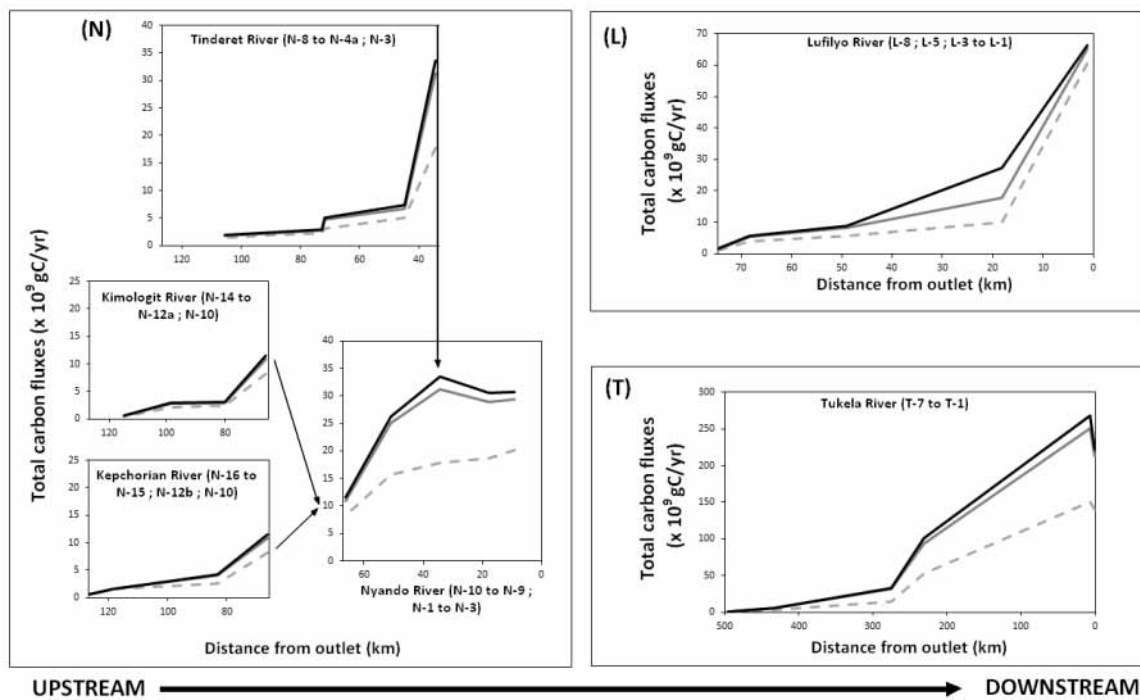


Figure III.4 : Spatial variability of total fluxes of DIC (grey dotted lines), total dissolved carbon (DIC + DOC, grey continuous lines) and total carbon (DIC + DOC + POC, dark continuous lines) along the Nyando (N), the Lufilyo (L) and the Thukela (T) main streams. PIC is neglected. Sites along the main stream are described for each basin.

Dissolved carbon (DC) is dominant in all the rivers and represents upper than 78 % of total carbon (TC) in all basins, except at Kisege (L-2, Lufilyo River) where it represents 57 % of TC against 43 % for POC form. The significant contribution of POC at Kisege could originate from inputs of the Rumakali River and/or an intense biological activity, as mentioned above.

The particulate carbon fluxes (PC) are mainly dominated by the organic form that represents upper than 70 % of PC, except on some sites.

At outlet, the Thukela River provides the highest total carbon flux (222.9×10^9 g C/yr) (figure III.4). The Lufilyo River has a total carbon flux of 66.7×10^9 g C/yr at Matema (L-1). Nevertheless, the net increase of DIC proportion up to 91 % of TC measured at this site compared to the overall river is abnormal. High proportion of DIC at Matema results from a mixing of the river water with the water coming from the lake and/or the rice paddy irrigation as already observed with water isotopic composition (Nivet et al, submitted). Thus, calculated fluxes at Kisegese of 31.4×10^9 g C/yr are retained to describe carbon transfers at outlet. Finally, the total carbon flux of the Nyando River is 30.8×10^9 g C/yr.

In previous studies, the proportion of DIC in tropical rivers ranges from 66 to 81 % of TC fluxes (Huang *et al.*, 2012; Li *et al.*, 2017; Ludwig *et al.*, 1996). The figure III.5A evidences that DC proportion is lower in the Lufilyo River (57 % of TC) and displays a net increase up to 95 % of TC for both Nyando and Thukela Rivers. The distribution of organic and inorganic forms in DC is consistent with literature values where mean DIC/DOC ratio ranges from 1.1 to 4.0 in tropical rivers (Huang *et al.*, 2012; Li *et al.*, 2017; Ludwig *et al.*, 1996) compared to 1.2 in the Lufilyo River, 2.0 in the Thukela River and 2.2 in the Nyando River. The low DIC/DOC ratio could be related to the higher mean annual precipitation over the Lufilyo basin (2000 mm/yr) compared to the two others basins. Indeed, the desorption of soil organic matter is favoured under high rainwater inputs (Lloret *et al.*, 2011).

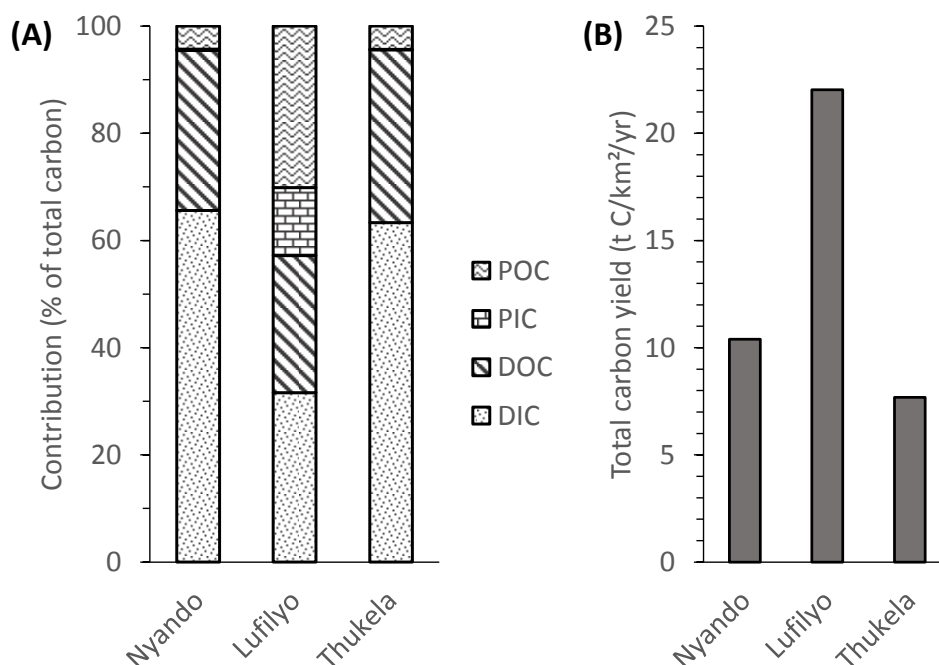


Figure III.5 : DIC, DOC, PIC and POC contributions on total carbon (A) and total carbon yields (B) at outlet for both the Nyando and the Thukela Rivers and at Kisegese for the Lufilyo River.

POC proportion calculated in the present study are lower for both Thukela and Nyando Rivers (figure III.5A) compared to mean value for tropical rivers of 15 to 35 % of TC fluxes (Huang

et al., 2012; Li *et al.*, 2017; Ludwig *et al.*, 1996). Indeed, the samples were collected during dry season in 2016. During this period, lower POC occurs partly due to the decrease of runoff (Aldrian *et al.*, 2008; Geeraert *et al.*, 2018). The drought in 2016, due to the shift of the El-Niño year to the El Niño +1 year (Indeje *et al.*, 2000), emphasizes the lack of runoff (Ntombela *et al.*, 2017; Uhe *et al.*, 2018).

Both Nyando and Thukela Rivers present POC/DOC ratio of 0.14 which is lower than the Lufilyo River one (1.18). These results are consistent with literature data (Lloret *et al.*, 2013 and references therein). POC/DOC ratio is higher in small tropical watershed, such as the Lufilyo basin, due to a different quality and reactivity of organic matter that enhances POC contribution to total carbon fluxes (figure III.5A).

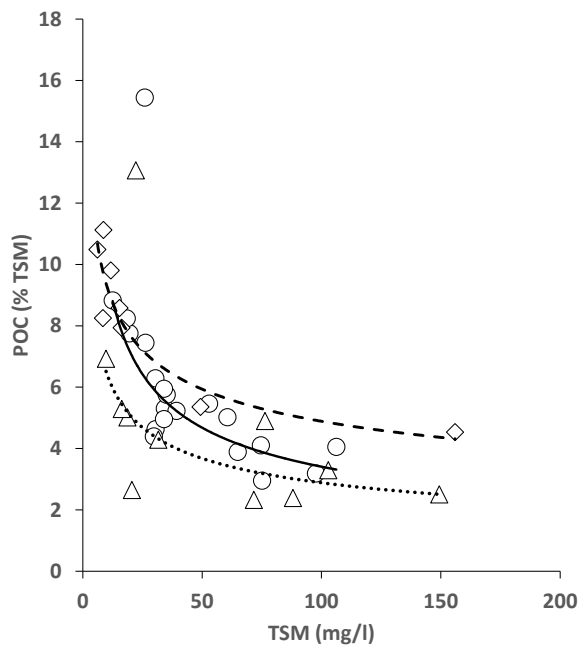


Figure III.6 : For the Nyando (N, circles, continuous line), the Lufilyo (L, diamonds, dashed line) and the Thukela (T, triangles, dotted line) Rivers, relation between POC content and TSM are respectively $POC_N = 28.0 TSM_N^{-0.5}$ ($R^2=0.75$), $POC_L = 17.7 TSM_L^{-0.3}$ ($R^2=0.90$) and $POC_T = 14.5 TSM_T^{-0.3}$ ($R^2 = 0.70$).

By contrast with total carbon fluxes, the Lufilyo River provides the highest total carbon yields (22.0 t C/km²/yr, at Kisege) compared to the Nyando River (10.4 t C/km²/yr) and the Thukela River (7.7 t C/km²/yr) (figure III.5B). The above yields are higher compared to the mean total carbon yield of 2.2 t C/km²/yr estimated for African tropical rivers by Huang *et al.* (2012). Nevertheless, they are consistent with Asian or American Rivers carbon yields that are respectively estimated at 11.0 t C/km²/yr and 20.4 t C/km²/yr (Huang *et al.*, 2012). The difference between African data from Huang *et al.* (2012) and the present estimation of carbon yields corresponds to a discrepancy in DIC yields, which are estimated at 0.63 t C/km²/yr for Africa in the previous study against 4.9 to 7.0 t C/km²/yr for the present one. East Africa rivers present higher DIC yields (Bouillon *et al.*, 2009; Teodoru *et al.*, 2015)

compared to the West African rivers (Boeglin *et al.*, 2005; Bouillon *et al.*, 2012; Degens *et al.*, 1991; Meybeck and Ragu, 1995) that can be related to the East African Rift geological context. When averaging carbon yields for overall African continent, former studies might lowered DIC yields estimations.

Both Nyando and Thukela Rivers shows DOC and POC yields characteristic of large tropical rivers as Amazon, Congo or Orinoco Rivers where DOC yields range between 2.5 and 5.9 t C/km²/yr and POC yields between 0.5 and 1.6 t C/km²/yr, (Coynel *et al.*, 2005; Lloret *et*

al., 2013; Ludwig *et al.*, 1996; Moreira-Turcq *et al.*, 2003). In contrast, the Lufilyo River presents similar DOC and POC yields to small tropical volcanic watershed where they range respectively from 2.34 to 21.67 t C/km²/yr and from 0.82 to 25.5 t C/km²/yr (Aldrian *et al.*, 2008; Lloret *et al.*, 2013).

Additionally, the exponential relationship between TSM and POC (Meybeck, 1982) display a POC threshold that decreases from the Lufilyo River with approximatively 5 % of TSM, to the Nyando River that reach around 3.5 – 4 % of TSM and the Thukela River with 2.5 – 3 % of TSM (figure III.6). POC trend toward a nearly constant POC threshold due to the low photosynthesis ability when water becomes too turbid (e.g. high TSM) (Dokulil, 1994; Wissmar *et al.*, 1981). The Lufilyo basin is supplied by the highest mean annual precipitation (MAP = 2000 mm/yr) and presents a higher runoff which can re-mobilised more POC content compared to the Nyando (MAP = 1450 mm/yr) and the Thukela (MAP = 810 mm/yr) basins (Moyer *et al.*, 2013). Additionally, forest cover that increases from the Thukela to the Lufilyo basins, can supply more POC (Winowiecki *et al.*, 2016).

1.5.3. Sources of particulate organic carbon in river systems

Rivers receive, transport, process, and export to the oceans amounts of organic carbon (OC) of different origins. Riverine particulate organic matter are derived from *in situ* primary production (aquatic plants, phytoplankton), soils erosion and terrestrial plant residues (Aitkenhead-Peterson *et al.*, 2003; Bouchez *et al.*, 2014; Meyers, 1997; Moreira-Turcq *et al.*, 2013; Moyer *et al.*, 2013). Their quantity and quality are mainly driven by the *in situ* primary production which is related to suspended matter concentration, degradation, basin topography, hydrological cycle and climatic pattern (Hope *et al.*, 1994; Lloret *et al.*, 2013; Porcal *et al.*, 2015).

Our results show that the composition of organic matter present in the three river systems originates from a mixing of lateral inputs (soil erosion and surrounding vegetation) and in-situ production.

In this study, soils have carbon-13 content corresponding to the vegetation growing on it (figure III.7) with $\delta^{13}\text{C}_{\text{OCsoil}}$ values around -26 ‰ for soils under C3 vegetation such as forest (Winowiecki *et al.*, 2017) and from -15.8 to -18.4 ‰ for soils cropped with C4 plants such as maize (Kim *et al.*, 2012; Meyers, 1997). C/N ratio are also typical for soils with values comprised between 9.7 for soil under sugar cane crops and 16.1 for soil under forest (table III.2) (Kim *et al.*, 2012; Meyers, 1997). The specific site of Kikundo in the Lufilyo basin, where the Ericaceous grassland grows over a soil with mixed C3-C4 signature (around -19 ‰), shows the forest withdrawal and the progress of grassland in this region.

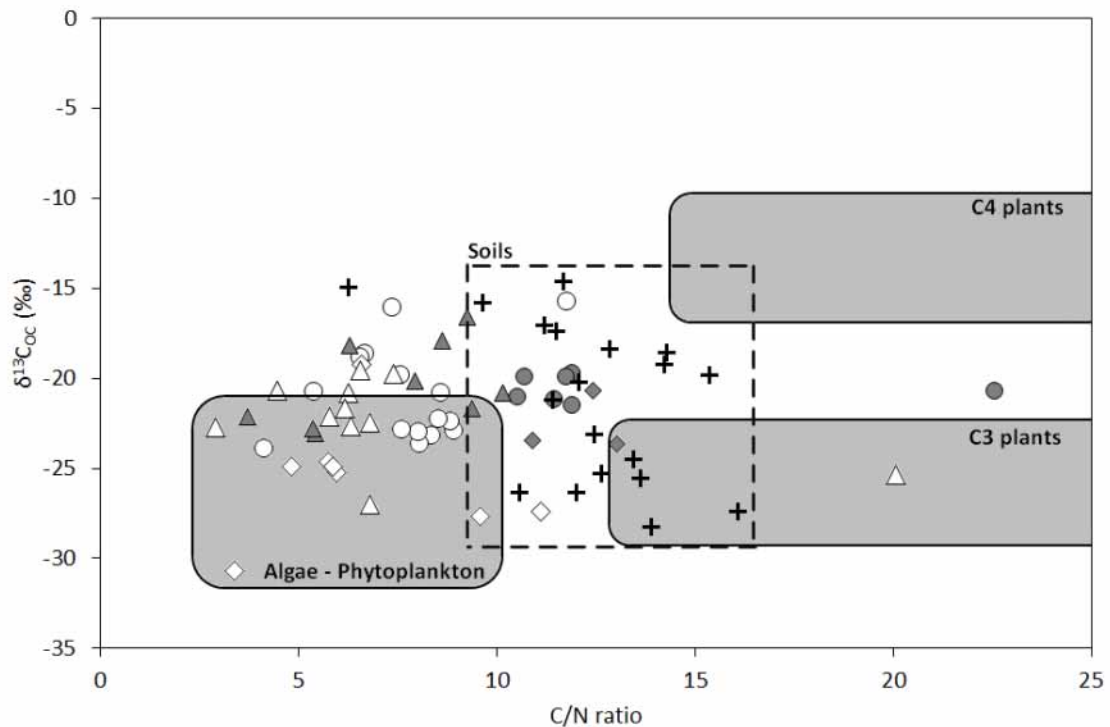


Figure III.7 : Relation between C/N ratio and isotopic composition of particulate (open markers), sediment (filled markers) and soil (crosses) organic carbon for the Nyando (circles), the Lufilyo (diamonds) and the Tukela (triangles) catchments.

The low C/N ratios of suspended matter (< 10) suggest that phytoplankton activity is the main POC producer (Moyer *et al.*, 2013) but the relatively good match between $\delta^{13}\text{C}_{\text{POC}}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{OCsoil}}$ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{OCsed}}$ points to lateral inputs as a significant contributor, especially upstream. For example, the depleted isotopic compositions of POC in the Lufilyo River comparatively to the two others catchments may be related to the high forest cover (natural primary and high development of agroforestry). The C/N ratio of suspended matter decreases with altitude in all rivers and suggests a possible increase of phytoplankton activity from upstream to downstream in accordance with the temperature increase (Artemyev, 2012; Dokulil, 1994). These origins of organic matter dominated by biological activity were already observed in others tropical rivers in Africa such as others Kenyan Rivers (Bouillon *et al.*, 2009) and the Oubangui River in Democratic Republic of the Congo (Bouillon *et al.*, 2012) or in South-America as the Amazon River (Bouchez *et al.*, 2014; Mayorga *et al.*, 2005; Moreira-Turcq *et al.*, 2013).

Additionally, sediments display $\delta^{13}\text{C}_{\text{OCsed}}$ and C/N close to that of soils (figure III.7) inferring that soils and surrounding vegetation are important contributors to organic carbon in sediments except in the Thukela River. This river presents lower C/N ratio in sediments pointing to a higher contribution of (1) river biomass production by aquatic plants or phytoplankton and/or (2) anthropic inputs, such as urban waste or agricultural loads, that also contribute to increases the biological activity (figure III.7). The sediment remobilisation that can be further source of POC is also supported by the relationship between sediment and suspended particles. Indeed, samples were collected during low-water period, when water lateral inputs are lower and bring in absolute less suspended matter to the river (Bouillon *et al.*,

2012). If the increase of biological activity during this period may be linked to the temperature increase and the weaker dilution of nutrients by rains, the soil erosion is mainly storm driven and significant lateral inputs occur mainly as suspended matter flushes (Moyer *et al.*, 2013). The high content of water brought by storms allows to increase the remobilisation of sediments. The climatic effect combined with the faster OC turnover in tropical soil may provide younger POC to tropical rivers than temperate rivers, especially in small volcanic watershed where flushes are more frequent (Moyer *et al.*, 2013).

1.6. Conclusion

At basin scale, the carbon fluxes evolution in the three studied rivers results from a combination of many processes that interfere with each other. Except for the POC, the carbon in the three rivers originates essentially from lateral inputs (rock weathering and soil erosion) and varies along the stream depending on mixing processes. Additionally, the CO₂ degassing decreases the DIC concentration in river from up to downstream. *In situ* primary production mainly enhanced by anthropogenic activities (urban waste, agricultural plan) increases locally the organic carbon content and can modify the inorganic carbon equilibrium. Different erosion rates specific of each sub-basins influence the particulate carbon proportion. The particulate organic carbon is largely produced by phytoplankton and partly by sediment remobilisation and/or soil erosion.

At regional scale, the total carbon fluxes during low-water period are mostly controlled by the basin size with higher fluxes brought by larger basins and by the geological context. On the other hand, carbon yields depend on regional precipitation and geomorphological parameters of the basin such as slope or drainage networks.

The increase of frequency of drought year in Africa and the global decrease of precipitation (Gizaw and Gan, 2017; Lyon and DeWitt, 2012) will highly change the carbon cycle over the region (e.g. increase of flush events, lack of runoff). Precipitation is not the only relevant variable though, and the high temperatures which occurred in 2016 might have accelerated forage and water depletion (Uhe *et al.*, 2018). This additional stressor has increased due to climate change and will have implications during future extreme heat and drought events. The development of anthropic activities such as urbanisation or intensive farming will modify the internal processes probably with an increase of organic carbon fluxes.

Further studies need to be conducted to provide more accurate estimations of fluxes through in-situ discharges monitoring. Indeed, additional work on seasonal and inter-annual carbon evolution will also provide more information on the basin response to climate change and will allow modelling drought effect at regional and global scale

Acknowledgements

This study is for a significant part based on the PhD work of F. Nivet, supported by the scholarship of the French Ministry of Higher Education and Research to Sorbonne University,

and by Campus France (PHC-PROTEA). Many collaborators provided assistance to fieldwork and laboratory analyses. We especially acknowledge the scientific and fieldwork support of the Institute of Climate Change Adaptation (ICCA) at University of Nairobi (Kenya), Peter Nyongesa and the Nyando basin office at Water Resource Management Agency (Kenya), the Institute of Resource Assessment (IRA) at University of Dar es Salaam (Tanzania), the Masoko team of the Rungwe Environmental Science Observatory Network (RESON), the Rungwe District and the Commission of Science and Technology (COSTECH) (Tanzania), the Agricultural Research Council-Agricultural Engineering (South Africa), Magloire Mandeng-Yogo (LOCEAN, France) and Emmanuel Aubry (METIS, France). Analytical data were obtained on the ALYSES facility (IRD-UPMC) that was supported by grants from Région Ile-de-France (France) and on the METIS laboratory (Sorbonne University, France).

II. Saisonnalité des transferts de carbone dissous via les rivières

Les concentrations en carbone dissous des 5 sites de la Nyando et des 6 sites de la Tukela échantillonnés à la fois en hautes-eaux (mars, S1) et en basses-eaux (octobre-novembre, S2) montrent un comportement saisonnier (figure III.8, annexe 14). Ce comportement diffère entre les deux bassins.

Dans la Nyando, le DIC et le DOC sont plus concentrés en période de hautes-eaux (figure III.8 N-1 et N-2) sauf à Ogilo où le DOC a une concentration relativement constante (environ 25 mg/l). Ainsi, les concentrations moyennes de DIC et de DOC sont respectivement de 41.4 mg/l et de 47.0 mg/l en période de hautes-eaux, et de 31.0 mg/l et de 14.0 mg/l en période de basses-eaux. Les décroissances observées en basses-eaux sont plus importantes pour le DOC (entre -26 et -54 mg/l, hors Ogilo) que pour le DIC (entre -7 et -12 mg/l).

A l'inverse, dans la Tukela, le DIC et le DOC ont un comportement saisonnier différent. L'échantillon prélevé sur la Little Tukela à Winterton (T-8b) montre des taux faibles de DIC pendant les deux saisons mais présente un fort enrichissement en DOC en période sèche (52.9 mg/l alors que le reste de la rivière pendant les deux saisons ne dépassent pas les 26 mg/l). D'importants développements algaires ont été observés dans la zone alentour et l'eau présentait une couleur vert grisâtre. Ces observations suggèrent une augmentation locale de l'activité biologique dans le cours d'eau, en particulier dans les zones à faibles profondeur (Dokulil, 1994), pouvant expliquer le fort taux de DOC observé. En dehors de ce point, le DIC est moins concentré en période de hautes-eaux alors que le DOC – comme pour la Nyando – augmente pendant cette période (figure III.8 T-1 et T-2). La concentration moyenne de DIC est de 18.3 mg/l en mars et de 28.4 mg/l en octobre et celle de DOC est respectivement de 19.6 mg/l et de 12.9 mg/l. Les enrichissements en DIC en période de basses-eaux varient entre +6 et +18 mg/l et sont plus importants en amont qu'en aval. Les pertes de DOC, entre -4 et -15 mg/l, pendant cette période sont dans la même gamme de grandeur que le DIC mais ne présentent pas de comportement longitudinal net.

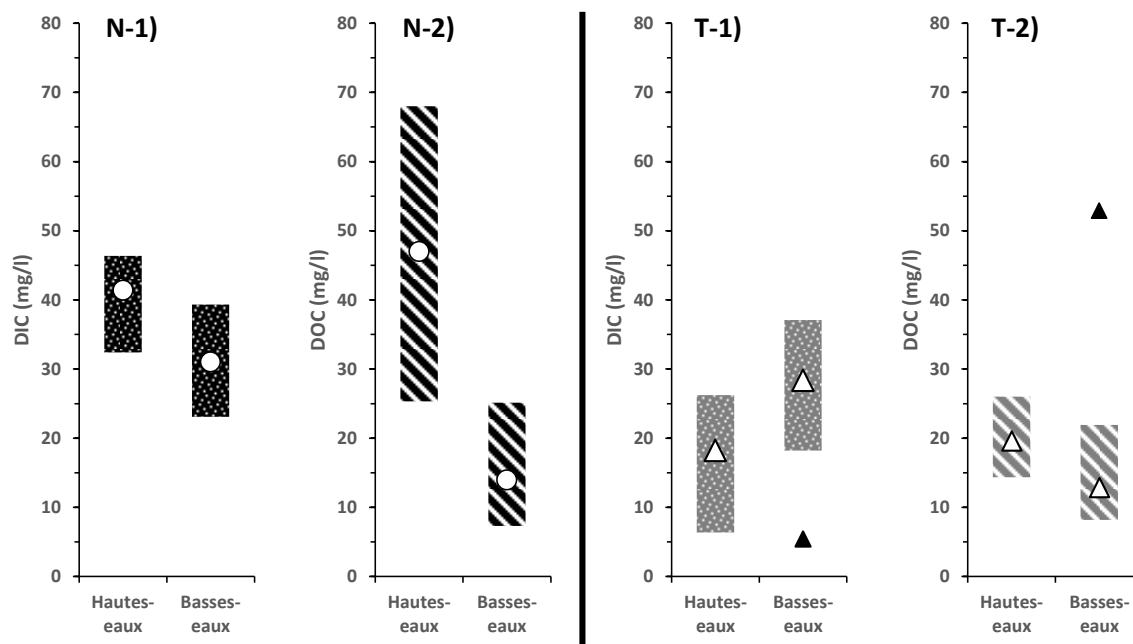


Figure III.8 : Saisonnalité des concentrations en carbone dissous inorganique (DIC, N-1 et T-1) et organique (DOC, N-2 et N-2) observées sur les sites échantillonnés à la fois en S1 (hautes-eaux) et S2 (basses-eaux) dans la Nyando (N) et la Tukela (T). Les marqueurs blancs représentent la moyenne des concentrations de la Nyando (ronds) et de la Tukela (hors 'Little Tukela at Wintertown', triangles). Les triangles noirs représentés en période de basses-eaux sur les sous-figures T-1 et T-2 représentent la concentration du site 'Little Tukela at Wintertown'.

En termes de proportions de carbone dissous, les deux bassins montrent une évolution saisonnière du DIC et du DOC similaire avec des proportions croissantes de DOC en période de hautes-eaux et de DIC en période de basses-eaux. Ainsi, en octobre-novembre, les proportions de DIC et de DOC sont très différentes avec en moyenne, pour les deux rivières, des valeurs respectives de 70 % et de 30 %. Mais, en mars, elles deviennent équivalentes avec des valeurs de 45-48 % et de 51-55 % respectivement pour le DIC et le DOC.

L'augmentation des concentrations et des proportions de DOC en période de hautes-eaux est récurrente dans les rivières (Castillo *et al.*, 2004; Lloret *et al.*, 2011; Tweed *et al.*, 2015). Ces croissances en DOC sont liées à une augmentation des apports externes en carbone organique et à deux modifications des processus internes à la rivière. En effet, pendant cette période, les pluies longues et importantes augmentent les processus de désorption et de solubilisation de la matière organique des sols vers la rivière. Dans la rivière, ces deux processus sont aussi renforcés au cours de cette période et l'utilisation du DOC par la biomasse est plus faible (Castillo *et al.*, 2004; Lloret *et al.*, 2011).

La saisonnalité du DIC est le plus souvent contrôlée par la dilution des eaux de rivières par les pluies en période hautes-eaux (Aldrian *et al.*, 2008; Lloret *et al.*, 2011). Mais d'autres processus l'influencent comme le fonctionnement hydrologique et hydrogéologique du bassin, les équilibres chimiques ou l'activité biologique (Tweed *et al.*, 2015).

La faible saisonnalité climatique de la Nyando induit des effets de dilution et d'évaporation sur ce bassin peu différents entre les deux saisons (voir chapitre 1 : I.3 et chapitre 2 : III). Or, les données isotopiques ont montré que la Nyando est aussi alimentée par les eaux souterraines qui présentent des concentrations en DIC élevées 80.0 et 144.9 mg/l. Ces eaux de nappe sont plus concentrées en période de hautes-eaux car les apports en eaux de pluies peuvent modifier les équilibres chimiques et favoriser la dissolution des roches carbonatées (carbonatites) ou l'altération des silicates.

Pour la Tukela, la saisonnalité est inversée par rapport à la Nyando c'est-à-dire que les concentrations en DIC sont plus faibles en période de hautes-eaux. La recharge de la Tukela s'effectue essentiellement par le ruissellement de surface (voir chapitre 2 : III). En période de hautes-eaux, les pluies sont plus importantes et ainsi le phénomène de dilution du DIC de la rivière par les eaux de pluie est plus marqué. De plus, en période de basses-eaux, la Tukela est soumise à des effets évaporatoires importants qui concentrent le DIC dans la rivière (voir chapitre 2 : III).

III. Première estimation des apports et des pertes en carbone le long de la rivière

III.1. Distribution spatiale des apports et pertes en carbone le long des biefs

Les concentrations, les flux et les flux spécifiques en carbone des apports et des pertes le long des trois rivières ont été calculées pour chaque bief (Chapitre 1 : V.6.6). L'ensemble des valeurs est fourni en annexe 18. Ces valeurs correspondent au reste entre les apports et des pertes absolus ainsi les pertes relatives sont exprimées négativement et les apports relatifs positivement. La distribution spatiale des flux spécifiques pour les quatre formes du carbone apporté ou perdu en chaque bief est illustrée, pour la Nyando, la Lufilyo et la Tukela, dans les figures III.9, III.10 et III.11. Les biefs sont définis en annexe 6.

Concernant la partie amont du bassin de la Nyando, les flux spécifiques de POC apportés croissent d'amont en aval jusqu'à atteindre un maximum de 2.6 t C/km²/an sur le bief N-c, à la confluence entre la Tinderet et les rivières de la Mau (figure III.9). Le DOC montre pour sa part un comportement plus fluctuant avec des alternances de zones d'apports (entre 0.9 et 26.0 t C/km²/an pouvant atteindre localement des valeurs très importantes comme à Songhor, 38.2 t C/km²/an) et des zones de pertes faibles (environ -2.7 t C/km²/an). Néanmoins, en aval (après la confluence des trois bras majeurs), la Nyando présente des pertes en DOC et en POC importantes, respectivement supérieures à 7 t C/km²/an et à 3 t C/km²/an. L'augmentation des pertes de carbone organique dans la plaine est cohérente avec la mise en place d'un système hydrologique laminaire en chenal plus large qui favorise la sédimentation par rapport à l'érosion. Dans le cas du carbone inorganique, selon l'affluent considéré, la rivière montre des apports constants à croissants d'amont en aval dans la zone supérieure. Cette zone, située en amont de la plaine de Kano, est formée par les vallées encaissées de la Tinderet jusqu'à Songhor et de la Kimologit et de la Kepchorian jusqu'à Muhoroni. Ainsi, sur la Tinderet, les flux

spécifiques de DIC sont constants et compris entre 4.5 et 5.6 t C/km²/an alors que les flux de PIC apportés montrent un enrichissement très important à Songhor (+ 17.9 t C/km²/an). Pour les rivières de la Mau, les apports de DIC sont aussi relativement constants dans chacune des rivières mais une augmentation importante est observée en dessous d'Homa Lime avec des taux d'apports allant jusqu'à 29.1 t C/km²/an. Ces apports enrichis sont liés à la présence des carbonatites. L'absence d'un comportement similaire en PIC est vraisemblablement liée aux conditions physico-chimiques locales du système. Les eaux étant sous-saturées, la dissolution est le mécanisme dominant. Les fortes pertes en DIC en PIC observées en-dessous de ces points chauds (Songhor et Awasi Chemelil) suggèrent un possible réajustement du système carbonaté de l'eau cohérent avec la baisse de pH observée dans la plaine de Kano. Cette hypothèse est renforcée par les apports en carbone inorganique en-dessous d'Ogilo qui sont similaires à ceux amont. Sur la Kimologit et la Kepchorian, ce réajustement est probablement favorisé par l'activité biologique pouvant expliquer, en partie, l'augmentation des concentrations en DOC et en POC apportés dans cette zone.

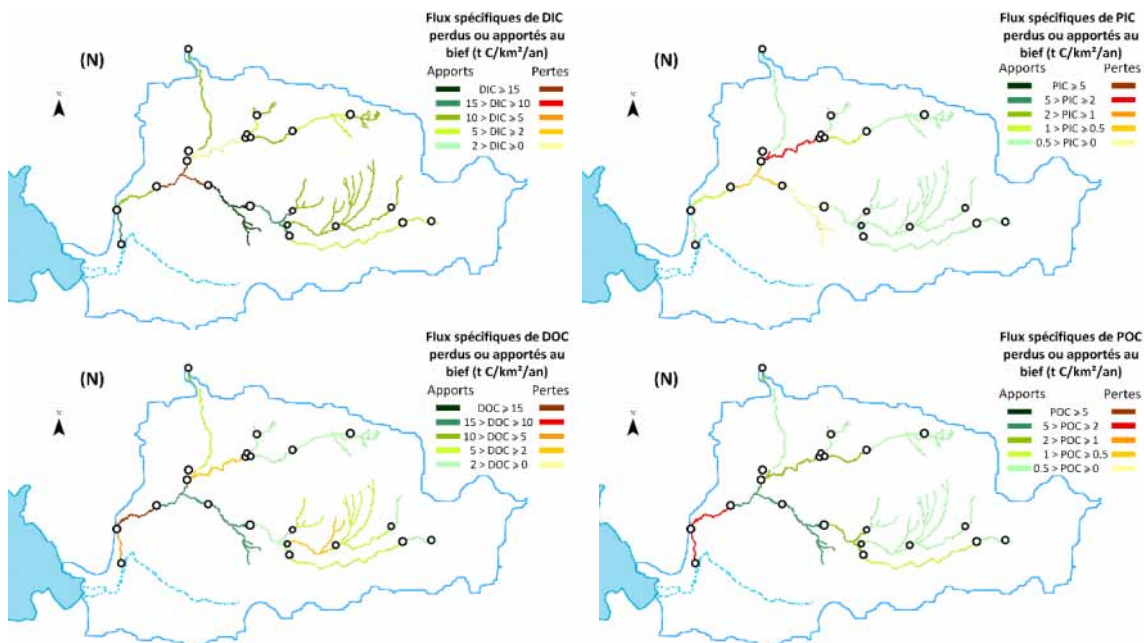


Figure III.9 : Distribution spatiale des zones d'apports et de pertes de carbone dans la rivière Nyando exprimées en gammes de flux spécifiques de DIC (en haut à gauche), de DOC (en bas à gauche), de PIC (en haut à droite) et de POC (en bas à droite).

La perte de DOC et de POC en aval du bassin est aussi observée dans le bassin de la Lufilyo (respectivement -10.5 t C/km²/an et -25.5 t C/km²/an) (figure III.10). Les flux spécifiques de POC apportés sont fluctuants (entre 0.3 et 9.2 t C/km²/an) et ne montrent pas de comportement altitudinal. A l'inverse, les apports de DOC augmentent d'amont en aval de 1.5 à 5.6 t C/km²/an excepté à la confluence entre la Kandete et la Lufilyo (bief L-e) où un enrichissement important est observé (12.3 t C/km²/an). Cette augmentation des apports en DOC est associée à un apport plus faible en POC, à un flux important de DIC (20.9 t C/km²/an) et à une perte de PIC de (- 1 t C/km²/an). L'apport fort en DIC est observé pour tous les biefs liés à la Kandete et suggère une source locale de carbone inorganique présente dans la vallée de cette rivière. Cette source de carbone peut être liée à l'activité hydrothermale qui présente uniquement sur le flanc Ouest

du bassin de la Lufilyo et/ou des apports érosifs différents des autres bras (roches volcaniques de nature et d'âge différents). L'apport de DIC permet d'augmenter localement l'activité biologique (hausse de DOC) ce qui diminue le pH et favorise ainsi la dissolution du PIC (Tamoooh *et al.*, 2013). En dehors de cet apport important local, le DIC apporté diminue de 10.2 t C/km²/an en amont à 4.5 t C/km²/an en aval (avant Kisege). Le dernier bief – entre Kisege et Matema – présente un flux spécifique d'apport extrêmement élevé (155 t C/km²/an). Cette observation n'est pas liée à un apport réel mais figure le phénomène d'enrichissement en ions dans l'eau par évaporation déjà discuté dans le chapitre 2 : II.3.

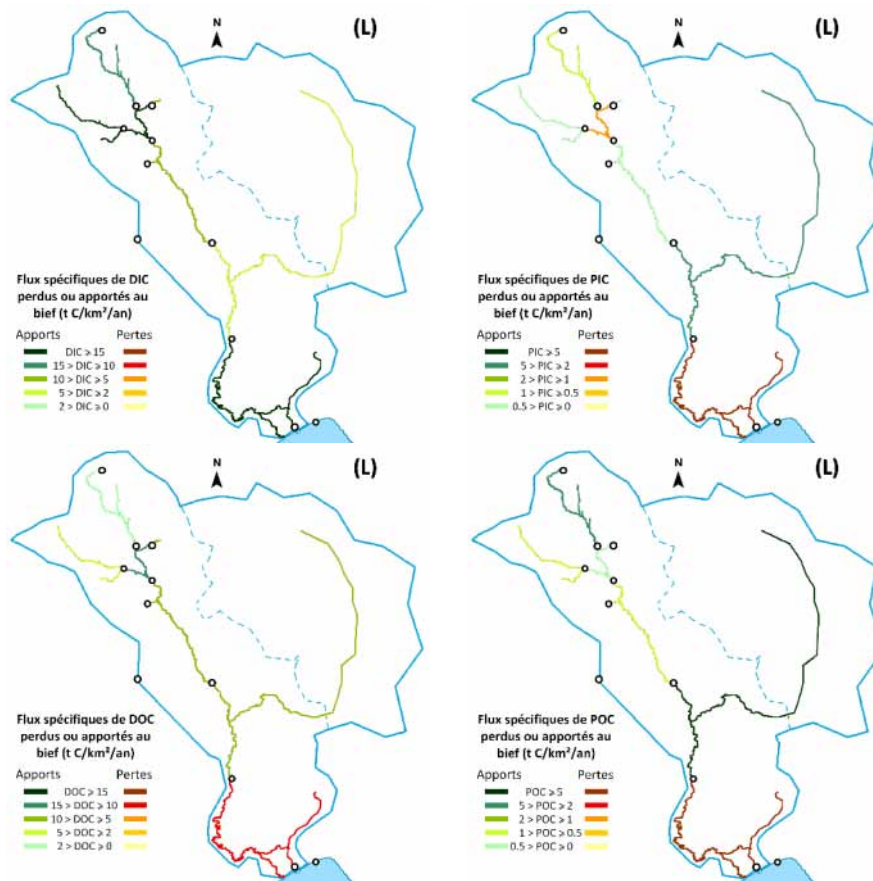


Figure III.10 : Distribution spatiale des zones d'apports et de pertes de carbone dans la rivière Lufilyo exprimées en gammes de flux spécifiques de DIC (en haut à gauche), de DOC (en bas à gauche), de PIC (en haut à droite) et de POC (en bas à droite).

Contrairement aux deux précédents bassins, la zone aval de la Tukela reçoit des apports en DOC et POC plus importants que les pertes (figure III.11). Ce comportement caractéristique du bassin de la Tukela peut avoir plusieurs origines. Tout d'abord, la morphologie de ce bassin diffère de celles de la Nyando et de la Lufilyo qui ont toutes deux une plaine de basses-altitudes en aval (lowland) en partie occupée par le delta. La Tukela aval est pour sa part bordée par des hauts-plateaux. Les pentes observées sont donc plus importantes ce qui aura tendance à augmenter les apports latéraux. Une autre possibilité est la forte anthropisation de la Tukela, en particulier dans la vallée. En effet, les plus forts apports de DOC et POC, respectivement 55.5 t C/km²/an et 9.0 t C/km²/an, sont observés au bief T-b qui est situé en aval des villes Kranskrop (sur les hauts-plateaux) et de Thulile (sur la rivière). De nombreuses plantations d'arbres (par

exemple, Eucalyptus) sont présentes dans cette zone moins sèche qu'en amont et peuvent fournir d'importants apports de matières organiques. En dehors de cet enrichissement en aval, les apports de POC et de DOC ne montrent pas de distribution altitudinale nette et varient respectivement entre 0.1 et 1.9 t C/km²/an et entre 0.3 et 7.1 t C/km²/an. Les apports de DIC augmentent d'amont (1.2 t C/km²/an) en aval (~4.2 t C/km²/an). Enfin, les apports relatifs de PIC sont nuls sur le bassin sauf sur le bief T-d, près de Tukela Estate, où ils atteignent 1.8 t C/km²/an. Ce bief est une zone de confluence de l'eau de la Tukela légèrement basique (7.8) avec de faibles concentrations en DIC (11.84 mg/l) et de l'eau de la Bloukrans qui est nettement basique (8.8) avec de forts taux de DIC (44.49 mg/l). Ce mélange a décalé l'équilibre chimique des carbonates vers la sursaturation provoquant une précipitation interne de PIC. Le bief juste en aval montre à l'inverse une perte légère de PIC (-0.5 t C/km²/an) probablement liée au réajustement chimique.

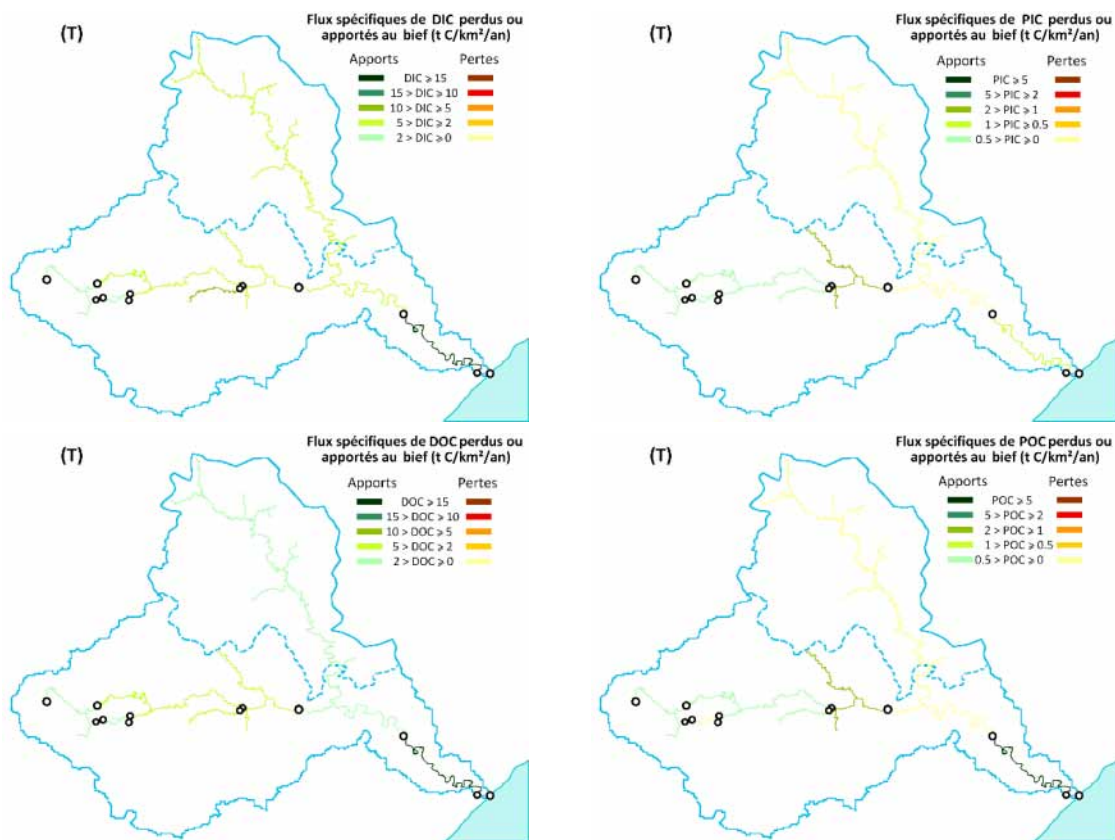


Figure III.11 : Distribution spatiale des zones d'apports et de pertes de carbone dans la rivière Tukela exprimées en gammes de flux spécifiques de DIC (en haut à gauche), de DOC (en bas à gauche), de PIC (en haut à droite) et de POC (en bas à droite).

III.2. Origine des apports et des pertes en carbone organique particulaire dans les biefs

Les apports de POC sont supérieurs aux pertes sur la majeure partie des trois rivières – sauf dans les plaines ‘aval’ – et présentent des gammes de flux spécifiques très différentes. Afin de pouvoir comparer le comportement de ces flux entre les différents bassins, une normalisation simple a été appliquée à chaque valeur (retrait de la moyenne du bassin puis division par son écart-type). De plus, une approximation de la pente moyenne du bief, nommée pseudo-pente, a

été calculée à partir du gradient d'altitude et de la distance le long du cours d'eau entre les sites amont et aval.

La figure III.12 compare les flux spécifiques normalisés à la pseudo-pente du bief. La Nyando et la Tukela montre une forte relation entre les apports et la pseudo-pente avec des flux décroissants pour des pseudo-pentes inférieures à ~15 m/km et relativement constants pour des pentes supérieures. Dans les zones à fortes pentes, les apports latéraux sont plus faibles car le sol est très souvent moins développé, plus érodé et contient moins de carbone organique (Khan *et al.*, 2013; Nnabude *et al.*, 2016; Selassie *et al.*, 2015). La décroissance des flux avec l'augmentation de la pente est aussi observée dans la Tukela. Les faibles pseudo-pentes calculées sur la Tukela sont un artefact de calcul lié à l'espacement important des sites échantillonnés comparativement à la taille du bassin. En effet, les biefs de la Tukela sont longs et sont sujets donc à des variations de pente plus importantes. Le gradient d'altitude entre le site amont et le site aval est donc moins représentatif du bief et les pentes obtenues sont donc lissées et sous-estimées. Ce phénomène peut expliquer le décalage entre les observations sur la Nyando et la Lufilyo et celles de la Tukela.

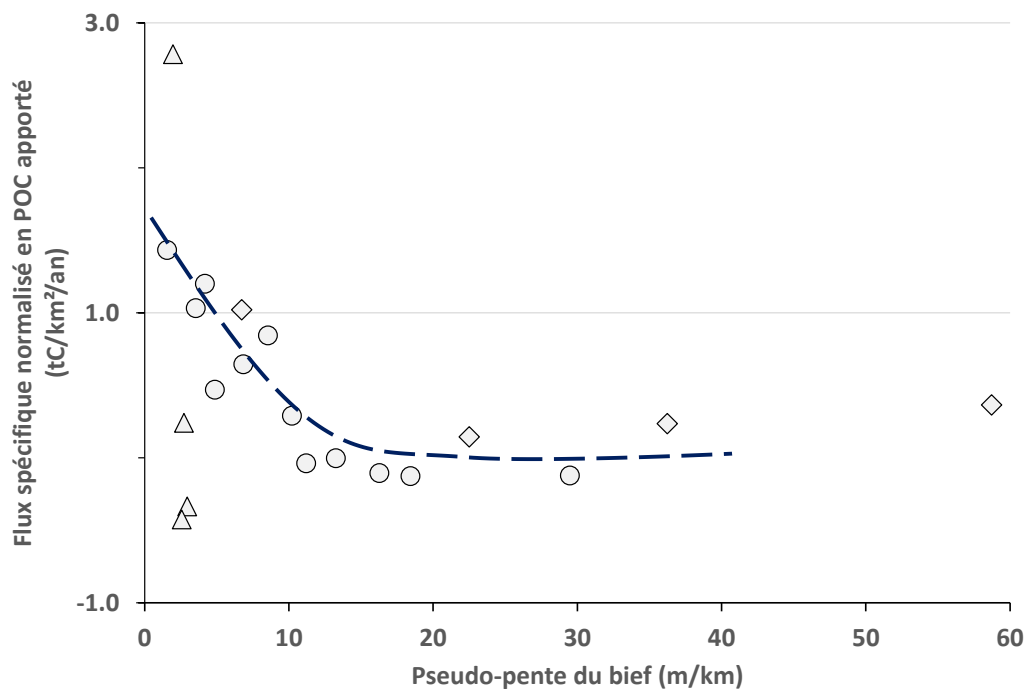


Figure III.12 : Evolution du flux spécifique en POC apporté aux biefs normalisé pour chaque bassin (Nyando : ronds, Lufilyo : losanges et Tukela : triangles) en fonction de la pseudo-pente du bief.

Le carbone-13, tout comme les isotopes stables de l'eau, a un comportement conservatif. Les principes appliqués pour estimer la composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des apports en eaux (chapitre 1 : V.6.6 et chapitre 2 : III) ont été adaptés au $\delta^{13}\text{C}$. La balance isotopique du carbone repose ainsi sur la conservation de la quantité totale d'isotopes lourds pondérés par le débit massique de carbone dans le système. L'équation 39 devient donc :

$$\delta^{13}C_{in,AB} = \frac{\delta^{13}C_A * POC_A * Q_A - \sum_{i=1}^n (\delta^{13}C_{B,i} * POC_{B,i} * Q_{B,i})}{Q_{in} * POC_{in}} \quad (\text{Eq 47})$$

- Avec $\delta^{13}C_{in,AB}$, la composition isotopique en carbone-13 des inputs au bief AB (‰).
 $\delta^{13}C_A$, la composition isotopique en carbone-13 de la rivière en A (‰).
 $\delta^{13}C_{B,i}$, la composition isotopique en carbone-13 de la rivière en B_i (‰).
 Q_A et $Q_{B,i}$, le débit d'eau de la rivière estimé respectivement en A et en B_i (m³/s).
 POC_A et $POC_{B,i}$, la concentration en carbone organique particulaire dans la rivière respectivement en A et en B_i (mg/l).
 Q_{in} , le débit d'eau apporté au bief (m³/s).
 POC_{in} , la concentration en carbone organique particulaire des inputs au bief (mg/l).

Les compositions isotopiques des inputs pour chaque bief sont présentées dans l'annexe 19. Pour les trois bassins, les $\delta^{13}C$ des apports montrent une bonne corrélation avec les compositions isotopiques du POC mesuré dans la rivière en aval du bief (figure III.13).

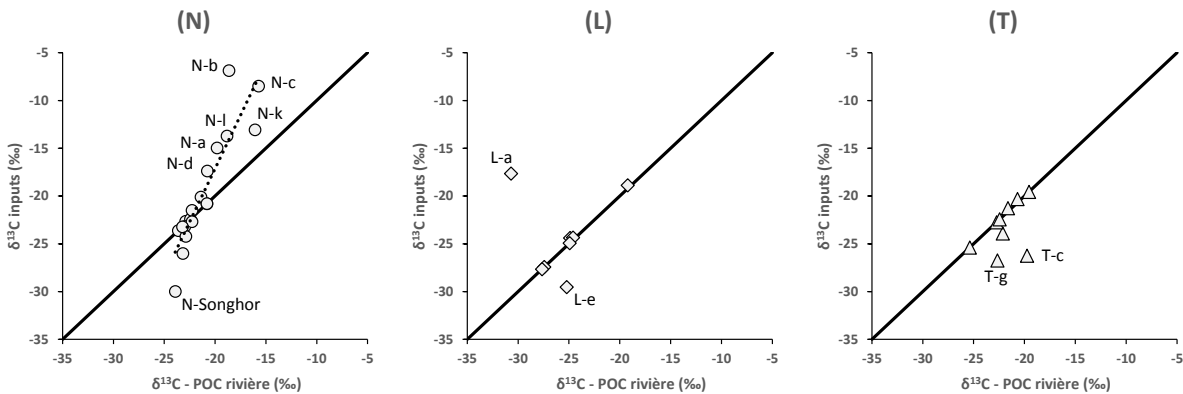


Figure III.13 : Relation entre les compositions isotopiques en ¹³C des rivières et des apports dans les bassins de la Nyando (N, ronds), la Lufilyo (L, losanges) et la Tukela (T, triangles). La ligne noire continue figure sur tous les graphiques une droite de pente 1. En (N), la ligne en pointillés est la droite de corrélation pour les compositions de la Nyando d'équation : $\delta^{13}C_{in} = 2.2 \delta^{13}C_{rivière} + 27.5$ ($R^2 = 0.82$). Les identifiants des biefs ont été ajoutés pour les points s'éloignant de la droite de pente 1.

La majorité des sites de la Lufilyo et de la Tukela ainsi qu'une grande partie des sites de la Nyando ont des compositions isotopiques similaires entre les apports et les particules dans la rivière (valeurs sur la droite 1:1). Cette relation montre que la composition isotopique en ¹³C des POC de la rivière est dominée par les apports latéraux. Néanmoins, certaines compositions divergent entre la rivière et les inputs, en particulier dans le bassin de la Nyando où les points s'alignent sur une droite de pente 2.2 ainsi que plusieurs sites montrant des apports plus appauvris que la rivière (valeurs sous la droite de pente 1) correspondant aux biefs N-f, L-e, T-g et T-c (figure III.13). Ces apports présentent des compositions isotopiques comprises entre -26.2 et -30.0 ‰. Ces points correspondent à de sites soumis à une forte activité anthropique avec par exemple, pour les biefs T-g et T-c, la présence des villes de Bergville et de Tukela Ferry (figure III.13T). Or, les apports de matière organique liés aux activités anthropiques sont

appauvris en ^{13}C , d'où la diminution du $\delta^{13}\text{C}$ des apports à ces endroits (Eglinton *et al.*, 1996; Trumbore and Druffel, 1995).

À l'inverse, les biefs localisés dans les plaines en aval (lowland) montrent des apports ou des pertes avec des compositions isotopiques plus enrichies que celles de la rivière (valeurs au-dessus de la droite de la pente 1, figure III.13). Ces plaines sont présentes uniquement sur le bassin de la Nyando et celui de la Lufilyo. Cet enrichissement dans les lowland suggère un effet dominant des processus internes à la rivière (activité biologique intense) par rapport aux apports latéraux.

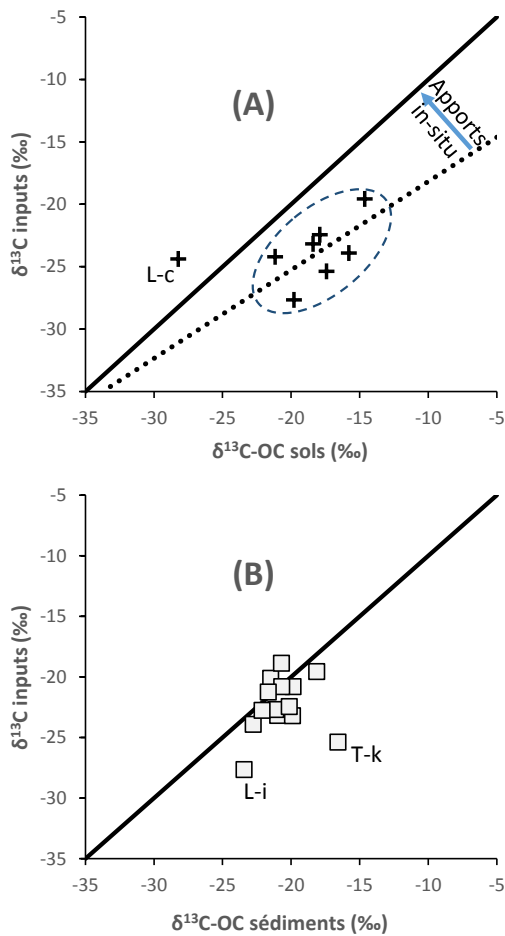


Figure III.14 : Relation entre les compositions isotopiques en ^{13}C des apports aux biefs et A) celles des sols (croix) ou B) celles des sédiments (carrés) des trois bassins. La ligne noire continue figure sur tous les graphiques une droite de pente 1. En (A), la ligne en pointillés est la droite de corrélation entre les sols et les apports latéraux (hors L-c).

Sur la figure III.14A, le $\delta^{13}\text{C}$ des apports a été tracé en fonction du $\delta^{13}\text{C}$ des sols environnant le bief et du $\delta^{13}\text{C}$ des sédiments pour les trois bassins. Le POC et le sédiment ont des caractéristiques semblables aux points échantillonnés, excepté en L-i et T-k qui sont des biefs situés à l'embouchure (figure III.14B). Ces points particuliers sont des zones de mélange entre la Lufilyo, les eaux d'irrigation des rizières et le lac Nyassa pour le site L-i et entre la Tukela et l'océan pour le site T-k. Excepté au bief L-c, un décalage systématique du $\delta^{13}\text{C}$ des apports vers des valeurs plus appauvries par rapport à celles du sol est constaté (figure III.14A). Cet écart à la droite 1:1 montre des inputs produits par les processus internes à la rivière : (1) la production primaire par les plantes aquatiques et (2) l'activité biologique qui, à la fois, produit et dégrade du POC. Le point L-c correspond à un sol brûlé peu avant l'échantillonnage. Les sédiments sont ainsi bien représentatifs des apports totaux (latéraux et *in situ*) à l'échelle du bief.

Trois sources principales du POC ont été discriminées à partir des compositions isotopiques recalculées des apports : des processus biologiques internes (dominant dans les lowland), des apports latéraux provenant de l'altération des sols environnants (dominant dans le reste du bassin) et des pollutions anthropiques qui apportent du carbone appauvri.

IV. Conclusion du chapitre

Dans ce chapitre consacré au transfert de carbone dans les rivières, les flux totaux et spécifiques des différentes formes de carbone ont pu être estimés le long des trois rivières à partir des concentrations des formes organiques et inorganiques dissoutes et particulaires et à partir des données issues de la bibliographie. La mesure en carbone-13 sur le carbone des matières en suspension, des sols et des sédiments ont permis de reconstruire les apports et les pertes en carbone le long des biefs et de discuter de l'origine du carbone organique dans les trois rivières.

Nous avons vu que le carbone transféré le long des rivières provient majoritairement des apports latéraux et de l'activité biologique *in situ*. L'altération des roches et l'érosion des sols sont les mécanismes majeurs contrôlant les apports latéraux. La quantité et qualité du carbone produit dépendent de paramètres régionaux tels que le contexte géologique, le régime hydrologique et climatique du bassin ainsi que de paramètres locaux tels que l'utilisation des terres alentour et la morphologie du bassin (en particulier des pentes) ou le réseau hydrique. La production primaire est soumise, entre autres, à des effets de température et de turbidité et augmente globalement d'amont en aval. La prédominance des sources de carbone est fortement liée à la géomorphologie du bassin avec une séparation des comportements entre les highlands (apports latéraux dominants) et les lowlands (production in-situ dominante). Dans cette dernière partie du bassin, la remobilisation des sédiments peut aussi être une source non-négligeable de carbone, en particulier lors des flushs typiques des régions tropicales. Les apports de carbone sont contrebalancés le long de la rivière en grande partie par la consommation de carbone par la biomasse, le dégazage de carbone vers l'atmosphère ou encore la sédimentation. L'ensemble de ces mécanismes est fortement influencé par les activités anthropiques, par exemple par les apports d'eaux usées, les traitements chimiques agricoles, l'aplanissement des terres pour l'agriculture ou les villes ou encore les changements d'utilisation des terres. Ces activités ont tendance à augmenter les taux de carbone organique, essentiellement via un renforcement des activités biologiques, et à modifier les équilibres géochimiques *in situ*, les taux d'érosion et de sédimentation.

	DIC	DOC	PIC	POC	TC
Flux totaux de carbone ($\times 10^9$ g C/an)					
Nyando	20.2	9.2	0.1	1.3	30.8
Lufilyo	9.9	8.0	4.0	9.5	31.4
Thukela	141.1	71.8	0.2	9.7	222.9
Flux spécifiques (t C/km²/an)					
Nyando	6.8	3.1	0.0	0.4	10.4
Lufilyo	7.0	5.6	2.8	6.6	22.0
Thukela	4.9	2.5	0.0	0.3	7.7

Table III.3 : Flux totaux et spécifiques de carbone à l'exutoire pour les trois rivières

D'un point de vue régional, les flux totaux de carbone par la Tukela sont supérieurs à ceux des deux autres bassins du fait de sa grande taille mais la production de carbone est maximale pour le bassin de la Lufilyo, un petit bassin volcanique soumis à de fortes précipitations (table III.3).

Afin de replacer les rivières étudiées dans le contexte mondial, les flux spécifiques de carbone dissous (DIC et DOC) ont été calculés pour les différentes rivières référencées dans le jeu de données mondial (voir chapitre d'introduction : II.1.3.2). Seules les rivières, dont le débit et la surface étaient disponibles soit dans la bibliographie soit dans la base de données GRDC (*The Global Runoff Data Center (GRDC)*, 2018), ont fait l'objet d'une estimation. Pour toutes ces rivières, le calcul a été effectué, si possible, à l'exutoire ou au point le plus en aval disponible dans l'étude. Enfin, quand les données de POC étaient disponibles, les flux spécifiques de POC et de TC (DIC + DOC + POC) ont aussi été calculés.

Ainsi, au total, sur les 250 rivières initialement comprises dans le jeu de données mondial, les flux spécifiques de DIC et de DOC ont été estimés sur 176 rivières, dont 89 disposant d'estimations pour le POC et le TC. L'ensemble des résultats ainsi que les informations concernant le débit sont fournis en annexe 20. La distribution géographique des flux spécifiques a été représentée dans les figures III.15 et III.16. Enfin, un résumé statistique de ces données par continent et par type de rivières (tropicale/non-tropicale) est donné dans la table III.4.

En moyenne, les flux spécifiques de carbone dans le monde sont de 15.93 t C/km²/an pour le DIC, 4.53 t C/km²/an pour le DOC, 2.93 t C/km²/an pour le POC et 24.57 t C/km²/an pour le TC (table III.4).

Zone géographique	Surface totale (km ²)	Nombre de données		Flux spécifique (t C/km ² /an)			
		DIC ou DOC	POC	DOC	DIC	POC	TC
Afrique	11143219	16	13	2.48	4.58	0.86	7.92
... de l'Est	6610087	10	7	1.86	13.50	1.55	16.91
... de l'Ouest	1533132	5	5	3.03	0.55	0.47	4.06
Amérique du Nord	8879756	49	20	2.98	5.52	4.18	12.68
... tropicale	357	12	3	2.06	8.93	25.41	36.40
... non-tropicale	8879400	37	17	3.28	4.42	0.43	8.12
Amérique du Sud	14316662	32	17	2.87	27.17	1.17	31.22
... tropicale	13936522	21	16	3.62	37.88	1.22	42.73
... non-tropicale	380140	11	1	1.45	6.72	0.42	8.59
Asie	15654409	13	8	1.83	6.71	1.91	10.45
... tropicale	4929000	5	3	2.32	9.60	1.30	13.22
... non-tropicale	10725409	8	5	1.52	4.91	2.27	8.70
Europe	3266310	58	27	7.90	21.14	4.70	33.74
Océanie	236400	7	3	5.11	39.10	0.32	44.52
Global	54878346	176	89	4.53	15.93	2.93	23.39
... tropicale	30245497	62	39	3.06	20.99	2.94	27.00
... non-tropicale	24632849	114	50	5.33	13.18	2.92	21.43

Table III.4 : Flux spécifiques de carbone dans le monde

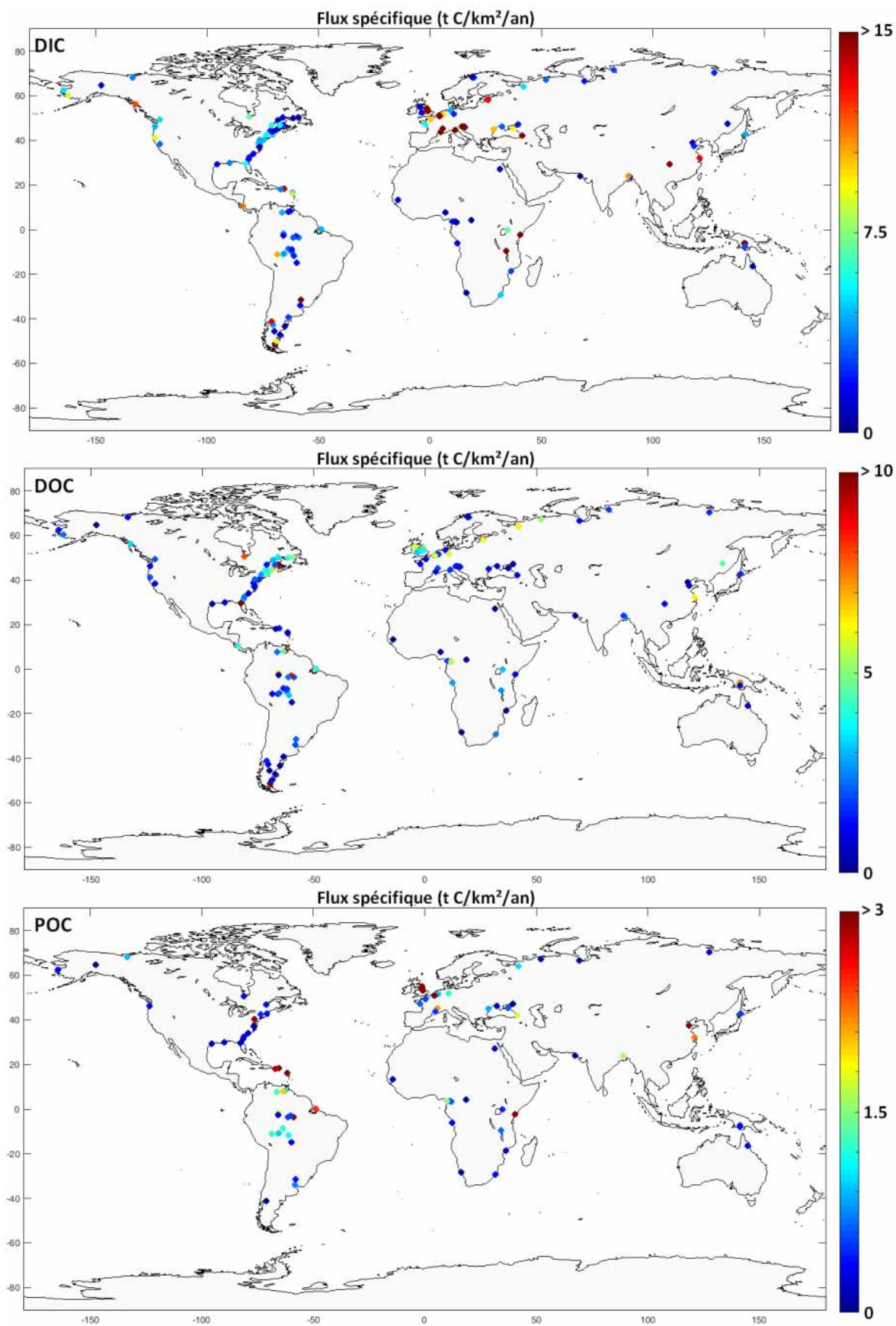


Figure III.15 : Distribution mondiale des flux spécifiques de carbone dissous (DIC : en haut et DOC : au milieu) et particulaire (POC : en bas)

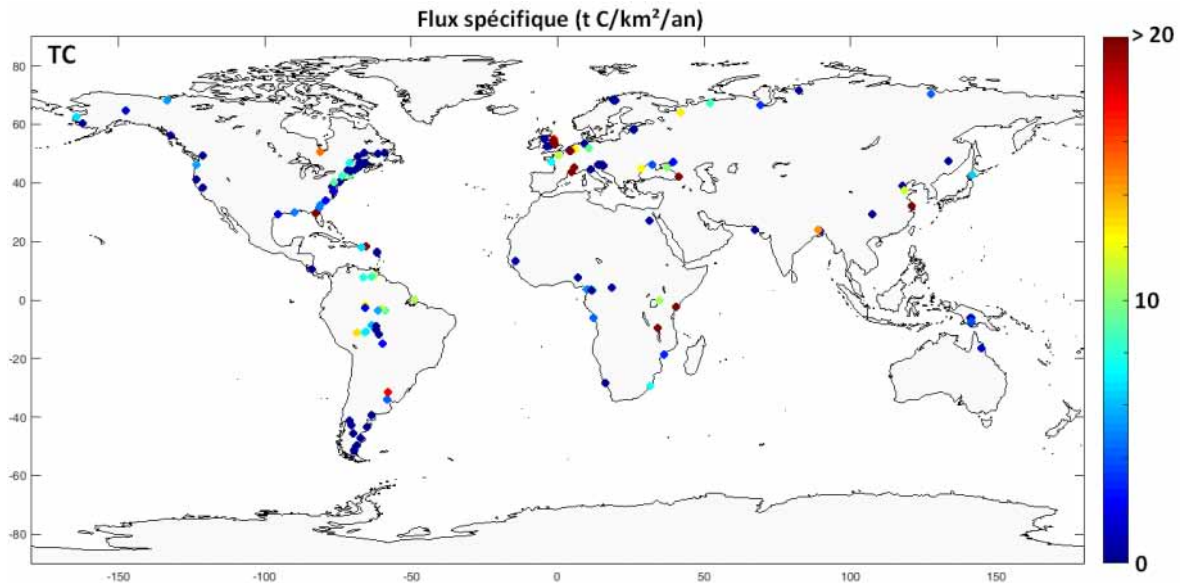


Figure III.16 : Distribution mondiale des flux spécifiques de carbone total (DIC+DOC+POC, en bas)

Sur l'ensemble des continents, le carbone inorganique dissous est la forme de carbone majoritaire et provient essentiellement de l'altération ou la dissolution des roches encaissantes. Les flux spécifiques de DIC sont fortement influencés par le contexte géologique environnant, comme en Europe ou en Afrique de l'Est où respectivement les grands plateaux calcaires ou l'activité du Rift Est-africain produisent plus de DIC à hauteur de 21.14 t C/km²/an et 13.50 t C/km²/an (table III.4). Hors rivières européennes, les rivières non-tropicales (inférieures à 7 t C/km²/an) sont en moyenne moins productrices de DIC que les rivières tropicales (supérieures ou égales à 9 t C/km²/an). Les flux spécifiques de DIC augmentent avec les précipitations moyennes annuelles du bassin. Les taux plus forts de DIC exportés par les rivières tropicales peuvent ainsi s'expliquer par des taux d'érosion plus importants, en accord avec les plus forts taux de précipitation en région tropicale. Les flux spécifiques de DOC sont plus importants dans les rivières non-tropicales et sont particulièrement forts en Europe (surtout au nord) et dans plusieurs rivières nord-américaines sur la côte Atlantique. Ces enrichissements ont lieu sur des bassins fortement anthropisés pouvant amener à une augmentation de la production primaire dans les rivières et un enrichissement en matière organique par les apports d'eaux usées.

À l'échelle mondiale, les flux spécifiques de POC sont similaires entre les rivières tropicales et non-tropicales et sont très variables à l'échelle continentale. Tout comme pour le DOC, les taux relativement importants de POC observés en Europe peuvent s'expliquer par le renforcement de l'activité biologique liée à l'anthropisation des bassins, les rejets de déchets mais aussi par l'augmentation des taux d'érosion des sols par les activités agricoles. Le cas particulier des rivières tropicales nord-américaines illustre le comportement très productif en carbone organique particulière des petits bassins tropicaux, qui pour une surface de seulement 357 km² produit en moyenne 25.41 t C/km²/an. Ces bassins exportent en effet des taux très importants de carbone organique en particulier pendant les événements extrêmes (flushs, souvent plus fréquents en région tropicale). Leurs sols sont souvent plus riches en carbone organique et leurs pentes sont plus marquées. Les précipitations importantes en milieu tropical

induisent un ruissellement plus important et mobilisent de plus grandes quantités de matière organique. De plus, la taille petite du bassin limite la variabilité spatiale du climat. Or une grande variabilité climatique sur un même bassin versant limite les apports latéraux.

Actuellement les rivières Est-africaines exportent des taux de carbone total moyens comparativement à la moyenne mondiale. Mais le carbone exporté est dominé par les apports inorganiques qui représentent au moins 45 % du carbone total. La pression anthropique combinée à la hausse des températures des rivières liée au changement climatique pourrait augmenter les flux de carbone de carbone organique dissous et particulaire d'une part par les apports anthropiques eux-même mais d'autre part par l'augmentation des taux de production de carbone organique par la biomasse. Cela modifierait de manière significative les flux spécifiques de carbone ainsi que leur nature chimique. Il est difficile d'évaluer quel sera l'impact de ces changements sur l'ensemble des mécanismes et des équilibres actuels du carbone dans ces bassins.

Discussion et conclusion générale

Le fonctionnement des rivières, une empreinte d'abord climatique

L'hydrologie des rivières Est-africaines est particulièrement sensible à la variabilité du climat et à l'activité de la Zone de Convergence Intertropicale pour les recharges en eaux, en particulier en période de hautes-eaux mais aussi des forts gradients de température liés à l'orographie.

Le rôle déterminant des précipitations vis-à-vis du fonctionnement hydrologique, des taux de minéralisation des eaux et des transferts de carbone est particulièrement manifeste dans les observations de 2016. Une augmentation des précipitations et donc des flux d'eau peut provoquer une hausse des flux élémentaires et des vitesses d'altération et d'érosion.

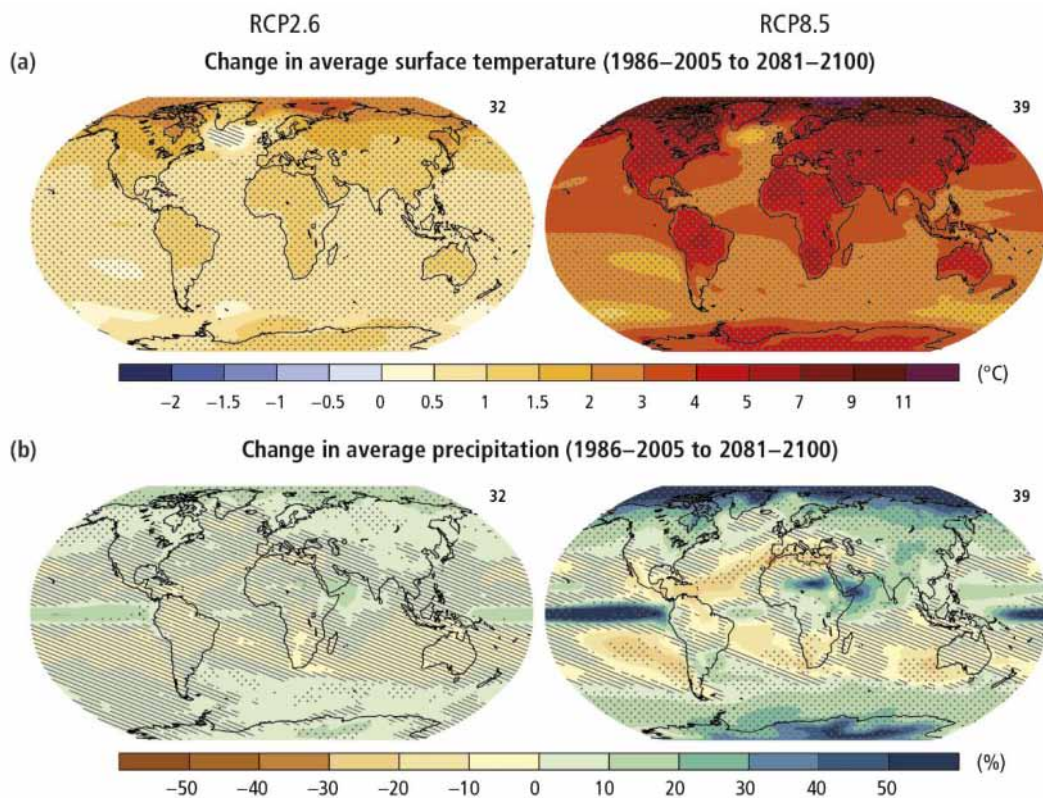


Figure IV.1 : Modélisation des changements de températures et de précipitations issue du 5^{ème} rapport du GIEC : "Change in average surface temperature (a) and change in average precipitation (b) based on multi-model mean projections for 2081–2100 relative to 1986–2005 under the RCP2.6 (left) and RCP8.5 (right) scenarios. The number of models used to calculate the multi-model mean is indicated in the upper right corner of each panel.

Stippling (i.e., dots) shows regions where the projected change is large compared to natural internal variability and where at least 90% of models agree on the sign of change. Hatching (i.e., diagonal lines) shows regions where the projected change is less than one standard deviation of the natural internal variability." (IPCC, 2014)

Pour les trois rivières étudiées, les observations actuelles montrent que les sites produisent plus de carbone organique (POC et/ou DOC) et moins de DIC via l'activité biologique quand la température de l'eau est plus élevée. Les concentrations en carbone inorganique (DIC et PIC) et en produits d'altération changent également en cas de déséquilibre chimique induit par une hausse de température de l'eau.

Or depuis plusieurs décennies, un renforcement de la saisonnalité des pluies et des événements extrêmes est observée en Afrique de l'Est (Lyon and DeWitt, 2012 ; Williamson *et al.*, 2014) lié à une diminution des précipitations annuelles. Cette augmentation de la variabilité intra-saisonnière et saisonnière à interannuelle est également simulée pour les décennies à venir (figure IV.1, IPCC, 2014). En outre, les prédictions des modèles climatiques montrent un réchauffement de l'air en Afrique dans le futur de 1°C à 4-5°C selon le modèle considéré (figure IV.1, IPCC, 2014). Par rééquilibrage entre l'eau et l'air, cette hausse des températures de l'air provoquera une hausse des températures de l'eau dans les trois bassins étudiés. Ces changements de température et de précipitations auront de nombreuses conséquences sur les cycles hydrologiques et les écosystèmes, en particulier sur la couverture végétale, et par conséquent sur les transferts de carbone.

Du réchauffement climatique au transfert de carbone

La discussion suivante porte sur les impacts de la hausse de température et de la variabilité pluviométrique et des événements extrêmes ainsi que de la baisse probable des précipitations sur les flux de carbone dans les rivières. Les abréviations C, Ci et Co représentent respectivement le carbone total, inorganique et organique et les signes '+' et '-' correspondent respectivement à une hausse et une diminution des teneurs de carbone dans la rivière. Enfin le symbole '~' signifie que les teneurs seront peu modifiées.

La hausse de la température induira des effets directs et indirects. Les effets directs porteront essentiellement sur des modifications des processus chimiques et biologiques.

D'une part, les réactions chimiques telles que la dissolution ou l'altération des silicates seront intensifiées, apportant plus de carbone inorganique en entrées des rivières (Ci+). En contrepartie, les équilibres chimiques évolueront et tendront à favoriser le dégazage de CO₂ depuis les rivières vers l'atmosphère, diminuant les taux de DIC dans la rivière (Ci-). D'autre part, l'activité biologique sera plus importante pour des températures plus élevées. Les teneurs en carbone organique augmenteront et le carbone inorganique aura tendance à diminuer à court terme (Co+ et Ci-). Mais sur le long terme, la disponibilité et la consommation des nutriments dans les eaux risquent de limiter la production biologique. L'impact à long terme de la hausse de température sur la biomasse est donc difficile à estimer et dépendra de l'équilibre entre production primaire, altération chimique et bio-disponibilité des nutriments, pour l'ensemble des agroécosystèmes présents sur le bassin. Enfin, les températures plus élevées, notamment en zone aval, induiront une évaporation plus importante et conduiront à des concentrations en carbone plus élevées dans les eaux de rivière. Cet effet sera en partie tamponné pour le carbone inorganique. Si les concentrations en ions bicarbonates sont plus élevées, l'équilibre chimique

sera atteint plus facilement et la précipitation des carbonates sera favorisée. Ainsi, la conséquence directe de l'évaporation sera une hausse des teneurs en carbone organique, mais l'impact sur le carbone inorganique sera faible (C_{o+} et $C_{i\sim}$).

Néanmoins, l'évaporation a aussi un effet indirect sur les flux de carbone puisqu'elle peut modifier le fonctionnement hydrologique des bassins. Par exemple, elle participera à l'assèchement des bras de rivières, ce qui favorisera le stockage de carbone ou son oxydation *in situ* vers l'atmosphère au détriment d'un transport vers l'exutoire. De plus, la diminution des débits d'eau liée à l'évaporation aura tendance à réduire l'étendue du lit des rivières et à limiter l'érosion des berges, sauf en cas d'effondrement. Globalement, les teneurs en carbone exportées seront donc plus faibles (C_-). Mais la hausse de température et d'évaporation augmentera également le risque d'incendies naturels, un phénomène déjà très important en Afrique intertropicale, et qui apporte plus de carbone organique à la rivière (C_{o+}).

Régime des pluies et transferts de carbone

La circulation des masses d'air alimentant l'Afrique de l'Est est largement contrôlée par les gradients méridionaux et zonaux de température de surface de l'Océan Indien. Une modification même faible de ces gradients impactera le fonctionnement de la Zone de Convergence Intertropicale et ainsi le régime climatique de toute la région.

Les changements de régime des pluies auront alors des effets directs et indirects sur les flux de carbone *via* (i) la diminution (ou l'augmentation) de la quantité d'eau précipitée annuellement et (ii) le renforcement des événements extrêmes. En termes d'effets directs et indépendamment des éventuelles pratiques mises en œuvre pour contrecarrer de tels effets, dans le cas d'une baisse des précipitations, les taux d'érosion des roches et des sols diminueront. Les apports latéraux seront aussi plus faibles (C_{o-} et C_{i-}). Le débit moyen et les flux transportés seront également aussi moins importants et la sédimentation sera favorisée (C_-). Enfin, la baisse du niveau des rivières (discutée auparavant) sera fortement renforcée, en particulier dans les rivières contrôlées par le ruissellement de surface (C_-).

Cependant, à moyen terme, la diminution du niveau des rivières peut entraîner un basculement du régime hydrologique le long de celles-ci, favorisant le régime turbulent par rapport au régime laminaire. La lame d'eau étant plus faible, la remobilisation des sédiments sera potentiellement plus importante, avant la remise en équilibre de la rivière (C_+). Parallèlement, le sédiment remobilisé sera soumis à une dégradation plus intense (C_-).

Parmi les effets indirects liés à la baisse de précipitation, la baisse du niveau des nappes rechargées par les pluies et alimentant la rivière peut amener à une modification du régime hydrologique. Mais, les conséquences d'une telle modification sont difficilement quantifiables car elles dépendent de la différence entre le niveau piézométrique et le niveau d'eau de la rivière, du contact entre les eaux souterraines et les eaux de rivières et du débit de la nappe. Cependant, les teneurs en carbone inorganique seront certainement affectées (C_{i+} ou C_{i-}).

La fréquence des extrêmes climatiques, un contrôle majeur sur les transferts de carbone

Le principal impact climatique reste cependant l'intensification et la plus grande récurrence des phénomènes extrêmes qui vont augmenter la fréquence et l'intensité des flushs. La saisonnalité des flux de carbone sera plus marquée avec des apports ponctuels très importants, associés à des risques d'inondation lors des orages ou à la reprise des pluies après la saison sèche (Co+). Sur le long terme, les forts ruissellements vont dégrader les sols et diminuer leur stock de carbone disponible (Co-). De plus, ces événements sont rapides et le temps de contact entre l'eau et les roches plus court. L'altération sera donc plus faible (Ci-). Enfin, les flushs produisent un flux d'eau turbulent propice au dégazage de carbone et à la remobilisation des sédiments (Ci- et Co+). De nouveau, la mise en contact du sédiment remobilisé avec un environnement plus oxydant facilitera sa dégradation (C-).

Anthropisation des surfaces et utilisation des terres

Si les transferts de carbone en Afrique risquent d'être profondément affectés par le changement climatique, la pression anthropique croissante dans cette région aggrave les modifications (FAO, 2002; IPCC, 2014; Valentini *et al.*, 2014) sauf en cas de mise en œuvre effective de politiques de gestion appropriée des sols et de l'eau. La croissance démographique est associée à une concentration des populations dans une même localité et nécessite une urbanisation des terres de plus en plus étendue. L'intensification de l'agriculture, voire de la monoculture, est aujourd'hui promue pour subvenir aux besoins économiques et alimentaires. Le changement d'usage des sols augmente les surfaces anthropisées au détriment des écosystèmes naturels. L'anthropisation des rivières augmente aussi avec la mise en place de barrages, de digues ou avec le détournement des cours d'eau. Les effets possibles de la hausse de l'anthropisation sur les flux de carbone dans les rivières sont discutés ci-dessous.

L'augmentation des surfaces anthropisées et urbanisées conduit à une hausse de la compaction des sols, à une augmentation du coefficient de ruissellement de surface, voire à une imperméabilisation de la surface du sol (routes, bâtiments,...). Les eaux de ruissellement se chargeront en matière organique (Co+). L'urbanisation s'accompagne également d'un aplanissement des terres (pentes plus faibles) qui diminue l'érosion de surface (C-) et limite l'altération des roches, déjà diminuée par la réduction de surface de sol en contact avec l'air (Ci-). Les apports d'eaux usées domestiques, agricoles ou industrielles tendent à augmenter l'activité biologique et donc la production de carbone organique (Co+ et Ci-). La mise en place de monocultures intensives dégrade les sols dont le stock de carbone diminue. Ce phénomène est en partie compensé par l'utilisation d'engrais.

Parmi les techniques agricoles utilisées aujourd'hui en Afrique, la culture sur brûlis produit des stocks importants de carbone organique mais libère également du CO₂ vers l'atmosphère. À court terme, l'utilisation fréquente des feux pour l'agriculture, la déforestation, les besoins domestiques ou industriels augmente ainsi les flux de carbone organique, surtout particulaire (Co+). La dénudation des sols augmentera l'érosion et enrichira en carbone dissous les eaux qui ruissellent (Co+ et Ci+).

Néanmoins, sur le long terme, les sols se dégraderont et les flux de carbone organique auront ainsi tendance à diminuer (Co-). Enfin, les barrages induisent d'importantes modifications du fonctionnement hydrologique du bassin. La distribution spatiale des flux de carbone sera donc altérée avec un stockage de carbone par sédimentation en amont du barrage (Co- et Ci-) et de l'érosion en aval du bassin (Ci+ et Co+).

Dans ce contexte, l'adaptation des écosystèmes aux nouvelles conditions climatiques et utilisation des surfaces est un enjeu majeur de développement durable. Les stocks de carbone dans le sol et disponibles pour l'érosion dépendront en effet de la végétation qui le recouvre. Un changement de couverture végétale entraînera une modification de la nature et de la quantité du carbone issu des apports latéraux (Co- ou Co+). La réhabilitation des sols dénudés et le choix de plantes de couverture augmentant le stockage *in situ* et réduisant les apports latéraux figurent ainsi parmi les priorités de la recherche agronomique pour le développement durable.

Conclusion et perspectives

Les travaux présentés ici ont eu pour objectif de mieux caractériser les transferts et évolutions de l'eau et du carbone le long du continuum terre-mer de l'échelle locale à l'échelle régionale, le long d'un transect latitudinal sous l'influence de la Zone de Convergence Intertropicale. La région Est-africaine est particulièrement critique car soumise à une pression anthropique et démographique croissante et particulièrement sensible aux fluctuations climatiques. Mieux comprendre le couplage des cycles de l'eau et du carbone en Afrique de l'Est en réponse aux changements globaux reste ainsi indispensable et représente un enjeu majeur pour la gestion actuelle et future des ressources régionales.

Les trois bassins étudiés présentent une géomorphologie, un régime climatique et un degré d'anthropisation différents. En réponse à ces différences, les trois systèmes fluviaux montrent des comportements hydrologiques spécifiques. En période de hautes-eaux, le réseau hydrique des trois rivières est essentiellement alimenté par le ruissellement de surface, et donc par la pluie, permettant de remonter aux mouvements des masses d'air à l'échelle régionale. En période de basses-eaux, un comportement interne hydrologique et hydrogéologique propre à chaque bassin est mis en évidence. Les transferts de carbone montrent ainsi une réponse saisonnière distincte selon le bassin considéré. Ce carbone transféré le long de la rivière provient d'un mélange de carbone produit *in situ* par l'activité biologique et des apports latéraux (érosion des sols et altération des roches). La composition de ces apports latéraux est fortement influencée par la végétation environnante, l'intensité et la fréquence des pluies et les pentes du bassin. Autant de facteurs impactés par le changement climatique et l'anthropisation. Bien que la nature des modifications apportées par ces deux effets soit relativement bien contrainte, leur impact reste difficilement quantifiable car il résulte d'une multitude de processus hydro-climatiques et géochimiques qui interfèrent entre eux via un ensemble complexe d'actions et de rétroactions.

L'étude présentée ici porte sur une région encore peu étudiée en termes de transferts amont-aval d'eau et carbone. Mieux gérer les ressources disponibles tout en permettant le développement économique et sociétal est un enjeu majeur pour l'ensemble des communautés présentes sur ces territoires. Pour mieux quantifier et comprendre les différents processus régissant l'évolution du carbone le long des rivières, la mise en place d'un système de suivi adéquat est nécessaire. En effet, un suivi régulier du débit en plusieurs points dans chacun des trois bassins permettrait d'affiner les calculs de flux d'eau et de carbone et ainsi de mieux caractériser leur évolution à l'échelle locale. Afin de mieux appréhender les comportements hydrologiques et du carbone à l'échelle régionale, une telle méthodologie pourrait être appliquée à d'autres bassins versants localisés sur le gradient latitudinal de la Zone de Convergence Intertropicale, comme les rivières Zambèze et Limpopo (Mozambique), Rufiji (Tanzanie) ou Tana (Kenya). Compléter le jeu de données sur la Nyando, la Lufilyo et la Tukela avec des données mensuelles et sur plusieurs années permettrait aussi d'approfondir la compréhension des mécanismes saisonniers et interannuels. Une étude plus poussée sur l'identification des sources de carbone avec une caractérisation de la matière organique dissoute dans les eaux permettrait également de remonter plus en amont dans les processus de dégradation et de transport du carbone apporté par l'érosion des sols et produite dans la rivière. Enfin, la reconstruction des trajectoires des masses d'air permettrait de mieux comprendre les circulations locales et régionales ainsi que l'impact que la hausse des températures aura dessus.

Dans un contexte de fréquence accrue des événements extrêmes, mieux comprendre leur impact à court et à long terme est essentiel. En tenant compte des prévisions climatiques et du degré d'anthropisation, l'évolution future des flux d'eau et de carbone pourrait être alors modélisée numériquement afin de contribuer efficacement à la gestion durable des ressources et à l'aménagement des bassins tropicaux.

Bibliographie

- Abiye TA, Mengistu H, Masindi K, Demlie M. 2015. Surface water and groundwater interaction in the upper crocodile river basin johannesburg, South Africa: Environmental isotope approach. *South African Journal of Geology* **118**(2): 109–118. DOI: 10.2113/gssajg.118.2.109.
- Abril G, Etcheber H, Borges AV, Frankignoulle M. 2000. Excess atmospheric carbon dioxide transported by rivers into the Scheldt estuary. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* **330**(11): 761–768. DOI: 10.1016/S1251-8050(00)00231-7.
- Adams JM, Faure H, Faure-Denard L, McGlade J, Woodward FI. 1990. Increases in terrestrial carbon storage from the Last Glacial Maximum to the present. *Nature* **348**: 711–714. DOI: 10.1038/348711a0.
- Aitkenhead-Peterson JA, McDowell WH, Neff JC. 2003. Sources, production and regulation of allochthonous dissolved organic matter input to surface waters. In: Findlay S and Sinsabaugh RL (eds) *Aquatic Ecosystems: Interactivity of Dissolved Organic Matter*. Academic Press: USA, 25–70.
- Aldrian E, Chen C-TA, Adi S, Prihartanto, Sudiana N, Nugroho SP. 2008. Spatial and seasonal dynamics of riverine carbon fluxes of the Brantas catchment in East Java. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* **113**(G3). DOI: 10.1029/2007JG000626.
- Alin SR, Aalto R, Goni MA, Richey JE, Dietrich WE. 2008. Biogeochemical characterization of carbon sources in the Strickland and Fly rivers, Papua New Guinea. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **113**(F1): F01S05. DOI: 10.1029/2006JF000625.
- Andreae MO. 1991. Biomass burning: its history, use and distribution and its impact on environmental quality and global climate. In: Levine JS (ed) *Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic and Biospheric Implications*. MIT Press: Cambridge, 3–21.
- Anyah RO, Semazzi FHM, Xie L. 2006. Simulated Physical Mechanisms Associated with Climate Variability over Lake Victoria Basin in East Africa. *Monthly Weather Review* **134**(12): 3588–3609. DOI: 10.1175/MWR3266.1.
- Arain R. 1987. Persisting Trends in Carbon and Minerals Transport Monitoring of the Indus River. In: Degens ET, Kempe S and Soliman H (eds) *Transport of carbon and minerals in major world rivers, vol 4*. SCOPE/UNEP Sonderband: Hamburg, 417–421.
- Arrhenius S. 1896. On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground. *Philosophical magazine and Journal of science, series 5* **41**(251): 237–276.
- Artemyev VE. 2012. *Geochemistry of Organic Matter in River-Sea Systems*. Kluwer Academic Publishers: Dordrecht.
- Aucour A-M, Sheppard SMF, Guyomar O, Wattelet J. 1999. Use of ¹³C to trace origin and cycling of inorganic carbon in the Rhône river system. *Chemical Geology* **159**: 87–105. DOI: 10.1016/S0009-2541(99)00035-2.

- Aufdenkampe AK, Mayorga E, Raymond PA, Melack JM, Doney SC, Alin SR, Aalto RE, Yoo K. 2011. Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. *Frontiers in Ecology and the Environment* **9**(1): 53–60. DOI: 10.1890/100014.
- Babu JM, Sitoki L, Ogendi GM, Getabu AM, Boera NJ, Akunga GN, Nyaundi JK, Njiru JM, Mwayuli GA, Olilo C. 2015. Effects of point source pollution on water quality, phytoplankton diversity and abundance in lake Victoria, Kenya. *International Journal of Fisheries and Aquatic Studies* **2**(5): 57–64.
- Baker BH, Williams LAJ, Miller JA, Fitch FJ. 1971. Sequence and geochronology of the Kenya rift volcanics. *Tectonophysics* **11**(3): 191–215. DOI: 10.1016/0040-1951(71)90030-8.
- Balagizi CM, Darchambeau F, Bouillon S, Yalire MM, Lambert T, Borges AV. 2015. River geochemistry, chemical weathering, and atmospheric CO₂ consumption rates in the Virunga Volcanic Province (East Africa). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **16**(8): 2637–2660. DOI: 10.1002/2015GC005999.
- Basalirwa CPK, Odiyo JO, Mngodo RJ, Mpeti EJ. 1999. The climatological regions of Tanzania based on the rainfall characteristics. *International Journal of Climatology* **19**(1): 69–80. DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(199901)19:1<69::AID-JOC343>3.0.CO;2-M.
- Bass AM, Munksgaard NC, Leblanc M, Tweed S, Bird MI. 2014. Contrasting carbon export dynamics of human impacted and pristine tropical catchments in response to a short-lived discharge event. *Hydrological Processes* **28**(4): 1835–1843. DOI: 10.1002/hyp.9716.
- Battin TJ, Luysaert S, Kaplan LA, Aufdenkampe AK, Richter A, Tranvik LJ. 2009. The boundless carbon cycle. *Nature Geoscience* **2**(9): 598–600. DOI: 10.1038/ngeo618.
- Bauer JE, Cai W-J, Raymond PA, Bianchi TS, Hopkinson CS, Regnier PAG. 2013. The changing carbon cycle of the coastal ocean. *Nature* **504**(7478): 61–70. DOI: 10.1038/nature12857.
- Behera SK, Luo J-J, Masson S, Delecluse P, Gualdi S, Navarra A, Yamagata T. 2005. Paramount Impact of the Indian Ocean Dipole on the East African Short Rains: A CGCM Study. *Journal of Climate* **18**(21): 4514–4530. DOI: 10.1175/JCLI3541.1.
- Bergonzini L. 1998. *Bilans hydriques de lacs (Kivu, Tanganyika, Rukwa et Nyassa) du rift est-africain*. Musée Royal de l’Afrique Centrale: Tervuren, Belgique.
- Bergonzini L, Gibert E, Winckel A, Merdaci O. 2001. Bilans hydrologique et isotopiques (18O et 2H) du lac Massoko, Tanzanie. Quantification des échanges lac–eaux souterraines. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* **333**(10): 617–623. DOI: 10.1016/S1251-8050(01)01672-X.
- Bergonzini L, Mouëllic MD-L, Gherardi F, Mathe P-E, Majule A, Williamson D. 2018. Evidence of a water δ18O negative shift driven by intensive deep CO₂ upflow at Shiwaga gas field (Rungwe, Tanzania). *Environmental Earth Sciences* **77**(13): 497. DOI: 10.1007/s12665-018-7665-2.
- Berry L, Taylor AR, Lucken U, Ryan KP, Brownlee C. 2002. Calcification and inorganic carbon acquisition in coccolithophores. *Functional Plant Biology* **29**(3): 289–299. DOI: 10.1071/pp01218.
- Betzler C, Schrenk F, Ring U, Bromage TG. 2017. Plio/Pléistocène nearshore lacustrine record of Lake Malawi (East Africa). In: Schandelmeier H and Thorweihe U (eds) *Geoscientific Research in Northeast Africa*. Balkema: Rotterdam, 323–326.

- Bhatt MP, McDowell WH. 2007. Controls on major solutes within the drainage network of a rapidly weathering tropical watershed. *Water Resources Research* **43**(11): W11402. DOI: 10.1029/2007WR005915.
- Blamey RC, Kolusu SR, Mahlalela P, Todd MC, Reason CJC. 2018. The role of regional circulation features in regulating El Niño climate impacts over southern Africa: A comparison of the 2015/2016 drought with previous events. *International Journal of Climatology* **38**(11): 4276–4295. DOI: 10.1002/joc.5668.
- Boeglin J-L, Probst J-L, Ndam-Ngoupayou J-R, Nyeck B, Etcheber H, Mortatti J, Braun J-J. 2005. Soil carbon stock and river carbon fluxes in humid tropical environments: the Nyong river basin (south Cameroon). In: Roose EJ, Lal R, Feller C, Barthes B and Stewart BA (eds) *Soil Erosion and Carbon Dynamics*. CRC Press: Boca Raton, 275–287.
- Bombelli A, Henry M, Castaldi S, Adu-Bredu S, Arneth A, de Grandcourt A, Grieco E, Kutsch WL, Lehsten V, Rasile A, Reichstein M, Tansey K, Weber U, Valentini R. 2009. An outlook on the Sub-Saharan Africa carbon balance. *Biogeosciences* **6**(10): 2193–2205. DOI: 10.5194/bg-6-2193-2009.
- Borges AV, Darchambeau F, Teodoru CR, Marwick TR, Tamooch F, Geeraert N, Omengo FO, Guérin F, Lambert T, Morana C, Okuku E, Bouillon S. 2015. Globally significant greenhouse-gas emissions from African inland waters. *Nature Geoscience* **8**(8): 637–642. DOI: 10.1038/ngeo2486.
- Borges AV, Morana C, Bouillon S, Servais P, Descy J-P, Darchambeau F. 2014. Carbon Cycling of Lake Kivu (East Africa): Net Autotrophy in the Epilimnion and Emission of CO₂ to the Atmosphere Sustained by Geogenic Inputs. *PLoS ONE* **9**(10): e109500. DOI: 10.1371/journal.pone.0109500.
- Bouchez J, Galy V, Hilton RG, Gaillardet J, Moreira-Turcq P, Pérez MA, France-Lanord C, Maurice L. 2014. Source, transport and fluxes of Amazon River particulate organic carbon: Insights from river sediment depth-profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **133**: 280–298. DOI: 10.1016/j.gca.2014.02.032.
- Bouillon S, Abril G, Borges AV, Dehairs F, Govers G, Hughes HJ, Merckx R, Meysman FJR, Nyunja J, Osburn CL, Middelburg JJ. 2009. Distribution, origin and cycling of carbon in the Tana River (Kenya): a dry season basin-scale survey from headwaters to the delta. *Biogeosciences* **6**(11): 2475–2493. DOI: 10.5194/bg-6-2475-2009.
- Bouillon S, Yambélé A, Spencer RGM, Gillikin DP, Hernes PJ, Six J, Merckx R, Borges AV. 2012. Organic matter sources, fluxes and greenhouse gas exchange in the Oubangui River (Congo River basin). *Biogeosciences* **9**(6): 2045–2062. DOI: 10.5194/bg-9-2045-2012.
- Bowen GJ. 2008. *The Online Isotopes in Precipitation Calculator, version 2.2*. <http://www.waterisotopes.org>.
- Bowen GJ. 2010. Isoscapes: Spatial Pattern in Isotopic Biogeochemistry. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **38**(1): 161–187. DOI: 10.1146/annurev-earth-040809-152429.
- Bowen GJ, Revenaugh J. 2003. Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. *Water Resources Research* **39**(10): 1299. DOI: 10.1029/2003WR002086.
- Bradley C, Baker A, Cumberland S, Boomer I, Morrissey IP. 2007. Dynamics of water movement and trends in dissolved carbon in a headwater wetland in a permeable catchment. *Wetlands* **27**(4): 1066–1080. DOI: 10.1672/0277-5212(2007)27[1066:DOWMAT]2.0.CO;2.

- Branchu P, Bergonzini L, Delvaux D, De Batist M, Golubev V, Benedetti M, Klerkx J. 2005. Tectonic, climatic and hydrothermal control on sedimentation and water chemistry of northern Lake Malawi (Nyasa), Tanzania. *Journal of African Earth Sciences* **43**(4): 433–446. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2005.09.004.
- Brantley S, Kubicki J, White A. 2007. *Kinetics of Water-Rock Interaction*. Springer Science & Business Media: New York.
- Breitenbach SFM, Adkins JF, Meyer H, Marwan N, Kumar KK, Haug GH. 2010. Strong influence of water vapor source dynamics on stable isotopes in precipitation observed in Southern Meghalaya, NE India. *Earth and Planetary Science Letters* **292**(1–2): 212–220. DOI: 10.1016/j.epsl.2010.01.038.
- Briggs JC, Ficke JF. 1977. *Quality of rivers of the United States, 1975 water year; based on the National Stream Quality Accounting Network (NASQAN)*. Open-File Report 78-200. U.S. Geological Survey: Reston, 474.
- Brunet F, Gaiero DM, Probst J-L, Depetris PJ, Gauthier Lafaye F, Stille P. 2005. $\delta^{13}\text{C}$ tracing of dissolved inorganic carbon sources in Patagonian rivers (Argentina). *Hydrological Processes* **19**(17): 3321–3344. DOI: 10.1002/hyp.5973.
- Burgers HE (Robin), Schipper AM, Hendriks AJ. 2014. Size relationships of water discharge in rivers: scaling of discharge with catchment area, main-stem length and precipitation. *Hydrological Processes* **28**(23): 5769–5775. DOI: 10.1002/hyp.10087.
- Burman RD, Pochop LO. 1994. *Evaporation, Evapotranspiration and Climatic Data*. Elsevier: Amsterdam.
- Burton I, Lim B, Spanger-Siegfried E, Malone EL, Huq S. 2005. *Adaptation policy frameworks for climate change: developing strategies, policies, and measures*. Cambridge University Press: Cambridge, New York.
- Cai Y, Guo L, Douglas TA. 2008. Temporal variations in organic carbon species and fluxes from the Chena River, Alaska. *Limnology and Oceanography* **53**(4): 1408–1419. DOI: 10.4319/lo.2008.53.4.1408.
- Canadell JG, Raupach MR, Houghton RA. 2009. Anthropogenic CO₂ emissions in Africa. *Biogeosciences* **6**(3): 463–468. DOI: 10.5194/bg-6-463-2009.
- Castillo MM, Allan JD, Sinsabaugh RL, Kling GW. 2004. Seasonal and interannual variation of bacterial production in lowland rivers of the Orinoco basin. *Freshwater Biology* **49**(11): 1400–1414. DOI: 10.1111/j.1365-2427.2004.01277.x.
- Chorowicz J. 2005. The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences* **43**(1): 379–410. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2005.07.019.
- Choubert G, Faure-Muret A. 1968. International tectonic map of Africa. UNESCO publication. UNESCO, ASGA: Paris.
- Ciais P, Bombelli A, Williams M, Piao SL, Chave J, Ryan CM, Henry M, Brender P, Valentini R. 2011. The carbon balance of Africa: synthesis of recent research studies. *Philosophical Transactions. Series A, Mathematical, Physical, and Engineering Sciences* **369**(1943): 2038–2057. DOI: 10.1098/rsta.2010.0328.

- Ciais P, Piao SL, Cadule P, Friedlingstein P, Chédin A. 2009. Variability and recent trends in the African terrestrial carbon balance. *Biogeosciences* **6**(9): 1935–1948. DOI: 10.5194/bg-6-1935-2009.
- Ciais P, Sabine C, Bala G, Bopp L, Brovkin V, Canadell JG, Chhabra A, DeFries R, Galloway J, Heimann M, Jones C, Le Quéré C, Myneni RB, Piao S, Thomson P. 2013. Carbon and Other Biogeochemical Cycles. In: Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Broshung J, Nauels A, Xia Y, Bex V and Midgley PM (eds) *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press: Cambridge, UK ; New York, USA, 465–570. DOI: 10.1017/CBO9781107415324.015.
- Coffinet S, Hugué A, Bergonzini L, Pedentchouk N, Williamson D, Anquetil C, Gałka M, Kołaczek P, Karpińska-Kołaczek M, Majule A, Laggoun-Défarge F, Wagner T, Derenne S. 2018. Impact of climate change on the ecology of the Kyambangunguru crater marsh in southwestern Tanzania during the Late Holocene. *Quaternary Science Reviews* **196**: 100–117. DOI: 10.1016/j.quascirev.2018.07.038.
- Cole JJ, Prairie YT, Caraco NF, McDowell WH, Tranvik LJ, Striegl RG, Duarte CM, Kortelainen P, Downing JA, Middelburg JJ, Melack JM. 2007. Plumbing the Global Carbon Cycle: Integrating Inland Waters into the Terrestrial Carbon Budget. *Ecosystems* **10**(1): 172–185. DOI: 10.1007/s10021-006-9013-8.
- Condie KC. 2003. Supercontinents, superplumes and continental growth: the Neoproterozoic record. In: Yoshida M, Windley BF and Dasgupta S (eds) *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup*. Geological Society of London: Oxford, 1–22.
- Coynel A, Seyler P, Etcheber H, Meybeck M, Orange D. 2005. Spatial and seasonal dynamics of total suspended sediment and organic carbon species in the Congo River. *Global Biogeochemical Cycles* **19**(4): GB4019. DOI: 10.1029/2004GB002335.
- Craig H. 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science* **133**(3465): 1702–1703. DOI: 10.1126/science.133.3465.1702.
- Craig H, Gordon LI. 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere. In: Tongiogi E (ed) *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Laboratorio di geologia nucleare: Pisa, 9–130.
- Crawford J, Hughes CE, Lykoudis S. 2014. Alternative least squares methods for determining the meteoric water line, demonstrated using GNIP data. *Journal of Hydrology* **519**(Part B): 2331–2340. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.10.033.
- Cubasch U, Meehl GA, Boer GJ, Stouffer RJ, Dix M, Noda A, Senior CA, Raper S, Yap KS. 2001. Projections of Future Climate Change. *Climate Change 2001: The scientific basis (Contribution of working group I to the Third Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change)*. Cambridge University Press: Cambridge, 525–582.
- Culas RJ. 2009. The Causes and Consequences of Tropical Deforestation: A Review. *International Journal of Climate Change: Impacts and Responses* **1**(2): 127–140.
- D’Abreton PC, Tyson PD. 1995. Divergent and non-divergent water vapour transport over southern Africa during wet and dry conditions. *Meteorology and Atmospheric Physics* **55**(1–2): 47–59. DOI: 10.1007/BF01029601.
- D’Abreton PC, Tyson PD. 1996. Three-dimensional kinematic trajectory modelling of water vapour transport over Southern Africa. *Water SA (South Africa)* **22**(4): 297–306.

- Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus A* **16**(4): 436–468. DOI: 10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x.
- de Moor JM, Fischer TP, Sharp ZD, Hilton DR, Barry PH, Mangasini F, Ramirez C. 2013. Gas chemistry and nitrogen isotope compositions of cold mantle gases from Rungwe Volcanic Province, southern Tanzania. *Chemical Geology* **339**: 30–42. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2012.08.004.
- Degens ET, Kempe S, Richey JE (eds). 1991. *Biogeochemistry of major world rivers*. Wiley: Chichester.
- Delalande M. 2008. Hydrologie et géochimie isotopique du lac Masoko et de lacs volcaniques de la province active du Rungwe (Sud-Ouest Tanzanie). Hydrology, Paris XI, Université Paris Sud.
- Delalande M, Bergonzini L, Beal F, Garcin Y, Majule A, Williamson D. 2005. Contribution to the detection of Lake Masoko (Tanzania) groundwater outflow: isotopic evidence (18O, D) / Contribution à la détection des pertes souterraines du Lac Masoko (Tanzanie): évidences isotopiques (18O, D). *Hydrological Sciences Journal* **50**(5): 867–880. DOI: 10.1623/hysj.2005.50.5.867.
- Delalande M, Bergonzini L, Gherardi F, Guidi M, Andre L, Abdallah I, Williamson D. 2011. Fluid geochemistry of natural manifestations from the Southern Poroto–Rungwe hydrothermal system (Tanzania): Preliminary conceptual model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **199**(1–2): 127–141. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2010.11.002.
- Delalande M, Bergonzini L, Massault M. 2008. Mbaka lakes isotopic (18O and 2H) and water balances: Discussion on the used atmospheric moisture compositions. *Isotopes in environmental and health studies* **44**(1): 71–82. DOI: 10.1080/10256010801887414.
- Delvaux D. 1991. *The Karoo to recent rifting in the western branch of the East-African rift system: a bibliographical synthesis*. Annual Report 1989–1990. Royal Museum for Central Africa - Department of Geology and Mineralogy: Belgium, 63–83.
- Delvaux D, Aftab Khan M. 1998. Tectonics, sedimentation and volcanism in the East African Rift System: introduction. *Journal of African Earth Sciences* **26**(3): 343–346. DOI: 10.1016/S0899-5362(98)00019-0.
- Demars BOL, Manson JR, Ólafsson JS, Gíslason GM, Gudmundsdóttir R, Woodward G, Reiss J, Pichler DE, Rasmussen JJ, Friberg N. 2011. Temperature and the metabolic balance of streams. *Freshwater Biology* **56**(6): 1106–1121. DOI: 10.1111/j.1365-2427.2010.02554.x.
- Demlie M, Titus R. 2015. Hydrogeological and hydrogeochemical characteristics of the Natal Group Sandstone, South Africa. *South African Journal of Geology* **118**: 33–44. DOI: 10.2113/gssajg.118.1.33.
- Deng K, Yang S, Lian E, Li C, Yang C, Wei H. 2016. Three Gorges Dam alters the Changjiang (Yangtze) river water cycle in the dry seasons: Evidence from H-O isotopes. *The Science of the Total Environment* **562**: 89–97. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2016.03.213.
- Depetris PJ, Cascante E. 1985. Carbon transport in the Paraná river. In: Degens ET, Kempe S and Soliman H (eds) *Transport of carbon and minerals in major world rivers, vol 3*. SCOPE/UNEP Sonderband: Hamburg, 299–304.
- DHV Consulting Engineers. 1987a. *Water resources Survey and Training Program. Rural Water Supply and Sanitation Programme. Report on Winam Division.* , 145.

- DHV Consulting Engineers. 1987b. *Water resources Survey and Training Program. Rural Water Supply and Sanitation Programme. Report on Nyakach Division.* , 165.
- DHV Consulting Engineers. 1988a. *Water resources Survey and Training Program. Rural Water Supply and Sanitation Programme. Report on Muhoroni Division.* , 146.
- DHV Consulting Engineers. 1988b. *Water resources Survey and Training Program. Rural Water Supply and Sanitation Programme. Report on Nyando Division.* , 149.
- Dirks PHGM, Blenkinsop TG, Jelsma HA. 2009. The Geological Evolution of Africa. In: Vivo BD, Grasemann B and Stüwe K (eds) *Geology - Volume IV*. EOLSS Publications: Oxford, 230–266.
- Dlugokencky E, Tans P. 2017. *Trends in atmospheric carbon dioxide, National Oceanic & Atmospheric Administration, Earth System Research Laboratory (NOAA/ESRL).*
www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/.
- Dokulil MT. 1994. Environmental control of phytoplankton productivity in turbulent turbid systems. In: Descy J-P, Reynolds CS and Padisák J (eds) *Phytoplankton in Turbid Environments: Rivers and Shallow Lakes: Proceedings of the 9th Workshop of the International Association of Phytoplankton Taxonomy and Ecology (IAP) held in Mont Rigi (Belgium), 10–18 July 1993*. Springer Netherlands: Dordrecht, 65–72. DOI: 10.1007/978-94-017-2670-2_6.
- Dörfliger N, Aunay B, Fleury P. 2014. Continent–Sea Interface: A Hydrogeological Continuum. In: Monaco A and Prouzet P (eds) *The Land-Sea Interactions*. Wiley-Blackwell: London, Hoboken, 1–38. DOI: 10.1002/9781119007647.ch1.
- Draxler RR, Hess GD. 1997. *Description of the HYSPLIT4 modeling system*. NOAA Technical Memorandum ERL ARL-224. Air Resources Laboratory: Maryland, 27.
- Draxler RR, Rolph GD. 2011. *HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website*. NOAA Air Resources Laboratory: College Park, MD.
- Dudal R. 1967. *Sols Argileux Fonces Des Regions Tropicales Et Subtropicales*. Food & Agriculture Org.: Rome.
- Dypvik H, Nesteby H, Ruden F, Aagaard P, Johansson T, Msindai J, Massay C. 1990. Upper paleozoic and Mesozoic sedimentation in the Rukwa-Tukuyu Region, Tanzania. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* **11**(3): 437–456. DOI: 10.1016/0899-5362(90)90022-7.
- Ebinger CJ. 1989. Tectonic development of the western branch of the East African rift system. *GSA Bulletin* **101**(7): 885–903. DOI: 10.1130/0016-7606(1989)101<0885:TDOTWB>2.3.CO;2.
- Ebinger CJ, Deino AL, Drake RE, Tesha AL. 1989. Chronology of volcanism and rift basin propagation: Rungwe Volcanic Province, East Africa. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **94**(B11): 15785–15803. DOI: 10.1029/JB094iB11p15785.
- Ebinger CJ, Klerck J, Delvaux D, Wüest A. 1993. *Evaluation of natural hazards in the northern part of the Malawi rift (Tanzania)*. Annual Report 1991-1992. Royal Museum for Central Africa - Department of Geology and Mineralogy: Belgium, 83–86.
- Eglinton TI, Aluwihare LI, Bauer JE, Druffel ERM, McNichol AP. 1996. Gas Chromatographic Isolation of Individual Compounds from Complex Matrices for Radiocarbon Dating. *Analytical Chemistry* **68**(5): 904–912. DOI: 10.1021/ac9508513.

- ESRI. 2014. *ArcGIS Desktop*. Environmental Systems Research Institute: Redlands, CA.
- FAO. 2002. East Africa. *Global Forest Resources Assessment 2000: Main Report*. FAO: Rome, 127–131.
- FAO. 2003. *Review of world water resources by country*. Water Reports. FAO: Rome, 49–55.
- Fer I, Tietjen B, Jeltsch F, Wolff C. 2017. The influence of El Niño–Southern Oscillation regimes on eastern African vegetation and its future implications under the RCP8.5 warming scenario. *Biogeosciences* **14**(18): 4355–4374. DOI: 10.5194/bg-14-4355-2017.
- Ferguson PR, Dubois KD, Veizer J. 2011. Fluvial carbon fluxes under extreme rainfall conditions: Inferences from the Fly River, Papua New Guinea. *Chemical Geology* **281**(3): 283–292. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2010.12.015.
- Fitter AH, Graves JD, Self GK, Brown TK, Bogie DS, Taylor K. 1998. Root production, turnover and respiration under two grassland types along an altitudinal gradient: influence of temperature and solar radiation. *Oecologia* **114**(1): 20–30. DOI: 10.1007/s004420050415.
- Fontijn K, Williamson D, Mbede E, Ernst GGJ. 2012. The Rungwe Volcanic Province, Tanzania – A volcanological review. *Journal of African Earth Sciences* **63**: 12–31. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2011.11.005.
- Friedlingstein P. 2004. Climate-Carbon Cycle Interactions. In: Field CB and Raupach MR (eds) *The Global Carbon Cycle: Integrating Humans, Climate, and the Natural World*. Island Press: Washington, 217–224.
- Frierson DMW, Hwang Y-T. 2011. Extratropical Influence on ITCZ Shifts in Slab Ocean Simulations of Global Warming. *Journal of Climate* **25**(2): 720–733. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00116.1.
- Fritz H, Abdelsalam M, Ali KA, Bingen B, Collins AS, Fowler AR, Ghebream W, Hauzenberger CA, Johnson PR, Kusky TM, Macey P, Muhongo S, Stern RJ, Viola G. 2013. Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution. *Journal of African Earth Sciences* **86**: 65–106. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2013.06.004.
- Froehlich K, Gibson JJ, Aggarwal PK. 2002. Deuterium excess in precipitation and its climatological significance. *Study of Environmental Change Using Isotope Techniques. Proc. Intern. Conf.* paper presented at the International conference on study of environmental change using isotope techniques. IAEA: Vienna, 54–66.
- Funk C, Peterson P, Landsfeld M, Pedreros D, Verdin J, Shukla S, Husak G, Rowland J, Harrison L, Hoell A, Michaelsen J. 2015. The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data* **2**: 150066. DOI: 10.1038/sdata.2015.66.
- Garcin Y, Schwab VF, Gleixner G, Kahmen A, Todou G, Séné O, Onana J-M, Achoundong G, Sachse D. 2012. Hydrogen isotope ratios of lacustrine sedimentary n-alkanes as proxies of tropical African hydrology: Insights from a calibration transect across Cameroon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **79**: 106–126. DOI: 10.1016/j.gca.2011.11.039.
- Gat JR, Mook WG, Meijer HAJ. 2001. Atmospheric water. *Environmental Isotopes in the hydrological cycle. principles and applications*. UNESCO-IAEA: Vienna, 166–235.

- Geeraert N, Omengo FO, Tamooch F, Marwick TR, Borges AV, Govers G, Bouillon S. 2018. Seasonal and inter-annual variations in carbon fluxes in a tropical river system (Tana River, Kenya). *Aquatic Sciences* **80**(2): 19. DOI: 10.1007/s00027-018-0573-4.
- Genereux DP, Nagy LA, Osburn CL, Oberbauer SF. 2013. A connection to deep groundwater alters ecosystem carbon fluxes and budgets: Example from a Costa Rican rainforest. *Geophysical Research Letters* **40**(10): 2066–2070. DOI: 10.1002/grl.50423.
- GEOPS - Géosciences Paris Sud. 2018. *Plateforme Géochimie*. <http://geops.geol.u-psud.fr>.
- Gibbs RJ. 1970. Mechanisms Controlling World Water Chemistry. *Science* **170**(3962): 1088–1090. DOI: 10.1126/science.170.3962.1088.
- Gibson JJ, Edwards TWD, Birks SJ, Amour NAS, Buhay WM, McEachern P, Wolfe BB, Peters DL. 2005. Progress in isotope tracer hydrology in Canada. *Hydrological Processes* **19**(1): 303–327. DOI: 10.1002/hyp.5766.
- Gibson JJ, Edwards TWD, Bursey GG, Prowse TD. 1993. Estimating Evaporation Using Stable Isotopes: Quantitative Results and Sensitivity Analysis for Two Catchments in Northern Canada. *Hydrology Research* **24**(2–3): 79–94.
- Giesler R, Mörth C-M, Karlsson J, Lundin EJ, Lyon SW, Humborg C. 2013. Spatiotemporal variations of pCO₂ and δ¹³C-DIC in subarctic streams in northern Sweden. *Global Biogeochemical Cycles* **27**(1): 176–186. DOI: 10.1002/gbc.20024.
- Gizaw MS, Gan TY. 2017. Impact of climate change and El Niño episodes on droughts in sub-Saharan Africa. *Climate Dynamics* **49**(1): 665–682. DOI: 10.1007/s00382-016-3366-2.
- Glenday J. 2008. Carbon storage and emissions offset potential in an African dry forest, the Arabuko-Sokoke Forest, Kenya. *Environmental Monitoring and Assessment* **142**(1–3): 85–95. DOI: 10.1007/s10661-007-9910-0.
- Gonfiantini R. 1986. Chapter 3 - Environmental isotopes in lake studies. In: Fontes J-C and Fritz P (eds) *The Terrestrial Environment*, B. Elsevier: Amsterdam, 113–168.
- Gonfiantini R. 1998. On the isotopic composition of precipitation. In: Causse C, Gasse F and Hydrologie et Géochimie Isotopique : Symposium International à la Mémoire de Jean-Charles Fontes = Hydrology and Isotope Geochemistry : International Symposium in Memory of Jean-Charles Fontes, Paris (FRA), 1995/06/01-02 (eds) *Hydrologie et géochimie isotopique*. ORSTOM: Paris, 3–22.
- Gonfiantini R, Roche M-A, Olivry J-C, Fontes J-C, Zuppi GM. 2001. The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology* **181**(1–4): 147–167. DOI: 10.1016/S0009-2541(01)00279-0.
- Gonfiantini R, Stichler W, Rozanski K. 1995. Standards and intercomparison materials distributed by the International Atomic Energy Agency for stable isotope measurements. *Reference and intercomparison materials for stable isotopes of light elements*. IAEA: Vienna, 13–29.
- GRDC. 2018. Long-Term Statistics and Annual Characteristics of GRDC Timeseries Data / Online provided by the Global Runoff Data Centre of WMO. Federal Institute of Hydrology (BfG): Koblenz.

Guzha AC, Rufino MC, Okoth S, Jacobs S, Nóbrega RLB. 2018. Impacts of land use and land cover change on surface runoff, discharge and low flows: Evidence from East Africa. *Journal of Hydrology: Regional Studies* **15**: 49–67. DOI: 10.1016/j.ejrh.2017.11.005.

Halder J, Terzer S, Wassenaar LI, Araguás-Araguás LJ, Aggarwal PK. 2015. The Global Network of Isotopes in Rivers (GNIR): integration of water isotopes in watershed observation and riverine research. *Hydrology and Earth System Sciences* **19**(8): 3419–3431. DOI: 10.5194/hess-19-3419-2015.

Hall RO, Yackulic CB, Kennedy TA, Yard MD, Rosi-Marshall EJ, Voichick N, Behn KE. 2015. Turbidity, light, temperature, and hydropeaking control primary productivity in the Colorado River, Grand Canyon. *Limnology and Oceanography* **60**(2): 512–526. DOI: 10.1002/lno.10031.

Harkin DA. 1960. *The Rungwe volcanics at the northern end of Lake Nyasa*. Geological Survey of Tanganyika: Dodoma, 172.

Hart RC. 1987. Carbon transport in the Upper Orange River. In: Degens ET, Kempe S and Soliman H (eds) *Transport of carbon and minerals in major world rivers, vol 4*. SCOPE/UNEP Sonderband: Hamburg, 509–512.

Hartnady CJH. 2002. Earthquake hazard in Africa : perspectives on the Nubia-Somalia boundary : news and view. *South African Journal of Science* **98**(9–10): 425–428.

Hem JD. 1989. Relation of water quality to lithology. *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water*. U.S. Geological Survey: Alexandria, 189–202.

Hijmans RJ, Cameron SE, Parra J, Jones P, Jarvis A, Richardson K. 2017. *WorldClim Version 1 - Global Climate Data*. <http://www.worldclim.org/>.

Hijmans RJ, Cameron SE, Parra JL, Jones PG, Jarvis A. 2005. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas. *International Journal of Climatology* **25**(15): 1965–1978. DOI: 10.1002/joc.1276.

Hinsbergen DJJV, Buitter SJH, Torsvik TH, Gaina C, Webb SJ. 2011. The formation and evolution of Africa from the Archaean to Present: introduction. *Geological Society, London, Special Publications* **357**(1): 1–8. DOI: 10.1144/SP357.1.

Hirabayashi Y, Kanae S, Emori S, Taikan O, Kimoto M. 2008. Global projections of changing risks of floods and droughts in a changing climate. *Hydrological Sciences Journal* **53**(4): 754–772. DOI: 10.1623/hysj.53.4.754.

Hjulström F. 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river fysis. *Bulletin of the Geological Institute of Uppsala*. Almqvist och Wiksell: Uppsala, 221–527.

Hochstein MP. 1999. Geothermal systems along the East-African Rift. *Bulletin d'Hydrogéologie* **17**: 301–310.

Hope D, Billett MF, Cresser MS. 1994. A review of the export of carbon in river water: Fluxes and processes. *Environmental Pollution* **84**(3): 301–324. DOI: 10.1016/0269-7491(94)90142-2.

Huang T-H, Fu Y-H, Pan P-Y, Chen C-TA. 2012. Fluvial carbon fluxes in tropical rivers. *Current Opinion in Environmental Sustainability* **4**(2): 162–169. DOI: 10.1016/j.cosust.2012.02.004.

- Hunt CW, Salisbury JE, Vandemark D. 2011. Contribution of non-carbonate anions to total alkalinity and overestimation of pCO₂ in New England and New Brunswick rivers. *Biogeosciences* **8**(10): 3069–3076. DOI: 10.5194/bg-8-3069-2011.
- IAEA. 2001. *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle*. UNESCO-IAEA: Vienna.
- IAEA. 2007. *Atlas of Isotope Hydrology - Africa*. IAEA: Vienna.
- IAEA. 2008. *Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique*. IAEA: Vienna.
- Indeje M, Semazzi FHM, Ogallo LJ. 2000. ENSO signals in East African rainfall seasons. *International Journal of Climatology* **20**(1): 19–46. DOI: 10.1002/(SICI)1097-0088(200001)20:1<19::AID-JOC449>3.0.CO;2-0.
- IPCC. 2014. *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC: Geneva.
- Ito A. 1987. Changes of Water Temperature, pH, Dissolved Oxygen, Inorganic Nitrogen, and Phosphorus Concentrations in Flowing Irrigation Water on Paddy Surface. *Soil Science and Plant Nutrition* **33**(3): 449–459. DOI: 10.1080/00380768.1987.10557591.
- Jackson IJ. 1971. Rainfall. In: Berry L (ed) *Tanzania in maps*. University of London Press LTD: London, 36–39.
- Jacobs J, Thomas RJ. 1994. Oblique collision at about 1.1 Ga along the southern margin of the Kaapvaal continent, south-east Africa. *Geologische Rundschau* **83**(2): 322–333. DOI: 10.1007/BF00210548.
- Jansson C, Northen T. 2010. Calcifying cyanobacteria—the potential of biomineralization for carbon capture and storage. *Current Opinion in Biotechnology* **21**(3): 365–371. DOI: 10.1016/j.copbio.2010.03.017.
- Jantze EJ, Laudon H, Dahlke HE, Lyon SW. 2015. Spatial Variability of Dissolved Organic and Inorganic Carbon in Subarctic Headwater Streams. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* **47**(3): 529–546. DOI: 10.1657/AAAR0014-044.
- Joleha J, Maino V, Adyabadam A, Zhao W, Ke S, Le TH. 2009. Flood Mitigation of Nyando River Using DufLOW Modelling. *Civil Engineering Dimension* **11**(1): 46–57. DOI: 10.9744/ced.11.1.pp. 46-57.
- Kanduč T, Szramek K, Ogrinc N, Walter LM. 2007. Origin and cycling of riverine inorganic carbon in the Sava River watershed (Slovenia) inferred from major solutes and stable carbon isotopes. *Biogeochemistry* **86**(2): 137–154. DOI: 10.1007/s10533-007-9149-4.
- Karchegani PM, Ayoubi S, Mosaddeghi MR, Honarjoo N. 2012. Soil organic carbon pools in particle-size fractions as affected by slope gradient and land use change in hilly regions, western Iran. *Journal of Mountain Science* **9**(1): 87–95. DOI: 10.1007/s11629-012-2211-2.
- Kempe S. 1988. Freshwater carbon and the weathering cycle. In: Lerman A and Meybeck M (eds) *Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles*. Springer Science & Business Media: Dordrecht, Boston, London, 197–223.
- Kendall C, McDonnell JJ. 1998. *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier: Amsterdam.

Kent PE. 1944. The Miocene beds of Kavirondo, Kenya. *Quarterly Journal of the Geological Society* **100**(1–4): 85–118. DOI: 10.1144/GSL.JGS.1944.100.01-04.07.

Khan F, Hayat Z, Ahmad W, Ramzan M, Shah Z, Sharif M, Mian IA, Hanif M. 2013. Effect of slope position on physico-chemical properties of eroded soil. *Soil and Environment* **32**(1): 22–28.

Khisa PS, Uhlenbrook S, van Dam AA, Wenninger J, van Griensven A, Abira M. 2013. Ecohydrological characterization of the Nyando wetland, Lake Victoria, Kenya: A State of System (SoS) analysis. *African Journal of Environmental Science and Technology* **7**: 417–434. DOI: 10.5897/AJEST13.1426.

Kim J-H, Zell C, Moreira-Turcq P, Pérez MAP, Abril G, Mortillaro J-M, Weijers JWH, Meziane T, Sinninghe Damsté JS. 2012. Tracing soil organic carbon in the lower Amazon River and its tributaries using GDGT distributions and bulk organic matter properties. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **90**: 163–180. DOI: 10.1016/j.gca.2012.05.014.

Klaus J, McDonnell JJ. 2013. Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. *Journal of Hydrology* **505**: 47–64. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.09.006.

Köppen W. 1936. Das geographische System des Klimate. In: Köppen W and Geiger R (eds) *Handbuch der Klimatologie*. Gebrüder Borntraeger: Berlin, 1–44.

Lake Nyasa Basin Water Board (LNBWB). 2014. *Basin annual hydrological report Nov. 2012 - Oct. 2013*. Lake Nyasa Basin Water Board: Tukuyu, 59.

Lalah JO, Wandiga SO. 2006. Extinction Coefficients and Dissolved Organic Carbon Content in Freshwater in Kenya. *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology* **77**(4): 533–542. DOI: 10.1007/s00128-006-1097-5.

Larson TE, Buswell AM, Ludwig HF, Langelier WF. 1942. Calcium Carbonate Saturation Index and Alkalinity Interpretations. *American Water Works Association* **34**(11): 1667–1684.

Lawrence JR, Gedzelman SD, Dexheimer D, Cho H-K, Carrie GD, Gasparini R, Anderson CR, Bowman KP, Biggerstaff MI. 2004. Stable isotopic composition of water vapor in the tropics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **109**(D6): D06115. DOI: 10.1029/2003JD004046.

Le Quéré C, Andrew RM, Canadell JG, Sitch S, Korsbakken JI, Peters GP, Manning AC, Boden TA, Tans PP, Houghton RA, Keeling RF, Alin S, Andrews OD, Anthoni P, Barbero L, Bopp L, Chevallier F, Chini LP, Ciais P, Currie K, Delire C, Doney SC, Friedlingstein P, Gkritzalis T, Harris I, Hauck J, Haverd V, Hoppema M, Klein Goldewijk K, Jain AK, Kato E, Körtzinger A, Landschützer P, Lefèvre N, Lenton A, Lienert S, Lombardozi D, Melton JR, Metzl N, Millero F, Monteiro PMS, Munro DR, Nabel JEMS, Nakaoka S, O'Brien K, Olsen A, Omar AM, Ono T, Pierrot D, Poulter B, Rödenbeck C, Salisbury J, Schuster U, Schwinger J, Séférian R, Skjelvan I, Stocker BD, Sutton AJ, Takahashi T, Tian H, Tilbrook B, Laan-Luijckx IT van der, Werf GR van der, Viovy N, Walker AP, Wiltshire AJ, Zaehle S. 2016. Global Carbon Budget 2016. *Earth System Science Data* **8**(2): 605–649. DOI: 10.5194/essd-8-605-2016.

LeBauer DS, Treseder KK. 2008. Nitrogen limitation of net primary productivity in terrestrial ecosystems is globally distributed. *Ecology* **89**(2): 371–379.

Leemhuis C, Amler E, Diekkrüger B, Gabiri G, Näschen K. 2016. East African wetland-catchment data base for sustainable wetland management. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences* **374**: 123–128. DOI: 10.5194/piahs-374-123-2016.

- Lerman A, Meybeck M. 1988. *Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles*. Springer Science & Business Media: Dordrecht, Boston, London.
- Leroux M. 2001. *The Meteorology and Climate of Tropical Africa*. Springer Science & Business Media: Chichester.
- Levin NE, Zipser EJ, Cerling TE. 2009. Isotopic composition of waters from Ethiopia and Kenya: Insights into moisture sources for eastern Africa. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **114**(D23): D23306. DOI: 10.1029/2009JD012166.
- 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. *Ecological Indicators* **80**: 40–51. DOI: 10.1016/j.ecolind.2017.04.049.
- Li ZX, Bogdanova SV, Collins AS, Davidson A, De Waele B, Ernst RE, Fitzsimons ICW, Fuck RA, Gladkochub DP, Jacobs J, Karlstrom KE, Lu S, Natapov LM, Pease V, Pisarevsky SA, Thrane K, Vernikovskiy V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research* **160**(1): 179–210. DOI: 10.1016/j.precamres.2007.04.021.
- Lloret E, Dessert C, Gaillardet J, Albéric P, Crispi O, Chaduteau C, Benedetti MF. 2011. Comparison of dissolved inorganic and organic carbon yields and fluxes in the watersheds of tropical volcanic islands, examples from Guadeloupe (French West Indies). *Chemical Geology* **280**(1–2): 65–78. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2010.10.016.
- Lloret E, Dessert C, Pastor L, Lajeunesse E, Crispi O, Gaillardet J, Benedetti MF. 2013. Dynamic of particulate and dissolved organic carbon in small volcanic mountainous tropical watersheds. *Chemical Geology* **351**: 229–244. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2013.05.023.
- Lonergan S, Wolf AT. 2001. Moving Water to Move People The Toshka Project in Egypt A Water Forum Contribution. *Water International* **26**(4): 589–596. DOI: 10.1080/02508060108686959.
- Lu YH, Bauer JE, Canuel EA, Chambers RM, Yamashita Y, Jaffé R, Barrett A. 2014. Effects of land use on sources and ages of inorganic and organic carbon in temperate headwater streams. *Biogeochemistry* **119**(1–3): 275–292. DOI: 10.1007/s10533-014-9965-2.
- Ludwig W, Probst J-L, Kempe S. 1996. Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemical Cycles* **10**(1): 23–41. DOI: 10.1029/95GB02925.
- Lyon B, DeWitt DG. 2012. A recent and abrupt decline in the East African long rains. *Geophysical Research Letters* **39**(2). DOI: 10.1029/2011GL050337.
- Mahesh Kumar P, Prabhakar C. 2012. Physico - Chemical Parameters of River Water: A Review. *International Journal of Pharmaceutical & Biological Archives* **3**(6): 1304–1312.
- Malhi Y, Baldocchi DD, Jarvis PG. 1999. The carbon balance of tropical, temperate and boreal forests. *Plant, Cell & Environment* **22**(6): 715–740. DOI: 10.1046/j.1365-3040.1999.00453.x.
- Malhi Y, Doughty C, Galbraith D. 2011. The allocation of ecosystem net primary productivity in tropical forests. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences* **366**(1582): 3225–3245. DOI: 10.1098/rstb.2011.0062.
- Malterre-Barthes C. 2016. The Toshka Project: Colossal Water Infrastructures, Biopolitics and Territory in Egypt. *Architectural Design* **86**(4): 98–105. DOI: 10.1002/ad.2074.

Marotta H, Duarte CM, Sobek S, Enrich-Prast A. 2009. Large CO₂ disequilibria in tropical lakes. *Global Biogeochemical Cycles* **23**(4): GB4022. DOI: 10.1029/2008GB003434.

Marshall CGA. 2002. *The Stratigraphy, Sedimentology and Basin Evolution of the Natal Group*. Council for Geoscience: Pretoria.

Martins O. 1982. Geochemistry of the Niger River. In: Degens ET, Kempe S and Soliman H (eds) *Transport of carbon and minerals in major world rivers, vol 1*. SCOPE/UNEP Sonderband: Hamburg, 397–418.

Marx A, Dusek J, Jankovec J, Sanda M, Vogel T, van Geldern R, Hartmann J, Barth J a. C. 2017. A review of CO₂ and associated carbon dynamics in headwater streams: A global perspective. *Reviews of Geophysics* **55**(2): 2016RG000547. DOI: 10.1002/2016RG000547.

Masih I, Maskey S, Mussá FEF, Trambauer P. 2014. A review of droughts on the African continent: a geospatial and long-term perspective. *Hydrology and Earth System Sciences* **18**(9): 3635–3649. DOI: 10.5194/hess-18-3635-2014.

Mason SJ, Jury MR. 1997. Climatic variability and change over southern Africa: a reflection on underlying processes. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* **21**(1): 23–50. DOI: 10.1177/030913339702100103.

Matoti A, Conrad J, Jones S. 1999. Aquifer classification of South Africa. Departement Water Affairs: Prétoria.

Maturwe B, Kuto R, Okungu JO, Abuodha JOZ, Hecky RE. 2005. Pesticides and Heavy Metals Contamination in the Lake Victoria Basin, Kenya. In: Abuodha JOZ and Hecky RE (eds) *Lake Victoria Environment Report Water Quality and Ecosystem Status*. Ministry of Water and Irrigation: Kisumu, 261–290.

Mayorga E, Aufdenkampe AK, Masiello CA, Krusche AV, Hedges JI, Quay PD, Richey JE, Brown TA. 2005. Young organic matter as a source of carbon dioxide outgassing from Amazonian rivers. *Nature* **436**(7050): 538–541. DOI: 10.1038/nature03880.

McConnaughey TA, Gillikin DP. 2008. Carbon isotopes in mollusk shell carbonates. *Geo-Marine Letters* **28**(5–6): 287–299. DOI: 10.1007/s00367-008-0116-4.

McNeil VH, Cox ME. 2000. Relationship between conductivity and analysed composition in a large set of natural surface-water samples, Queensland, Australia. *Environmental Geology* **39**(12): 1325–1333. DOI: 10.1007/s002549900033.

Meybeck M. 1982. Carbon, Nitrogen, and Phosphorus Transport by World Rivers. *American Journal of Science* **282**(4): 401–450. DOI: 10.2475/ajs.282.4.401.

Meybeck M. 1993. Riverine transport of atmospheric carbon: Sources, global typology and budget. *Water, Air, and Soil Pollution* **70**(1–4): 443–463. DOI: 10.1007/BF01105015.

Meybeck M, Ragu A. 1995. *River Discharges to the Oceans: An Assessment of Suspended Solids, Major Ions and Nutrients*. UNEP.

Meyers PA. 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry* **27**(5): 213–250. DOI: 10.1016/S0146-6380(97)00049-1.

- Milanovsky EE. 1972. Continental Rift Zones: Their Arrangement and Development. In: Girdler RW (ed) *Developments in Geotectonics*. Elsevier: Amsterdam, 65–70. DOI: 10.1016/B978-0-444-41087-0.50013-0.
- Milliman JD, Farnsworth KL. 2013. *River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis*. Cambridge University Press: Cambridge.
- Millman R. 1973. Problems of the Natural Environment on the Kano Plains of Western Kenya. *Cahiers d'Études africaines* **13**(50): 181–192. DOI: 10.3406/cea.1973.2708.
- Mirak-Weissbach M. 1997. Transaqua : an idea for the Sahel. *Executive Intelligence Review* **24**(35): 7–19.
- Moreira-Turcq P, Bonnet M-P, Amorim M, Bernardes M, Lagane C, Maurice L, Perez M, Seyler P. 2013. Seasonal variability in concentration, composition, age, and fluxes of particulate organic carbon exchanged between the floodplain and Amazon River. *Global Biogeochemical Cycles* **27**(1): 119–130. DOI: 10.1002/gbc.20022.
- Moreira-Turcq P, Seyler P, Guyot JL, Etcheber H. 2003. Exportation of organic carbon from the Amazon River and its main tributaries. *Hydrological Processes* **17**(7): 1329–1344. DOI: 10.1002/hyp.1287.
- Mosley LM. 2015. Drought impacts on the water quality of freshwater systems; review and integration. *Earth-Science Reviews* **140**: 203–214. DOI: 10.1016/j.earscirev.2014.11.010.
- Motavalli PP, Palm CA, Parton WJ, Elliott ET, Frey SD. 1995. Soil pH and organic C dynamics in tropical forest soils: Evidence from laboratory and simulation studies. *Soil Biology and Biochemistry* **27**(12): 1589–1599. DOI: 10.1016/0038-0717(95)00082-P.
- Moyer RP, Bauer JE, Grottoli AG. 2013. Carbon isotope biogeochemistry of tropical small mountainous river, estuarine, and coastal systems of Puerto Rico. *Biogeochemistry* **112**(1–3): 589–612. DOI: 10.1007/s10533-012-9751-y.
- Mulenda Zangela J. 2017. *Le canal du rift africain*. Comité de Soutien et de Plaidoyer pour la Région des Grands Lacs Africains, 1–8.
- Mutema M, Chaplot V, Jewitt G, Chivenge P, Blöschl G. 2015. Annual water, sediment, nutrient, and organic carbon fluxes in river basins: A global meta-analysis as a function of scale. *Water Resources Research* **51**(11): 8949–8972. DOI: 10.1002/2014WR016668.
- Mwaka BL. 1994. Analysis of hydrological impacts due to sedimentation variability on alluvial stream-aquifer systems. Civil Engineering and Geosciences, Newcastle, Newcastle University.
- Neal C, Hill S. 1994. Dissolved inorganic and organic carbon in moorland and forest streams: Plynlimon, Mid-Wales. *Journal of Hydrology* **153**(1): 231–243. DOI: 10.1016/0022-1694(94)90193-7.
- Némery J, Mano V, Coynel A, Etcheber H, Moatar F, Meybeck M, Belleudy P, Poirel A. 2013. Carbon and suspended sediment transport in an impounded alpine river (Isère, France). *Hydrological Processes* **27**(17): 2498–2508. DOI: 10.1002/hyp.9387.
- Nicholson SE. 1996. A review of climate dynamics and climate variability in eastern Africa. In: Johnson TC and Odada EO (eds) *Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*. Gordon and Breach Publications: Amsterdam, 25–56.

- Nicholson SE. 2017. Climate and climatic variability of rainfall over eastern Africa. *Reviews of Geophysics* **55**(3): 590–635. DOI: 10.1002/2016RG000544.
- Nicholson SE. 2018. The ITCZ and the Seasonal Cycle over Equatorial Africa. *Bulletin of the American Meteorological Society* **99**(2): 337–348. DOI: 10.1175/BAMS-D-16-0287.1.
- Niekerk H van, Silberbauer MJ, Maluleke M. 2014. Geographical differences in the relationship between total dissolved solids and electrical conductivity in South African rivers. *Water SA* **40**(1): 133–138. DOI: 10.4314/wsa.v40i1.16.
- Nivet F, Bergonzini L, Mathé P-E, Noret A, Monvoisin G, Majule A, Williamson D. 2018. Influence of the balance of the intertropical front on seasonal variations of the isotopic composition in rainfall at Kisiba Masoko (Rungwe Volcanic Province, SW, Tanzania). *Isotopes in Environmental and Health Studies* 1–18. DOI: 10.1080/10256016.2018.1443923.
- Nnabude PC, Nweke IA, Ekwealor KU. 2016. Integrated Effect of Slope Classes and Different Soil Depths on Soil Physico-chemical Properties of Watershed Ecosystem. *American Journal of Environment and Sustainable Development* **1**(1): 6–16.
- NOAA Earth System Research Laboratory. 2017. *CarbonTracker CT2017 - ESRL Global Monitoring Division*. <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/carbontracker/>.
- Nolakana P. 2016. Geochemical assessment of groundwater quality and suitability for drinking and irrigation purposes in Newcastle, Kwazulu-Natal, South Africa. Cape Town, University of the Western Cape.
- Ntombela S, Nyhodo B, Ngqangweni S, Phahlane H, Lubinga M. 2017. Economy-wide effects of drought on South African Agriculture: A computable general equilibrium (CGE) analysis. *Journal of Development and Agricultural Economics* **9**(3): 46–56. DOI: 10.5897/JDAE2016.0769.
- Nyilitya BK, Mureithi S, Boeckx P. 2016. Tracking Sources of excess nitrate discharge in Lake Victoria, Kenya for improved Nitrogen use efficiency in the catchment. *Solutions to improve nitrogen use efficiency for the world*. paper presented at the Proceedings of the 2016 International Nitrogen Initiative Conference. Melbourne, Australia, 4–5.
- Olang LO, Kundu P, Bauer T, Fürst J. 2011. Analysis of spatio-temporal land cover changes for hydrological impact assessment within the Nyando River Basin of Kenya. *Environmental Monitoring and Assessment* **179**(1–4): 389–401. DOI: 10.1007/s10661-010-1743-6.
- Olivier MJ. 1998. Foredune formation at Tugela River mouth. Geography, Durban, University of Natal.
- Omambia AN, Shemsanga C, Sanchez Hernandez IA. 2012. Climate Change Impacts, Vulnerability, and Adaptation in East Africa (EA) and South America (SA). In: Chen W-Y, Seiner J, Suzuki T and Lackner M (eds) *Handbook of Climate Change Mitigation*. Springer US: New York, 571–620. DOI: 10.1007/978-1-4419-7991-9_17.
- Ongoma V, Chen H. 2017. Temporal and spatial variability of temperature and precipitation over East Africa from 1951 to 2010. *Meteorology and Atmospheric Physics* **129**(2): 131–144. DOI: 10.1007/s00703-016-0462-0.
- Otte I, Detsch F, Gütlein A, Scholl M, Kiese R, Appelhans T, Nauss T. 2017. Seasonality of stable isotope composition of atmospheric water input at the southern slopes of Mt. Kilimanjaro, Tanzania. *Hydrological Processes* **31**(22): 3932–3947. DOI: 10.1002/hyp.11311.

- Pall P, Vilbaste S, Kõiv T, Kõrs A, Käiro K, Laas A, Nõges P, Nõges T, Piirsoo K, Toomsalu L, Viik M. 2011. Fluxes of carbon and nutrients through the inflows and outflow of Lake Võrtsjärv, Estonia. *Estonian Journal of Ecology* **60**(1): 39–53. DOI: 10.3176/eco.2011.1.04.
- Paolini JE, Hevia R, Herrera R. 1987. Transport of Carbon and Minerals in the Orinoco and Caroni Rivers During the Years 1983-1984. In: Degens ET, Kempe S and Soliman H (eds) *Transport of carbon and minerals in major world rivers, vol 4*. SCOPE/UNEP Sonderband: Hamburg, 325–338.
- Parhi P, Giannini A, Gentine P, Lall U. 2016. Resolving Contrasting Regional Rainfall Responses to El Niño over Tropical Africa. *Journal of Climate* **29**(4): 1461–1476. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0071.1.
- Peel MC, Finlayson BL, McMahon TA. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **11**(5): 1633–1644. DOI: 10.5194/hess-11-1633-2007.
- Penman HL. 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society A* **193**(1032): 120–145. DOI: 10.1098/rspa.1948.0037.
- Pfahl S, Sodemann H. 2014. What controls deuterium excess in global precipitation? *Climate of the Past* **10**(2): 771–781. DOI: 10.5194/cp-10-771-2014.
- Pflumio C, Boulègue J, Tiercelin J-J. 1994. Hydrothermal activity in the Northern Tanganyika Rift, East Africa. *Chemical Geology* **116**(1): 85–109. DOI: 10.1016/0009-2541(94)90159-7.
- Pienaar H, Belcher A, Grobler DF. 2010. Protecting Aquatic Ecosystem Health for sustainable use. In: Schreiner B and Hassan R (eds) *Transforming Water Management in South Africa: Designing and Implementing a New Policy Framework*. Springer Science & Business Media: Dordrecht, 119–144.
- Piper AM. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Eos Transactions American Geophysical Union* **25**(6): 914–928. DOI: 10.1029/TR025i006p00914.
- Porcal P, Dillon PJ, Molot LA. 2015. Temperature Dependence of Photodegradation of Dissolved Organic Matter to Dissolved Inorganic Carbon and Particulate Organic Carbon. *PLoS ONE* **10**(6). DOI: 10.1371/journal.pone.0128884.
- Prentice IC, Cramer W, Harrison SP, Leemans R, Monserud RA, Solomon AM. 1992. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *Journal of Biogeography* **19**(2): 117–134.
- Prinn MJ. 2004. Non-CO₂ Greenhouse Gases. In: Field CB and Raupach MR (eds) *The Global Carbon Cycle: Integrating Humans, Climate, and the Natural World*. Island Press: Washington, 205–216.
- Quay PD, Wilbur D., Richey JE, Devol AH, Benner R, Forsberg BR. 1995. The 18O:16O of dissolved oxygen in rivers and lakes in the Amazon Basin: Determining the ratio of respiration to photosynthesis rates in freshwaters. *Limnology and Oceanography* **40**(4): 718–729. DOI: 10.4319/lo.1995.40.4.0718.
- Raburu PO, Khisa P, Masese FO. 2012. Background information on Nyando Wetland. In: Raburu PO, Okeyo-Owuor JB and Kwena F (eds) *Community Based Approach to the Management of Nyando Wetland, Lake Victoria Basin, Kenya*. Kenya Disaster Concern - VIREN - UNDP: Nairobi, 15–31.
- Rahul P, Prasanna K, Ghosh P, Anilkumar N, Yoshimura K. 2018. Stable isotopes in water vapor and rainwater over Indian sector of Southern Ocean and estimation of fraction of recycled moisture. *Scientific Reports* **8**(1): 7552. DOI: 10.1038/s41598-018-25522-5.

Raymond PA, Bauer JE, Caraco NF, Cole JJ, Longworth B, Petsch ST. 2004. Controls on the variability of organic matter and dissolved inorganic carbon ages in northeast US rivers. *Marine Chemistry* **92**(1–4): 353–366. DOI: 10.1016/j.marchem.2004.06.036.

Raymond PA, Hartmann J, Lauerwald R, Sobek S, McDonald C, Hoover M, Butman D, Striegl R, Mayorga E, Humborg C, Kortelainen P, Dürr H, Meybeck M, Ciais P, Guth P. 2013. Global carbon dioxide emissions from inland waters. *Nature* **503**(7476): 355–359. DOI: 10.1038/nature12760.

Reason CJC. 2002. Sensitivity of the southern African circulation to dipole sea-surface temperature patterns in the south Indian Ocean. *International Journal of Climatology* **22**(4): 377–393. DOI: 10.1002/joc.744.

Reason CJC, Landman W, Tennant W. 2006. Seasonal to Decadal Prediction of Southern African Climate and Its Links with Variability of the Atlantic Ocean. *Bulletin of the American Meteorological Society* **87**(7): 941–956. DOI: 10.1175/BAMS-87-7-941.

Regnier P, Friedlingstein P, Ciais P, Mackenzie FT, Gruber N, Janssens IA, Laruelle GG, Lauerwald R, Luysaert S, Andersson AJ, Arndt S, Arnosti C, Borges AV, Dale AW, Gallego-Sala A, Goddérís Y, Goossens N, Hartmann J, Heinze C, Ilyina T, Joos F, LaRowe DE, Leifeld J, Meysman FJR, Munhoven G, Raymond PA, Spahni R, Suntharalingam P, Thullner M. 2013. Anthropogenic perturbation of the carbon fluxes from land to ocean. *Nature Geoscience* **6**(8): 597–607. DOI: 10.1038/ngeo1830.

Regnier P, Lauerwald R, Ciais P. 2014. Carbon Leakage through the Terrestrial-aquatic Interface: Implications for the Anthropogenic CO₂ Budget. *Procedia Earth and Planetary Science* **10**: 319–324. DOI: 10.1016/j.proeps.2014.08.025.

Reilly J, Mayer M, Harnisch J. 2002. The Kyoto Protocol and non-CO₂ greenhouse gases and carbon sinks. *Environmental Modeling and Assessment* **7**(4): 217–229.

Ren W, Yao T, Xie S. 2018. Stable isotopic composition reveals the spatial and temporal dynamics of discharge in the large river of Yarlungzangbo in the Tibetan Plateau. *Science of The Total Environment* **625**: 373–381. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.12.310.

Richey JE, Melack JM, Aufdenkampe AK, Ballester VM, Hess LL. 2002. Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO₂. *Nature* **416**(6881): 617–620. DOI: 10.1038/416617a.

Riggsbee JA, Orr CH, Leech DM, Doyle MW, Wetzel RG. 2008. Suspended sediments in river ecosystems: Photochemical sources of dissolved organic carbon, dissolved organic nitrogen, and adsorptive removal of dissolved iron. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* **113**: G03019. DOI: 10.1029/2007JG000654.

Risi C, Bony S, Vimeux F, Jouzel J. 2010. Water-stable isotopes in the LMDZ4 general circulation model: Model evaluation for present-day and past climates and applications to climatic interpretations of tropical isotopic records. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **115**: D12118. DOI: 10.1029/2009JD013255.

Roberts EM, O'Connor PM, Gottfried MD, Stevens N, Kapalima S, Ngasala S. 2004. Revised stratigraphy and age of the Red Sandstone Group in the Rukwa Rift Basin, Tanzania. *Cretaceous Research* **25**(5): 749–759. DOI: 10.1016/j.cretres.2004.06.007.

- Rozanski K, Araguás-Araguás L, Gonfiantini R. 1993. Isotopic Patterns in Modern Global Precipitation. In: Swart PK, Lohmann KC, Mckenzie JA and Savin S (eds) *Climate Change in Continental Isotopic Records*. American Geophysical Union: Washington, D.C., 1–36. DOI: 10.1029/GM078p0001.
- Rozanski K, Araguás-Araguás L, Gonfiantini R. 1996. Isotope Patterns of Precipitation in the East African Region. In: Johnson TC and Odada EO (eds) *Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*. Gordon and Breach Publications: Amsterdam, 79–93.
- Rozanski K, Froehlich K, Mook WG. 2001. Surface water. *Environmental Isotopes in the hydrological cycle. principles and applications*. UNESCO-IAEA: Vienna, 241–316.
- Russell AE, Kivlin SN, Hawkes CV. 2018. Tropical Tree Species Effects on Soil pH and Biotic Factors and the Consequences for Macroaggregate Dynamics. *Forests* **9**(4): 184. DOI: 10.3390/f9040184.
- Ryan PJ, Whitfield GG. 1979. Basinal analysis of the Ecca and Lowermost Beaufort Beds and associated coal, uranium and heavy mineral beach sand occurrences. In: Anderson AM, Van Biljon WJ and Geological Society of South Africa. (eds) *Some sedimentary basins and associated ore deposits of South Africa : proceedings of the 17th Congress of the Geological Society of South Africa held at the Rand Afrikaans University, Johannesburg, 2 to 6 May 1977*, 91–101.
- Safiullah S, Mofizuddin M, Iqbal Ali SM, Enamul Kabir S. 1987. Biogeochemical Cycles of Carbon in the rivers of Bangladesh. In: Degens ET, Kempe S and Soliman H (eds) *Transport of carbon and minerals in major world rivers, vol 4*. SCOPE/UNEP Sonderband: Hamburg, 435–442.
- Saggerson EP. 1952. *Geology of the Kisumu District, degree sheet 41, N.E. quadrant*. Geological map. Nairobi : Government Printer: Nairobi, 86.
- Sanz MJ, Schulze E-D, Valentini R. 2004. International Policy Framework on Climate Change: Sinks in Recent International Agreements. In: Field CB and Raupach MR (eds) *The Global Carbon Cycle: Integrating Humans, Climate, and the Natural World*. Island Press: Washington, 431–439.
- Saria E, Calais E, Stamps DS, Delvaux D, Hartnady CJH. 2014. Present-day kinematics of the East African Rift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **119**(4): 3584–3600. DOI: 10.1002/2013JB010901.
- Saunders JF, Lewis WM. 1988. Transport of phosphorus, nitrogen, and carbon by the Apure River, Venezuela. *Biogeochemistry* **5**(3): 323–342. DOI: 10.1007/BF02180071.
- Schneider T, Bischoff T, Haug GH. 2014. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature* **513**(7516): 45–53. DOI: 10.1038/nature13636.
- Scholes RJ, Archibald S, Von Maltitz G. 2011. Emissions from fire in Sub-Saharan Africa: the magnitude of sources, their variability and uncertainty. *Global Environmental Research* **15**(1): 53–63.
- Seiler K-P. 2001. Man's Impact on Groundwater Systems. In: IAEA (ed) *Environmental Isotopes in the hydrological cycle. principles and applications*. UNESCO-IAEA: Vienna, 425–488.
- Selassie YG, Anemut F, Addisu S. 2015. The effects of land use types, management practices and slope classes on selected soil physico-chemical properties in Zikre watershed, North-Western Ethiopia. *Environmental Systems Research* **4**(1): 3. DOI: 10.1186/s40068-015-0027-0.

Sempéré R, Charrière B, Van Wambeke F, Cauwet G. 2000. Carbon inputs of the Rhône River to the Mediterranean Sea: Biogeochemical implications. *Global Biogeochemical Cycles* **14**(2): 669–681. DOI: 10.1029/1999GB900069.

Shackleton RM. 1951. A Contribution to the Geology of the Kavirondo Rift Valley. *Quarterly Journal of the Geological Society* **107**(1–4): 336–337. DOI: 10.1144/GSL.JGS.1951.107.01-04.15.

Shao P, Zeng X, Sakaguchi K, Monson RK, Zeng X. 2013. Terrestrial Carbon Cycle: Climate Relations in Eight CMIP5 Earth System Models. *Journal of Climate* **26**(22): 8744–8764. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00831.1.

Shibata H, Mitsuhashi H, Miyake Y, Nakano S. 2001. Dissolved and particulate carbon dynamics in a cool-temperate forested basin in northern Japan. *Hydrological Processes* **15**(10): 1817–1828. DOI: 10.1002/hyp.241.

Sholkovitz ER. 1976. Flocculation of dissolved organic and inorganic matter during the mixing of river water and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **40**(7): 831–845. DOI: 10.1016/0016-7037(76)90035-1.

Siderius C, Gannon KE, Ndiyoi M, Opere A, Batisani N, Olago D, Pardoe J, Conway D. 2018. Hydrological Response and Complex Impact Pathways of the 2015/2016 El Niño in Eastern and Southern Africa. *Earth's Future* **6**(1): 2–22. DOI: 10.1002/2017EF000680.

Simpson HJ, Herczeg AL. 1991. Stable Isotopes as an Indicator of Evaporation in the River Murray, Australia. *Water Resources Research* **27**(8): 1925–1935. DOI: 10.1029/91WR00941.

Sitch S, Friedlingstein P, Gruber N, Jones SD, Murray-Tortarolo G, Ahlström A, Doney SC, Graven HD, Heinze C, Huntingford C, Levis S, Levy PE, Lomas M, Poulter B, Viovy N, Zaehle S, Zeng N, Arneeth A, Bonan G, Bopp L, Canadell JG, Chevallier F, Ciais P, Ellis R, Gloor M, Peylin P, Piao SL, Le Quéré C, Smith B, Zhu Z, Myneni RB. 2015. Recent trends and drivers of regional sources and sinks of carbon dioxide. *Biogeosciences* **12**(3): 653–679. DOI: 10.5194/bg-12-653-2015.

Sitch S, Huntingford C, Gedney N, Levy PE, Lomas M, Piao SL, Betts RA, Ciais P, Cox PM, Friedlingstein P, Jones CD, Prentice IC, Woodward FI. 2008. Evaluation of the terrestrial carbon cycle, future plant geography and climate-carbon cycle feedbacks using five Dynamic Global Vegetation Models (DGVMs). *Global Change Biology* **14**(9): 2015–2039. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2008.01626.x.

Sitoki L, Kurmayer R, Rott E. 2012. Spatial variation of phytoplankton composition, biovolume, and resulting microcystin concentrations in the Nyanza Gulf (Lake Victoria, Kenya). *Hydrobiologia* **691**(1): 109–122. DOI: 10.1007/s10750-012-1062-8.

Smith JA, Auerbach DA, Flessa KW, Flecker AS, Dietl GP. 2016. Fossil clam shells reveal unintended carbon cycling consequences of Colorado River management. *Royal Society Open Science* **3**(9): 160170. DOI: 10.1098/rsos.160170.

Soderberg K, Good SP, O'Connor M, Wang L, Ryan K, Caylor KK. 2013. Using atmospheric trajectories to model the isotopic composition of rainfall in central Kenya. *Ecosphere* **4**(3): art33. DOI: 10.1890/ES12-00160.1.

Spence J. 1954. *The Geology of the Galula Coalfield, Mbeya District*. Geological Survey Department.

Stallard RF. 1998. Terrestrial sedimentation and the carbon cycle: Coupling weathering and erosion to carbon burial. *Global Biogeochemical Cycles* **12**(2): 231–257. DOI: 10.1029/98GB00741.

- Stallard RF. 2012. Weathering, Landscape Equilibrium, and Carbon in Four Watersheds in Eastern Puerto Rico. In: Murphy SF and Stallard RF (eds) *Water quality and landscape processes of four watersheds in eastern Puerto Rico*. U.S. Geological Survey: Reston, 205–247.
- Stewart MK. 1975. Stable isotope fractionation due to evaporation and isotopic exchange of falling waterdrops: Applications to atmospheric processes and evaporation of lakes. *Journal of Geophysical Research* **80**(9): 1133–1146. DOI: 10.1029/JC080i009p01133.
- Suwa K, Oana S, Wada H, Osaki S. 1975. Isotope geochemistry and petrology of African carbonatites. *Physics and Chemistry of the Earth* **9**: 735–745. DOI: 10.1016/0079-1946(75)90048-8.
- Syvitski JPM, Cohen S, Kettner AJ, Brakenridge GR. 2014. How important and different are tropical rivers? — An overview. *Geomorphology* **227**: 5–17. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.02.029.
- Szramek K, Walter LM. 2004. Impact of Carbonate Precipitation on Riverine Inorganic Carbon Mass Transport from a Mid-continent, Forested Watershed. *Aquatic Geochemistry* **10**(1): 99–137. DOI: 10.1023/B:AQUA.0000038960.63501.5b.
- Talling J f. 2010. pH, the CO₂ System and Freshwater Science. *Freshwater Reviews* **3**(2): 133–146. DOI: 10.1608/FRJ-3.2.156.
- Talma S, Lorentz S, Woodborne S. 2012. South African Contribution to the River CRP. *Monitoring isotopes in rivers: creation of the Global Network of Isotopes in Rivers (GNIR) : results of a coordinated research project 2002-2006*. IAEA: Vienna, 27.
- Talma S, Van Wyk E. 2013. Rainfall and groundwater isotope atlas. *The use of isotope hydrology to characterize and assess water resources in South(ern) Africa*. Water Research Commission: Pretoria, 83–101.
- Tamooh F, Borges AV, Meysman FJR, Van Den Meersche K, Dehairs F, Merckx R, Bouillon S. 2013. Dynamics of dissolved inorganic carbon and aquatic metabolism in the Tana River basin, Kenya. *Biogeosciences* **10**(11): 6911–6928. DOI: 10.5194/bg-10-6911-2013.
- Teodoru CR, Nyoni FC, Borges AV, Darchambeau F, Nyambe I, Bouillon S. 2015. Dynamics of greenhouse gases (CO₂, CH₄, N₂O) along the Zambezi River and major tributaries, and their importance in the riverine carbon budget. *Biogeosciences* **12**(8): 2431–2453. DOI: 10.5194/bg-12-2431-2015.
- Thaler C, Millo C, Ader M, Chaduteau C, Guyot F, Ménez B. 2017. Disequilibrium $\delta^{18}\text{O}$ values in microbial carbonates as a tracer of metabolic production of dissolved inorganic carbon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **199**: 112–129. DOI: 10.1016/j.gca.2016.10.051.
- The Climate Hazards Group. 2018. *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station (CHIRPS)*. <http://chg.ucsb.edu/data/chirps/>.
- The Global Runoff Data Center (GRDC). 2018. 56068 Koblenz, Germany.
- The World Data Group. 2018. *Climate Change Knowledge Portal*. Database. <http://sdwebx.worldbank.org/climateportal/>.
- Tipping E, Marker AFH, Butterwick C, Collett GD, Cranwell PA, Ingram JKG, Leach DV, Lishman JP, Pinder AC, Rigg E, Simon BM. 1997. Organic carbon in the Humber rivers. *Science of The Total Environment* **194–195**: 345–355. DOI: 10.1016/S0048-9697(96)05374-0.

- Trumbore SE, Druffel ERM. 1995. Carbon isotopes for characterizing sources and turnover of nonliving organic matter. In: Zepp RG and Sonntag C (eds) *Role of Nonliving Organic Matter in the Earth's Carbon Cycle*. John Wiley & Sons Ltd: Chichester, 7–22.
- Tweed S, Leblanc M, Bass A, Harrington GA, Munksgaard N, Bird MI. 2015. Leaky savannas: the significance of lateral carbon fluxes in the seasonal tropics. *Hydrological Processes* **30**(6): 873–887. DOI: 10.1002/hyp.10640.
- Tyson PD. 1981. Atmospheric circulation variations and the occurrence of extended wet and dry spells over Southern Africa. *Journal of Climatology* **1**(2): 115–130. DOI: 10.1002/joc.3370010203.
- Uhe P, Philip S, Kew S, Shah K, Kimutai J, Mwangi E, Oldenborgh GJ van, Singh R, Arrighi J, Jjemba E, Cullen H, Otto F. 2018. Attributing drivers of the 2016 Kenyan drought. *International Journal of Climatology* **38**(S1): e554–e568. DOI: 10.1002/joc.5389.
- Ummenhofer CC, Kulüke M, Tierney JE. 2018. Extremes in East African hydroclimate and links to Indo-Pacific variability on interannual to decadal timescales. *Climate Dynamics* **50**(7–8): 2971–2991. DOI: 10.1007/s00382-017-3786-7.
- United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division. 2017. *World Population Prospects: The 2017 Revision, DVD Edition*. .
- Valentini R, Arneeth A, Bombelli A, Castaldi S, Cazzolla Gatti R, Chevallier F, Ciais P, Grieco E, Hartmann J, Henry M, Houghton RA, Jung M, Kutsch WL, Malhi Y, Mayorga E, Merbold L, Murray-Tortarolo G, Papale D, Peylin P, Poulter B, Raymond PA, Santini M, Sitch S, Vaglio Laurin G, van der Werf GR, Williams CA, Scholes RJ. 2014. A full greenhouse gases budget of Africa: synthesis, uncertainties, and vulnerabilities. *Biogeosciences* **11**(2): 381–407. DOI: 10.5194/bg-11-381-2014.
- van der Molen MK, Dolman AJ, Ciais P, Eglin T, Gobron N, Law BE, Meir P, Peters W, Phillips OL, Reichstein M, Chen T, Dekker SC, Doubkova M, Friedl MA, Jung M, van den Hurk BJJM, de Jeu RAM, Kruijt B, Ohta T, Rebel KT, Plummer S, Seneviratne SI, Sitch S, Teuling AJ, van der Werf GR, Wang G. 2011. Drought and ecosystem carbon cycling. *Agricultural and Forest Meteorology* **151**(7): 765–773. DOI: 10.1016/j.agrformet.2011.01.018.
- Van der Werf GR, Randerson JT, Giglio L, Collatz GJ, Kasibhatla PS, Arellano Jr. AF. 2006. Interannual variability in global biomass burning emissions from 1997 to 2004. *Atmospheric Chemistry and Physics* **6**(11): 3423–3441. DOI: 10.5194/acp-6-3423-2006.
- Vannote RL, Minshall GW, Cummins KW, Sedell JR, Cushing CE. 1980. The River Continuum Concept. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* **37**(1): 130–137. DOI: 10.1139/f80-017.
- Varadharajan D, Soundarapandian P. 2014. Effect of Physico-Chemical Parameters on Species Biodiversity with Special Reference to the Phytoplankton from Muthupettai, South East Coast of India. *Journal of Earth Science & Climatic Change* **5**(5): 1–10. DOI: 10.4172/2157-7617.1000200.
- Velpuri NM, Senay GB. 2012. Assessing the potential hydrological impact of the Gibe III Dam on Lake Turkana water level using multi-source satellite data. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **16**(10): 3561–3578. DOI: 10.5194/hess-16-3561-2012.
- Viherrmaa LE, Waldron S, Garnett MH, Newton J. 2014. Old carbon contributes to aquatic emissions of carbon dioxide in the Amazon. *Biogeosciences* **11**(13): 3635–3645. DOI: 10.5194/bg-11-3635-2014.

- Vincens A, Williamson D, Thevenon F, Taieb M, Buchet G, Decobert M, Thouveny N. 2003. Pollen-based vegetation changes in southern Tanzania during the last 4200 years: climate change and/or human impact. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **198**(3): 321–334. DOI: 10.1016/S0031-0182(03)00473-5.
- Vorster CJ, Council for Geoscience. 2003. Simplified geology South Africa, Lesotho and Swaziland. Council for Geoscience: Pretoria.
- Walsh G, Vigneault Y. 1986. *Analyse de la qualité de l'eau de rivières de la Côte-Nord du golfe St-Laurent en relation avec les processus d'acidification*. Direction de la recherche sur les pêches, Ministère des pêches et des océans: Cap Diamant, 118.
- Wang L, Song C, Song Y, Guo Y, Wang X, Sun X. 2010. Effects of reclamation of natural wetlands to a rice paddy on dissolved carbon dynamics in the Sanjiang Plain, Northeastern China. *Ecological Engineering* **36**(10): 1417–1423. DOI: 10.1016/j.ecoleng.2010.06.021.
- Weber U, Jung M, Reichstein M, Beer C, Braakhekke MC, Lehsten V, Ghent D, Kaduk JD, Viovy N, Ciais P, Gobron N, Rödenbeck C. 2009. The interannual variability of Africa's ecosystem productivity: a multi-model analysis. *Biogeosciences* **6**(2): 285–295. DOI: 10.5194/bg-6-285-2009.
- Weiner ER. 2012. Chapter 3 Major Water Quality Parameters and Applications. *Applications of Environmental Aquatic Chemistry: A Practical Guide, Third Edition*. CRC Press: New York, 63–132.
- West AG, February EC, Bowen GJ. 2014. Spatial analysis of hydrogen and oxygen stable isotopes (“isoscapes”) in ground water and tap water across South Africa. *Journal of Geochemical Exploration* **145**: 213–222. DOI: 10.1016/j.gexplo.2014.06.009.
- Whitfield AK, Harrison TD. 2003. River flow and fish abundance in a South African estuary. *Journal of Fish Biology* **62**(6): 1467–1472. DOI: 10.1046/j.1095-8649.2003.00125.x.
- Williams AE. 1997. Stable isotope tracers: natural and anthropogenic recharge, Orange County, California. *Journal of Hydrology* **201**(1): 230–248. DOI: 10.1016/S0022-1694(97)00042-5.
- Williams CA, Hanan NP, Neff JC, Scholes RJ, Berry JA, Denning AS, Baker DF. 2007. Africa and the global carbon cycle. *Carbon Balance and Management* **2**(1): 3. DOI: 10.1186/1750-0680-2-3.
- Williamson D, Majule A, Delalande M, Mwakisunga B, Mathé M Pierre-Etienne, Gwambene B, Bergonzini L. 2014. A potential feedback between landuse and climate in the Rungwe tropical highland stresses a critical environmental research challenge. *Current Opinion in Environmental Sustainability* **6**: 116–122. DOI: 10.1016/j.cosust.2013.11.014.
- Windhorst D, Waltz T, Timbe E, Frede H-G, Breuer L. 2013. Impact of elevation and weather patterns on the isotopic composition of precipitation in a tropical montane rainforest. *Hydrology and Earth System Sciences* **17**(1): 409–419. DOI: 10.5194/hess-17-409-2013.
- Winowiecki LA, Vågen T-G, Boeckx P, Dungait JAJ. 2017. Landscape-scale assessments of stable carbon isotopes in soil under diverse vegetation classes in East Africa: application of near-infrared spectroscopy. *Plant and Soil* **421**(1–2): 259–272. DOI: 10.1007/s11104-017-3418-3.
- Winowiecki LA, Vågen T-G, Huising J. 2016. Effects of land cover on ecosystem services in Tanzania: A spatial assessment of soil organic carbon. *Geoderma* **263**: 274–283. DOI: 10.1016/j.geoderma.2015.03.010.

Wissmar RC, Richey JE, Stallard RF, Edmond JM. 1981. Plankton Metabolism and Carbon Processes in the Amazon River, Its Tributaries, and Floodplain Waters, Peru-Brazil, May-June 1977. *Ecology* **62**(6): 1622–1633. DOI: 10.2307/1941517.

Wolkersdorfer C, Hubert E. 2015. Establishing a conversion factor between electrical conductivity and total dissolved solids in South African mine waters. *Water S.A* **41**: 490–500. DOI: 10.4314/wsa.v41i4.08.

Wollast R. 1994. The relative importance of biomineralization and dissolution of CaCO₃ in the global carbon cycle. In: Doumenge F, Allemand D and Toulemont AR (eds) *Past and present biomineralization processes: Considerations about the carbonate cycle*. Musée Océanographique: Monaco, 13–35.

Woodford AC, Chevallier L. 2002. *Hydrogeology of the Main Karoo Basin: Current knowledge and future research needs*. Technical. Water Research Commission: Pretoria.

Wopfner H. 2002. Tectonic and climatic events controlling deposition in Tanzanian Karoo basins. *Journal of African Earth Sciences* **34**(3): 167–177. DOI: 10.1016/S0899-5362(02)00016-7.

Worden J, Noone D, Bowman K, Contributors TTES science team and data, Beer R, Eldering A, Fisher B, Gunson M, Goldman A, Herman R, Kulawik SS, Lampel M, Osterman G, Rinsland C, Rodgers C, Sander S, Shephard M, Webster CR, Worden H. 2007. Importance of rain evaporation and continental convection in the tropical water cycle. *Nature* **445**(7127): 528–532. DOI: 10.1038/nature05508.

World Meteorological Organization. 2017. *WMO Statement on the state of the global climate in 2016*. World Meteorological Organization: Geneva.

Wu Y, Zhang J, Liu S-M, Zhang Z-F, Yao QZ, Hong GH, Cooper LW. 2007. Sources and distribution of carbon within the Yangtze River system. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **71**(1–2): 13–25. DOI: 10.1016/j.ecss.2006.08.016.

Yihdego Y, Paffard A. 2016. Hydro-engineering solution for a sustainable groundwater management at a cross border region: case of Lake Nyasa/Malawi basin, Tanzania. *International Journal of Geo-Engineering* **7**(1): 23. DOI: 10.1186/s40703-016-0037-4.

Zaitsev A, Wenzel T, Vennemann T, Markl G. 2013. Tinderet volcano, Kenya: An altered natrocarbonatite locality? *Mineralogical Magazine* **77**: 213–226. DOI: 10.1180/minmag.2013.077.3.01.

Zheng PP, Dian LW, Yü WZ, Bolin X. 1987. Carbon transport into the Bohai Gulf from the Lower Haihe River Basin (Tianjin Metropolitan Region). In: Degens ET, Kempe S and Soliman H (eds) *Transport of carbon and minerals in major world rivers, vol 4*. SCOPE/UNEP Sonderband: Hamburg, 139–152.

Zigah PK, Minor EC, Werne JP, McCallister SL. 2011. Radiocarbon and stable carbon isotopic insights into provenance and cycling of carbon in Lake Superior. *Limnology and Oceanography* **56**(3): 867–886. DOI: 10.4319/lo.2011.56.3.0867.

Tables des illustrations

Illustrations du chapitre d'introduction

Figure 0.1 : Schéma générale du cycle du carbone. Les flux et les stocks de carbone sont exprimés en Pg C/an et ont été obtenus à partir de la littérature d'après Ciais et al (2013), Le Quéré et al (2016) et Regnier et al (2013). Les valeurs en rouge correspondent aux flux d'origine anthropique.	1
Figure 0.2 : Carte mondiale de localisation des sites référencés dans la littérature présentant des analyses conjointes de DOC et DIC. Les points en orange correspondent aux sites tropicaux. Toutes les références sont fournies dans l'annexe 1.	4
Figure 0.3 : Schéma descriptif du bassin de référence	5
Figure 0.4 : Schéma du cycle de l'eau. 1) Précipitation, 2) Infiltration, 3) Ruissellement, 4) Ecoulement souterrain, 5) Echange nappe-rivière, 6) Ecoulement de surface liée à la rivière, 7) Evapotranspiration	6
Figure 0.5 : Schéma descriptif d'un système aquifère simple. La ligne en tiret bleu correspond au niveau piézométrique de la nappe libre et la ligne en trait bleu foncé plein à celui de la nappe captive. Les flèches indiquent le sens du déplacement d'eau.	7
Figure 0.6 : Diagramme de Hjulström (d'après Hjulström, 1935)	8
Figure 0.7 : Schéma simplifié des processus majeurs de transformation de carbone dans le système fluvial	9
Figure 0.8 : Distribution du carbone dissous inorganique dans le monde. Les concentrations de DIC sont exprimées en mg/l.	12
Figure 0.9 : Distribution du carbone dissous organique dans le monde. Les concentrations de DOC sont exprimées en mg/l.	12
Figure 0.10 : Distribution du carbone particulaire organique dans le monde. Les concentrations de POC sont exprimées en mg/l.	13
Figure 0.11 : Schéma simplifié des zones cratoniques en Afrique et des branches du Rift Est-Africain (modifié d'après Chorowicz, 2005; Delalande, 2008; Dirks et al., 2009; Hinsbergen et al., 2011). Les sites étudiés sont localisés par les points rouges.	14
Figure 0.12 : Distribution des pluies mensuelles en Afrique estimées entre 1981 et 2017 (The Climate Hazards Group, 2018)	16
Figure 0.13 : Distribution des anomalies de pluies en mars et en octobre 2016 en Afrique, exprimées en pourcent par rapport à la moyenne mensuelle entre les années 1981 à 2017 (Funk et al., 2015; The Climate Hazards Group, 2018). La limite sud de la ZCIT est figurée par une ligne tiretée pour sa position moyenne entre 1981 et 2017 et par une ligne pointillée pour l'année 2016. Les trois points noirs situent les bassins étudiés.	18
Figure 0.14 : Population (A) et croissance démographique (B) entre 1950 et 2015 au Kenya (ligne continue), en Tanzanie (ligne tiretée) et en Afrique du Sud (ligne pointillée) (données issues de United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, 2017)	19

Table 0.1 : Nombre de rivières et de données référencées par continent, dans le monde et en région tropicale 11
 Table 0.2 : Concentration moyenne en DOC, DIC et POC, valeurs moyennes de température, de pH et de conductivité dans le monde, dans les régions tropicales, en Afrique et en Afrique de l'Est _____ 11

Illustrations du chapitre I

Figure I.1 : Carte topographique de l'Afrique et localisation des trois sites d'étude _____ 21
 Figure I.2 : Présentation du bassin versant de la Nyando : repères géographiques, points d'échantillonnage et carte topographique _____ 21
 Figure I.3 : Carte des pentes du bassin versant de la Nyando _____ 22
 Figure I.4 : Carte géologique simplifiée du bassin versant de la Nyando (modifiée d'après Choubert and Faure-Muret, 1968; Saggerson, 1952) _____ 23
 Figure I.5 : Précipitations sur le bassin versant de la Nyando : A) Variabilité spatiale des précipitations moyennes annuelles (Hijmans et al., 2005, 2017) et B) Variabilité saisonnière des pluies à Kisumu (KS), Muhoroni (MH), Londiani (LD) et Kapsabeth (KP) (données issues de The World Data Group, 2018) _____ 24
 Figure I.6 : Température de l'air sur le bassin versant de la Nyando : A) Variabilité spatiale des températures moyennes annuelles et B) Variabilité saisonnière des températures à Kisumu (KS), Muhoroni (MH), Londiani (LD) et Kapsabeth (KP) (données issues de The World Data Group, 2018) _____ 25
 Figure I.7 : Débit moyen mensuel de la Nyando à Ahero (GRDC, 2018) _____ 26
 Figure I.8 : Photos illustrant différentes utilisations des terres sur le bassin de la Nyando. A) Théiers en haute altitude, B) Champs de canne à sucre à Koru, C) Riziculture à Nduru _____ 27
 Figure I.9 : Présentation du bassin versant de la Lufilyo : repères géographiques, points d'échantillonnage et carte topographique _____ 28
 Figure I.10 : Carte des pentes du bassin versant de la Lufilyo _____ 28
 Figure I.11 : Carte géologique simplifiée du bassin versant de la Lufilyo (d'après Choubert and Faure-Muret, 1968; Delalande, 2008; Fontijn et al., 2012; Harkin, 1960) _____ 29
 Figure I.12 : Exemple de lac de maar : le lac Masoko _____ 30
 Figure I.13 : Précipitations sur le bassin versant de la Lufilyo : A) Variabilité spatiale des précipitations moyennes annuelles (Hijmans et al., 2005, 2017) et B) Variabilité saisonnière des pluies à Masoko (MS), à Kilasi (KL) et à Kisegese (KG) _____ 31
 Figure I.14 : Température de l'air sur le bassin versant de la Lufilyo : A) Variabilité spatiale des températures moyennes annuelles et B) Variabilité saisonnière des températures à Masoko (MS), à Kilasi (KL) et à Kisegese (KG) _____ 32
 Figure I.15 : Débit moyen mensuel de la Lufilyo à Kisegese (Bergonzini, 1998) _____ 32
 Figure I.16 : Source hydrothermale de Kilambo Kajala dans le bassin de la Lufilyo _____ 33
 Figure I.17 : Photos illustrant différentes utilisations des terres sur le bassin de la Lufilyo. A) Prairie d'Ericacées en haute altitude, B) Forêts de haute altitude à Kilasi et C) près de Kikundo, D) Forêt mixte à Masoko, E)

<i>Agroforesterie à bananiers et maïs à Kilasi, F) Culture de maïs et développement de jacinthe d'eau sur la rivière à Matema</i>	34
<i>Figure I.18 : Présentation du bassin versant de la Tukela : repères géographiques, points d'échantillonnage et carte topographique</i>	35
<i>Figure I.19 : Carte des pentes du bassin versant de la Tukela</i>	36
<i>Figure I.20 : Carte géologique simplifiée du bassin versant de la Tukela (modifiée d'après Vorster and Council for Geoscience, 2003)</i>	37
<i>Figure I.21 : Précipitations sur le bassin versant de la Tukela : A) Variabilité spatiale des précipitations moyennes annuelles (Hijmans et al., 2005, 2017) et B) Variabilité saisonnière des pluies à Okhombe (OK), Winterton (WT), Tukela Ferry (TF) et Tukela Mouth (TM) (données issues de The World Data Group, 2018)</i>	38
<i>Figure I.22 : Température de l'air sur le bassin versant de la Tukela : A) Variabilité spatiale des températures moyennes annuelles et B) Variabilité saisonnière des températures à Okhombe (OK), Winterton (WT), Tukela Ferry (TF) et Tukela Mouth (TM) (données issues de The World Data Group, 2018)</i>	39
<i>Figure I.23 : Débit moyen mensuel de la Nyando à Tukela Mouth (GRDC, 2018)</i>	39
<i>Figure I.24 : Photos illustrant l'accès aux eaux souterraines à Potshini. A) Source provenant de l'aquifère multicouche du Beaufort et B) Pompe à main prélevant dans la nappe de l'Ecce</i>	40
<i>Figure I.25 : Photos illustrant différentes utilisations des terres sur le bassin de la Tukela. A) Environnement aux pieds des Monts du Drakensberg B) et dans la vallée située en aval, C) Veld près d'Okombe, D) Pâturage dans les prairies sur la route de Johannesburg, E) Zone de pâturage dégradée à Potshini, F) Tranchée testée pour la réhabilitation à Potshini, G) Cultures de maïs près de Potshini, H) Savane à acacia vue depuis Okhombe, I) Bush à Tukela Ferry et J) Zone côtière à Tukela Mouth</i>	41
<i>Figure I.26 : Répartition des points de prélèvements d'eaux (1), de sols et de sédiments (2) au cours des deux missions pour la Nyando (N), la Lufilyo (L) et la Tukela (T). Les ronds verts indiquent les sites prélevés lors de la première mission uniquement, les ronds rouges, ceux prélevés pendant la deuxième mission uniquement et les ronds jaunes, ceux prélevés pendant les deux missions. Seuls les bassins principaux de la Lufilyo et de la Tukela sont représentés sur cette figure.</i>	44
<i>Figure I.27 : Bras de la Tukela asséché à Okhombe le 16/10/2016</i>	45
<i>Figure I.28 : Filtration des eaux avec A) des filtres-seringues ou B) une unité de filtration et C) flacons d'échantillonnage</i>	47
<i>Figure I.29 : Lyophilisateur</i>	47
<i>Figure I.30 : Appareils de mesures sur les eaux A) Spectromètre d'absorption atomique (GEOPS - Géosciences Paris Sud, 2018), B) Spectromètre de masse à plasma à couplage inductif et C) Spectromètre d'absorption laser LGR (GEOPS - Géosciences Paris Sud, 2018)</i>	49
<i>Figure I.31 : Analyses sur les MES : A) EA-IRMS et B) Décarbonatation des filtres</i>	50
<i>Figure I.32 : Bassin versant fictif illustrant l'explication du calcul des apports d'un bief. A) Exemple 1 et B) Exemple 2. Le réseau hydrologique est représenté par des lignes, les points de mesures par les ronds rouges numérotés. Le bassin versant du point 1 est en bleu, celui du point 2 en orange et ceux des points 3 et 5 en</i>	

vert. Le bief considéré est en bleu clair pour chaque exemple et le sous-bassin versant des apports en hachuré en gris. _____ 61

Figure I.33 : Schéma simplifié des différents écarts utilisés dans les méthodes de régression par les moindres carrés avec OLSR, la méthode des moindres carrés ordinaire, MA, la méthode en axe majeur et RMA, la méthode en axe majeur réduit. La ligne bleue est la droite modélisée, les points noirs, les données et les lignes en tirets rouges les écarts utilisés. _____ 63

Table I.1: Tableau récapitulatif des caractéristiques générales des trois bassins _____ 43

Table I.2: Récapitulatif du nombre d'eaux et de matières en suspension échantillonnées _____ 45

Table I.3: Récapitulatif du nombre de sites échantillonnés en sols et sédiments _____ 45

Illustrations du chapitre II

Figure II.1 : Comparaison des débits estimés par les méthodes 1 (Q1) et 2 (Q2) pour la Nyando (N, rond), la Lufilyo (L, losange) et la Tukela (T, triangle). Les droites obtenues sont respectivement d'équation $N : Q2 = 0.83 Q1$ ($R^2 = 1.00$), $L : Q2 = 0.84 Q1$ et $T : Q2 = 1.13 Q1$ ($R^2 = 0.99$). _____ 66

Figure II.2 : Comparaison des débits estimés Q1 avec les débits mesurés dans la littérature pour la Nyando (N) et pour la Tukela (T) (Joleha et al., 2009; Mwaka, 1994; Talma et al., 2012; The Global Runoff Data Center (GRDC), 2018). La ligne continue représente une pente de 1 et la zone grise, l'erreur sur le calcul Q1. ____ 67

Figure II.3 : Evolution d'amont (vers la gauche) en aval (vers la droite) des débits locaux estimés le long de la Nyando (N, rond), de la Lufilyo (L, losange) et de la Tukela (T, triangle). Les débits mesurés acquis dans la littérature sont représentés dans chaque bassin par des croix (Bergonzini, 1998; Joleha et al., 2009; Milliman and Farnsworth, 2013; Mwaka, 1994; Raburu et al., 2012; Talma et al., 2012; The Global Runoff Data Center (GRDC), 2018; Whitfield and Harrison, 2003). Les droites bleues représentent les tendances globales amont-aval. _____ 68

Figure II.4 : Evolution de la température en fonction de l'altitude en période de hautes-eaux (figuré creux) et période de basses-eaux (figuré plein) dans la Nyando (N, rond), la Lufilyo (L, losange) et la Tukela (T, triangle) _____ 71

Figure II.5 : Evolution de la conductivité en fonction de la TDS en période de hautes-eaux (figuré creux) et période de basses-eaux (figuré plein) dans la Nyando (N, rond), la Lufilyo (L, losange) et la Tukela (T, triangle) __ 72

Figure II.6 : Evolution spatiale de la conductivité électrique (EC, exprimé en $\mu S/cm$) le long de la Nyando (N), de la Lufilyo (L) et de la Tukela (T) en période de basses-eaux _____ 73

Figure II.7 : Evolution spatiale du pH le long de la Nyando (N), de la Lufilyo (L) et de la Tukela (T) en période de basses-eaux _____ 74

Figure II.8 : Diagramme de Piper des eaux du bassin versant de la Nyando. _____ 77

Figure II.9 : Diagramme de Piper des eaux du bassin versant de la Lufilyo. _____ 78

Figure II.10 : Diagramme de Piper des eaux du bassin versant de la Tukela. _____ 78

Figure II.11 : Evolution spatiale du faciès cationique le long de la Nyando (N), de la Lufilyo (L) et de la Tukela (T) en période de basses-eaux _____ 79

Figure II.12 : Description du diagramme de Gibbs, d'après Gibbs (1970) _____ 80

Figure II.13 : Diagramme de Gibbs de la Nyando (N), de la Lufilyo (L) et de la Tukela (T) en période de basses-eaux _____ 81

Figure II.14 : Compositions chimiques des eaux de rivières de la Nyando (ronds), de la Lufilyo (losanges) et de la Tukela (triangles) en période de basses-eaux. A) Relation calcium-bicarbonate, B) relation calcium-magnésium, C) relation silice-bicarbonate et D) relation sodium et potassium-silice _____ 83

Figure II.15 : Location in Africa and topography of the Nyando (N), the Lufilyo (L) and the Thukela (T) catchments and river systems. River sampling sites were represented by white filled circle. Geographical landmarks are located and numbered consistent with table II.3. Each basins present its own altitudinal and spatial scale shown near the catchment subfigure. _____ 88

Figure II.16 : Monthly means of river water depth (open marker) and rainfall (bar) at outlet (see section 'Chapter 2: III.2') for the Nyando River (N, circles and white bars), the Lufilyo River (L, diamonds and black bars) and the Thukela River (T, triangles and grey bars). The sampling surveys are located by arrows. _____ 89

Figure II.17 : Comparison between measured discharges and estimated discharged with a constant runoff depth for the Nyando basin (N, circle) and the Thukela basin (T, triangle). Dark solid line has a 1:1 slope and dotted lines are the linear relation for measures: on (N), $Q_{calculated} = 0.94 Q_{measured}$ ($n = 7, R^2 = 0.93$) and on (T), $Q_{calculated} = 1.25 Q_{measured} - 7.16$ ($n = 5, R^2 = 0.99$). The grey area correspond to the calculation accuracy. _ 94

Figure II.18 : The $\delta^{18}O$ - δ^2H diagrams and Global Meteoric Water Line (GMWL) fixed at $\delta^2H = 8 \delta^{18}O + 10$ (solid line) by Craig [33] (A) for rivers samples, (B) for estimated water inputs and C) for groundwater samples. On all sub-figures, circles represent the Nyando samples, diamonds correspond to the Lufilyo ones and triangles to the Thukela ones. Grey lines correspond to the water lines – (A) RWL and (B) IWL - of the Nyando (N, solid lines), the Lufilyo (L, dashed lines) and the Thukela (T, dotted lines) Rivers. _____ 96

Figure II.19 : Altitudinal evolution in the Nyando River (N, circles), the Lufilyo one (L, diamonds) and the Thukela one (T, triangles) of (1) $\delta^{18}O$ and (2) deuterium excess during both high-water (open markers) and low-water (filled markers) period compared to ' $\delta^{18}O$ -longitudinal profile' lines (solid line for March-April and dashed line for October-November) and groundwater sample composition (filled square). On subfigure (N-1), filled square correspond to the superficial aquifer and hatched square to deep one. _____ 102

Figure II.20 : Schéma récapitulatif des excès en deutérium moyens des trois rivières et des vapeurs océaniques majeures en Afrique de l'Est et comparaison avec l'emplacement de la ZCIT en 2016. _____ 106

Table II.1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques initiales des trois bassins utilisées dans l'estimation du débit. MAR est le ruissellement moyen annuel et MAP, la pluie moyenne annuelle. _____ 65

Table II.2 : Résumé statistique des mesures de température de l'eau, de pH, de conductivité (EC) et de quantité de sels dissous (TDS) pour les trois bassins versants. Les analyses statistiques ont été effectuées sur toutes les valeurs de mars (S1, $n = 13$), sur les valeurs obtenues en octobre-novembre uniquement aux points déjà prélevés en mars (S2, $n = 13$) et sur toutes les valeurs d'octobre-novembre ($n = 40$). _____ 69

Table II.3 : Name, label and location of sampling sites, the distance along the river between the site and the outlet, the drained surface and the estimated discharge at the site (see section 'Chapter 2: III.3.3'), and the isotopic compositions ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of river water samples for the three basins during the March-April survey and the October-November one. Discharges originated from literature and used for local discharges estimations are in bold front (Bergonzini, 1998; Milliman and Farnsworth, 2013). _____ 92

Table II.4 : Name, type and location (l: lake water, g: groundwater and p: rain water) and isotopic compositions ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) of non-river water samples obtained in the three basins during both surveys. _____ 93

Illustrations du chapitre III

Figure III.1 : Rainfall anomaly map in A) March and B) October 2016 compared respectively to the March and October mean rainfall estimated between 1981 and 2017, obtained with the CHIRPS database (Funk et al., 2015; The Climate Hazards Group, 2018). Barycentre of each studied basins is located by filled circle. _ 112

Figure III.2 : Topography and location of the Nyando (N), the Lufilyo (L) and the Thukela (T) basins. River sampling sites were represented by white filled circle. Geographical landmarks are located and numbered consistent with table III.1. _____ 113

Figure III.3 : Monthly means of river water depth (open marker) and rainfall (bar) at outlet for the Nyando River (N, circles and white bars), the Lufilyo River (L, diamonds and black bars) and the Thukela River (T, triangles and grey bars). The sampling surveys are located by arrows. _____ 114

Figure III.4 : Spatial variability of total fluxes of DIC (grey dotted lines), total dissolved carbon (DIC + DOC, grey continuous lines) and total carbon (DIC + DOC + POC, dark continuous lines) along the Nyando (N), the Lufilyo (L) and the Thukela (T) main streams. PIC is neglected. Sites along the main stream are described for each basin. _____ 123

Figure III.5 : DIC, DOC, PIC and POC contributions on total carbon (A) and total carbon yields (B) at outlet for both the Nyando and the Thukela Rivers and at Kisege for the Lufilyo River. _____ 124

Figure III.6 : For the Nyando (N, circles, continuous line), the Lufilyo (L, diamonds, dashed line) and the Thukela (T, triangles, dotted line) Rivers, relation between POC content and TSM are respectively $\text{POC}_N = 28.0 \text{ TSM}_N^{-0.5}$ ($R^2=0.75$), $\text{POC}_L = 17.7 \text{ TSM}_L^{-0.3}$ ($R^2=0.90$) and $\text{POC}_T = 14.5 \text{ TSM}_T^{-0.3}$ ($R^2 = 0.70$). _____ 125

Figure III.7 : Relation between C/N ratio and isotopic composition of particulate (open markers), sediment (filled markers) and soil (crosses) organic carbon for the Nyando (circles), the Lufilyo (diamonds) and the Tukela (triangles) catchments. _____ 127

Figure III.8 : Saisonnalité des concentrations en carbone dissous inorganique (DIC, N-1 et T-1) et organique (DOC, N-2 et N-2) observées sur les sites échantillonnés à la fois en S1 (hautes-eaux) et S2 (basses-eaux) dans la Nyando (N) et la Tukela (T). Les marqueurs blancs représentent la moyenne des concentrations de la Nyando (ronds) et de la Tukela (hors 'Little Tukela at Wintertown', triangles). Les triangles noirs représentés en période de basses-eaux sur les sous-figures T-1 et T-2 représentent la concentration du site 'Little Tukela at Wintertown'. _____ 130

Figure III.9 : Distribution spatiale des zones d'apports et de pertes de carbone dans la rivière Nyando exprimées en gammes de flux spécifiques de DIC (en haut à gauche), de DOC (en bas à gauche), de PIC (en haut à droite) et de POC (en bas à droite).	132
Figure III.10 : Distribution spatiale des zones d'apports et de pertes de carbone dans la rivière Lufilyo exprimées en gammes de flux spécifiques de DIC (en haut à gauche), de DOC (en bas à gauche), de PIC (en haut à droite) et de POC (en bas à droite).	133
Figure III.11 : Distribution spatiale des zones d'apports et de pertes de carbone dans la rivière Tukela exprimées en gammes de flux spécifiques de DIC (en haut à gauche), de DOC (en bas à gauche), de PIC (en haut à droite) et de POC (en bas à droite).	134
Figure III.12 : Evolution du flux spécifique en POC apporté aux biefs normalisé pour chaque bassin (Nyando : ronds, Lufilyo : losanges et Tukela : triangles) en fonction de la pseudo-pente du bief.	135
Figure III.13 : Relation entre les compositions isotopiques en ^{13}C des rivières et des apports dans les bassins de la Nyando (N, ronds), la Lufilyo (L, losanges) et la Tukela (T, triangles). La ligne noire continue figure sur tous les graphiques une droite de pente 1. En (N), la ligne en pointillés est la droite de corrélation pour les compositions de la Nyando d'équation : $\delta^{13}\text{C}_{in} = 2.2 \delta^{13}\text{C}_{rivière} + 27.5$ ($R^2 = 0.82$). Les identifiants des biefs ont été ajoutés pour les points s'éloignant de la droite de pente 1.	136
Figure III.14 : Relation entre les compositions isotopiques en ^{13}C des apports aux biefs et A) celles des sols (croix) ou B) celles des sédiments (carrés) des trois bassins. La ligne noire continue figure sur tous les graphiques une droite de pente 1. En (A), la ligne en pointillés est la droite de corrélation entre les sols et les apports latéraux (hors L-c).	137
Figure III.15 : Distribution mondiale des flux spécifiques de carbone dissous (DIC : en haut et DOC : au milieu) et particulaire (POC : en bas)	140
Figure III.16 : Distribution mondiale des flux spécifiques de carbone total (DIC+DOC+POC, en bas)	141
Table III.1 : Location, estimated discharge (Q), temperature (T), electrical conductivity (EC), total suspended matter (TSM), carbon concentrations (DIC, DOC, PIC, POC) and isotopic compositions ($\delta^{13}\text{C}_{TPC}$, $\delta^{13}\text{C}_{POC}$) and C/N ratio of river samples for the three basin.	117
Table III.2 : Location, organic carbon concentration (OC) and isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}_{OC}$) and C/N ratio of soil and sediment samples for the three basin.	118
Table III.3 : Flux totaux et spécifiques de carbone à l'exutoire pour les trois rivières	138
Table III.4 : Flux spécifiques de carbone dans le monde	139

Illustrations du chapitre de conclusion

Figure IV.1 : Modélisation des changements de températures et de précipitations issue du 5^{ème} rapport du GIEC : "Change in average surface temperature (a) and change in average precipitation (b) based on multi-model mean projections for 2081–2100 relative to 1986–2005 under the RCP2.6 (left) and RCP8.5 (right) scenarios. The number of models used to calculate the multi-model mean is indicated in the upper right corner of each

*panel. Stippling (i.e., dots) shows regions where the projected change is large compared to natural internal variability and where at least 90% of models agree on the sign of change. Hatching (i.e., diagonal lines) shows regions where the projected change is less than one standard deviation of the natural internal variability." (IPCC, 2014)*_____ 143

Annexes

<i>Annexe 1 : Revue bibliographique du carbone dans les eaux de rivières mondiales</i>	183
<i>Annexe 2 : Pluviométrie en 2016</i>	189
<i>Annexe 3 : Informations générales sur les sites prélevés dans le bassin de la Nyando</i>	190
<i>Annexe 4 : Informations générales sur les sites prélevés dans le bassin de la Lufilyo</i>	192
<i>Annexe 5 : Informations générales sur les sites prélevés dans le bassin de la Tukela</i>	194
<i>Annexe 6 : Description et localisation des biefs des trois rivières</i>	196
<i>Annexe 7 : Pluie moyenne annuelle et débit local estimé en chaque site</i>	199
<i>Annexe 8 : Evolution de la température, pH, conductivité (EC) et TDS dans les rivières</i>	200
<i>Annexe 9 : Température, pH, conductivité (EC) et TDS dans les eaux lacustres, souterraines, de pluie ou d'irrigation</i>	201
<i>Annexe 10 : Concentrations en cations et anions majeurs dans les eaux et erreur sur la balance ionique (EBI) en période de basses-eaux</i>	202
<i>Annexe 11 : Concentrations en métaux, en ions mineurs et en silice dans les eaux</i>	204
<i>Annexe 12 : Compositions isotopiques des eaux échantillonnées</i>	206
<i>Annexe 13 : Compositions isotopiques des eaux apportées aux biefs</i>	207
<i>Annexe 14 : TSM, concentrations en DIC, DOC, PIC et POC, isotopie du carbone particulaire total et organique ($\delta^{13}\text{C-TPC}$ et $\delta^{13}\text{C-POC}$), rapport C/N et azote particulaire total (TPN)</i>	208
<i>Annexe 15 : Taux de carbone organique (OC) et d'azote (N), isotopie du OC ($\delta^{13}\text{C-OC}$) et rapport C/N dans les sols et sédiments</i>	210
<i>Annexe 16 : Flux totaux et spécifiques de carbone dissous et particulaire dans les rivières</i>	211
<i>Annexe 17 : Proportions de DIC, DOC, PIC et POC en fonction du carbone total, du carbone dissous et du carbone particulaire dans les rivières</i>	212
<i>Annexe 18 : Apports et pertes en carbone dans les biefs des trois rivières et pseudo-pentes des biefs</i>	213
<i>Annexe 19 : Compositions isotopiques du carbone organique des apports au bief comparées à celles du carbone organique particulaire, sédimentaires et du sol mesuré au point aval du bief</i>	214
<i>Annexe 20 : Flux spécifiques de carbone dans le monde</i>	215

Annexe 1 : Revue bibliographique du carbone dans les eaux de rivières mondiales

Numéros des références bibliographiques de la revue			
1	Abril et al (2000)	26	Lu et al. (2014)
2	Alin et al (2008)	27	Martins (1982)
3	Arain (1987)	28	Mayorga et al. (2005)
4	Bass et al. (2014)	29	Meybeck and Ragu (1995)
5	Bhatt and McDowell (2007)	30	Moyer et al. (2013)
6	Boeglin et al. (2005)	31	Neal and Hill (1994)
7	Bouillon et al. (2009)	32	Némery et al. (2013)
8	Bouillon et al. (2012)	33	Pall et al. (2011)
9	Bradley et al. (2007)	34	Paolini et al. (1987)
10	Briggs and Ficke (1977)	35	Raymond et al. (2004)
11	Brunet et al. (2005)	36	Safuillah et al. (1987)
12	Cai et al. (2008)	37	Saunders et Lewis (1988)
13	Degens et al. (1991)	38	Sempéré et al. (2000)
14	Depetris and Cascante (1985)	39	Shibata et al. (2001)
15	Ferguson et al. (2011)	40	Sholkovitz (1976)
16	Genereux et al. (2013)	41	Teodoru et al. (2015)
17	Giesler et al. (2013)	42	Tipping et al. (1997)
18	Hart (1987)	43	Tweed et al. (2015)
19	Hunt et al. (2011)	44	Vihermaa et al. (2014)
20	Jantze et al. (2015)	45	Walsh and Vigneault (1986)
21	Kanduč et al. (2007)	46	Wang et al. (2010)
22	Kempe (1988)	47	Wu et al. (2007)
23	Lalah and Wandiga (2006)	48	Zheng et al. (1987)
24	Lloret et al. (2011)	49	Zigah et al. (2011)
25	Lloret et al. (2013)		

Pays	Nom	T (°C)		pH	EC (µS/cm)		DIC (mg/l)		DOC (mg/l)		TSM (mg/l)		POC (mg/l)		δ ¹³ C-POC (‰)		Références	
		n	moy [min - max]		n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]		
Afrique du Sud	Orange (*)	3	15.8 [15.8 - 15.8]	3	7.8 [7.8 - 7.8]	3	16.4 [16.4 - 16.4]	5	8.9 [2.9 - 21]	5	2.5 [2.3 - 2.7]	5	1611.5 [36.8 - 7834.5]	5	1 [0.9 - 1.2]		13, 18, 29	
Allemagne	Elbe							1	26.0	1	4.0	1	35.4				29	
	Rehberg Graben river			1	5.4	1	76.5	1	2.1	1	5.3		1	1.1			22	
Argentine	Chico	6	9.4 [5.1 - 15.2]	7	7.5 [6.6 - 8.5]			7	14.9 [10.6 - 20.9]	7	1.9 [0.6 - 3.7]						11	
	Chubut	8	14.4 [7.4 - 20.3]	10	7.8 [6.8 - 8.6]			10	23.1 [16.6 - 31.1]	10	2 [1.5 - 3.1]						11	
	Colorado	8	16.8 [6.3 - 21.3]	8	8.1 [7.8 - 8.5]			8	18.6 [16.2 - 19.9]	8	1.2 [0.7 - 1.8]						11	
	Coyle	6	12 [7.4 - 16]	9	8.4 [7.6 - 10.2]			9	20.1 [13.4 - 29.2]	9	4.2 [2.1 - 7]						11	
	Deseado	4	11.7 [8.1 - 17.8]	4	8.9 [8.6 - 9.4]			4	52.3 [32.9 - 63.1]	4	7.4 [4 - 10.3]						11	
	Fenix	1		1	6.4			1	11.5	1	0.5						11	
	Gallegos	6	8.1 [2.3 - 15.9]	6	7.1 [6.4 - 8.1]			6	12.2 [9.3 - 15.7]	6	6.7 [2.6 - 12.7]						11	
	Gualjaina			1	7.7			1	25.6	1	3.6						11	
	Lago del Desierto			1	6.8			1	6.7	1	0.8						11	
	Lepa			1	8.0			1	18.3	1	3.9						11	
	Limay			1	6.2			1	8.6	1	1.0						11	
	Mayo			1	7.7			1	3.6	1	0.7						11	
	Parana (*)							3	6.5 [4.9 - 8.3]	3	10.4 [9.3 - 12.6]	3	158.7 [139.1 - 170.2]	3	2.8 [2.1 - 3.6]		13, 14, 29	
	Santa Cruz	6	10.1 [7.2 - 15.5]	7	6.7 [6.1 - 8.1]			7	7.4 [3.4 - 10.7]	7	0.7 [0.2 - 0.9]						11	
	Senguer	1		1	7.5			1	7.4	1	1.5						11	
Australie	Atika Creek (*)			1	6.5	1	86.7	1	3.7	1	11.9						4	
	McLeod (*)	1	18.1	1	6.8	1	50.7	1	2.2	1	2.5		1	2.7			43	
	Mitchell (*)	2	22.7 [20 - 25.3]	2	6.8 [6.7 - 6.8]	2	72.3 [67.8 - 76.7]	2	4.3 [3.8 - 4.9]	2	3.2 [2.9 - 3.5]		2	2.4 [2.4 - 2.5]			43	
	Scheu Creek (*)			1	5.8	1	45.6	1	5.7	1	0.9						4	
Bangladesh	Brahmaputra (*)			11	8.1 [7.8 - 8.5]			13	12.5 [6.2 - 35.2]	13	7.9 [1.3 - 71.7]	2	1113.5 [1058.8 - 1168.3]	1	1.8		13, 29, 36	
Bangladesh, Inde	Ganges (*)			11	7.7 [7.1 - 8.3]			13	53.6 [19.5 - 115.5]	13	5.3 [1.4 - 24.9]	2	1151.7 [1055 - 1248.4]	2	133.3 [3.5 - 263.2]		13, 29, 36	
Belgique	Dender							1	80.5	1	8.4			1	2.9		1	
	Dijle							1	52.8	1	6.7			1	3.9		1	
	Nete							1	34.8	1	7.2			1	6.2		1	
	Scheldt							2	65.9 [54.9 - 76.9]	2	8.3 [7.9 - 8.7]	1	166.7	1	4.6		1, 29	
	Zenne							1	76.9	1	19.5			1	20.4		1	
Bolivie	Achumani (*)	1	10.2	1	8.6			1	9.7	1	0.9	1	553.0	1	2.1		28	
	Alto Beni (*)	2	23.9 [23.9 - 23.9]	2	7.8 [7.8 - 7.8]			2	9.5 [9.5 - 9.5]	2	1.3 [1.3 - 1.3]	2	1340 [1340 - 1340]	2	8.7 [8.7 - 8.7]		28	
	Beni (*)	2	27.8 [27.7 - 27.8]	2	7 [7 - 7]			2	8.5 [7.2 - 9.9]	2	1.9 [1.9 - 2]	2	740.8 [630.6 - 851]	2	6.9 [2.4 - 11.3]	1	-26.8	28
	Yara (*)	1	24.6	1	7.7			1	3.5	1	1.8			1	2.0		28	
	Zongo (*)	1	6.7	1	7.0			1	3.2	1	1.1	1	94.5	1	0.7	1	-25.6	28
Brésil	Acre (*)	1	23.7	1	8.0			1	17.9	1	2.2	1	70.2	1	2.1		28	
	Amazon (*)	5	27.7 [27.7 - 27.7]	7	6.6 [6.4 - 7.5]			12	6.9 [2.2 - 16.3]	12	3.5 [0.8 - 4.5]	9	162.6 [114 - 203]	12	1.8 [0.9 - 2.3]	2	-28.5 [-28.7 - -28.3]	13, 22, 28, 29
	Asu (*)	2	24.8 [24.8 - 24.8]	2	4 [4 - 4]			2	3 [3 - 3]	2	9.1 [9.1 - 9.1]						28	
	Azul (*)	1	25.1	1	5.9			1	3.3	1	0.7	1	14.7	1	1.5		28	
	Barro Branco (*)	2	24.9 [24.9 - 24.9]	2	4.2 [4.2 - 4.2]			2	13.8 [13.8 - 13.8]	2	3.5 [3.5 - 3.5]						28	
	Cabeça Branca (*)	3	25.5 [25.5 - 25.5]	3	3.9 [3.9 - 3.9]			3	10.8 [10.8 - 10.8]	3	34.9 [34.9 - 34.9]						28	
	Candeias (*)	1	25.4	1	5.9			1	4.3	1	1.7	1	19.1	1	1.5	1	-30.8	28
	Comemoracao (*)	5	24.6 [23.6 - 25.2]	5	5.9 [5.3 - 6.3]			5	0.9 [0.8 - 1]	5	2.1 [1.6 - 2.5]	5	18.4 [15 - 20.7]	5	1 [0.5 - 1.3]	1	-28.6	28
	Cueiras (*)	1	30.3	1	3.8			1	0.5	1	6.7	1	7.7				28	
	Guaporé (*)	1	20.9	1	6.5			1	8.2	1	3.4	1	14.4	1	1.3	1	-31.6	28
	Japura (*)	1	25.7	1	5.3			1	2.2	1	3.5	1	19.9	1	0.8		28	
	Jaru (*)	1	29.6	1	7.5			1	6.8	1	4.8	1	14.4				28	
	JiParana (*)	6	28.4 [26.5 - 31.5]	6	7 [7 - 7.2]			6	3.4 [1.8 - 4.9]	6	2.6 [2 - 2.8]	6	16.6 [7.6 - 21.9]	3	1 [1 - 1]	1	-25.6	28
	Jurua (*)	2	25.7 [24.6 - 26.7]	2	6.6 [6.5 - 6.6]			2	13.3 [9.2 - 17.4]	2	4.6 [3.5 - 5.8]	2	181.8 [106.4 - 257.1]	2	2.4 [1.8 - 3.1]	2	-29.9 [-30 - -29.8]	28
	Machadinho (*)	2	29.7 [29.3 - 30.1]	2	7.1 [6.7 - 7.4]			2	2.6 [2.1 - 3.2]	2	3.2 [2 - 4.4]	2	15.4 [13.7 - 17]				28	
	Madeira (*)	3	27.1 [26.6 - 27.3]	3	6.7 [6.7 - 6.9]			3	6.3 [4.7 - 9.5]	3	2.9 [2.6 - 3.6]	3	539.9 [276.3 - 671.7]	3	3.7 [3.2 - 4]	3	-28.5 [-29.8 - -27.4]	28
	Mamore (*)	1	27.3	1	6.7			1	10.0	1	5.1	1	421.9	1	2.4	1	-27.3	28
	Negro (*)	12	21.5 [8 - 29]	12	6.5 [4.9 - 8.5]			12	8.1 [2.2 - 19]	12	5 [0.9 - 10.2]	5	6.1 [6.1 - 6.1]	5	0.6 [0.6 - 0.6]	2	-29.5 [-29.8 - -29.1]	11, 28
	Novo (*)	1	24.7	1	6.4			1	2.2	1	0.7	1	15.6	1	2.4		28	
	Pimenta Bueno (*)	2	27.2 [25.5 - 28.9]	2	6.5 [5.8 - 7.1]			2	1.5 [0.3 - 2.8]	2	2.7 [1.4 - 4]	2	10.2 [6.3 - 14]				28	
	Purus (*)	2	26.7 [26.4 - 26.9]	2	6.8 [5.9 - 7.7]			2	15.7 [5.8 - 25.7]	2	3.1 [2.2 - 4]	2	68.9 [16.3 - 121.4]	2	1.3 [1 - 1.6]	2	-31.2 [-31.5 - -30.8]	28
	Urupa (*)	2	28.3 [28.3 - 28.3]	2	7 [7 - 7]			2	9.6 [9.6 - 9.6]	2	8.4 [8.4 - 8.4]	2	47.7 [47.7 - 47.7]				28	
Cameroon	Awout (*)							1	0.8	1	23.0	1	14.1				6	
	Mengong (*)							2	1 [1 - 1.1]	2	7.4 [0.3 - 14.4]	1	8.1	1	2.0		6	
	Nyong (*)							2	1.4 [1.3 - 1.5]	2	15.6 [15.4 - 15.7]	2	13.8 [13.3 - 14.3]	2	2.1 [2 - 2.3]		6	
	Sanaga (*)							1	4.1	1	3.5	1	50.9	1	3.2		29	
	So'o (*)							1	1.2	1	15.2	1	20.6				6	
Canada	Aux Outardes			1	6.5	1	15.0	1	0.6	1	4.8						29, 45	
	Bersimis			1	6.5	1	17.0	1	0.4	1	5.2						29, 45	
	Canaan			1	5.9			1	2.8	1	17.8						19	

(*) Rivière tropicale, RD Congo = République démocratique du Congo, Papouasie N-G = Papouasie Nouvelle-Guinée

Pays	Nom	T (°C)		pH		EC (µS/cm)		DIC (mg/l)		DOC (mg/l)		TSM (mg/l)		POC (mg/l)		δ ¹³ C-POC (‰)		Références	
		n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]		
Chine	Fraser							1	10.1	1	3.7	1	175.4					29	
	Kennebecasis			1	7.1			1	10.5	1	3.0							19	
	Mackenzie							2	20.6 [19.7 - 21.6]	2	5 [4.9 - 5.2]	2	67.2 [0 - 134.4]	2	6.2 [5.2 - 7.2]			13 , 29	
	Manicouagan			1	6.5	1	15.0	1	0.7	1	5.2							29 , 45	
	Moisie			1	6.8	1	26.0	1	1.6	1	4.4							29 , 45	
	Moose							1	17.2	1	20.0	1	8.8	1	0.8				29
	Natashquan			1	6.3	1	15.0	1	0.7	1	5.0							29 , 45	
	Petit Mecatina			1	6.3	1	17.0	1	0.8	1	6.0							29 , 45	
	Romaine			1	6.6	1	15.0	1	0.6	1	4.5							29 , 45	
	Saint Augustin			1	6.2	1	22.0	1	0.7	1	6.0							29 , 45	
	Saint Lawrence							2	17 [17 - 17.1]	2	3.7 [3.7 - 3.8]	2	12 [11.7 - 12.3]	2	0.7 [0.7 - 0.8]			13 , 29	
	St John			2	6.9 [6.8 - 6.9]			2	9.1 [8.6 - 9.6]	2	7.8 [6.4 - 9.3]							19	
	Tobique			1	6.9			1	9.3	1	3.2							19	
	Amur							3	8.4 [3 - 18.9]	3	28.8 [8.6 - 49.9]							46	
	Chang Jiang (*)							6	38.8 [15.6 - 127.2]	6	11.7 [0.7 - 58.4]	2	521.2 [517 - 525.4]	2	15.6 [9.5 - 21.8]			13 , 29 , 47	
	Fujian							1	25.2	1	3.9							47	
	Ganjiang (*)							1	3.6	1	0.6							47	
	Haihe							1	40.0	1	15.0							48	
	Hanjiang							1	24.0	1	1.2							47	
	Huang He							2	57.4 [40.3 - 74.6]	2	15.6 [7 - 24.1]	2	26312.7 [26309.7 - 26315.8]	2	87.8 [15.6 - 160]			13 , 29	
Jialinjiang							1	25.2	1	1.6							47		
Jiyun							1	35.0	1	17.5							48		
Minjiang (*)							1	28.8	1	1.7							47		
New Chaobai							1	35.0	1	17.5							48		
Wujiang (*)							1	25.2	1	1.1							47		
Xiangjiang (*)							1	12.0	1	1.5							47		
Costa Rica	Arboleda (*)							1	56.8	1	1.1							16	
	Taconazo (*)							1	4.8	1	1.7							16	
Egypte	Nil (*)							2	29.5 [24.7 - 34.2]	2	4.3 [3.5 - 5]	2	747.3 [52.6 - 1442]	2	4.7 [4.4 - 5]			13 , 29	
Estonie	Emajogi							2	36.1 [34.9 - 37.3]	2	18 [17.8 - 18.3]							33	
	Ohne							2	38.8 [38 - 39.6]	2	20.7 [19.1 - 22.3]							33	
	Tanassilma							2	49.5 [48.9 - 50.1]	2	21.7 [19.2 - 24.1]							33	
	Tarvastu							2	48.9 [48.4 - 49.3]	2	18.6 [16.9 - 20.4]							33	
	Vaika Emajogi							2	42.7 [42.1 - 43.3]	2	19.2 [18.5 - 19.9]							33	
Etats-Unis	Altamaha	1	18.1	1	6.9	1	66.4	1	5.2	1	8.7	1	195.3	1	0.5			10 , 29	
	Amity Creek							1	29.1	1	5.9							49	
	Aroostook			1	6.7			1	6.3	1	8.7							19	
	Brazos	1	20.8	1	7.0	1	696.6	1	32.8	1	3.3	1	6349.2	1	3.6			10 , 29	
	Chena	28	5 [0.1 - 12.6]	28	7.3 [6.9 - 7.9]	28	191.5 [117.3 - 237]	28	19.1 [10.8 - 27]	28	4.5 [2.5 - 14.2]	26	10.5 [1.7 - 133.1]	26	1 [0.5 - 6.4]	26	-28.2 [-33.8 - -3.1]	12	
	Columbia	1	10.2	1	7.6	1	188.4	2	13.3 [12.4 - 14.3]	2	2.6 [2.5 - 2.7]	2	70.3 [63.6 - 76.9]	1	0.6			10 , 13 , 29	
	Connecticut			1	6.8			1	3.4	1	5.3							19	
	Delaware	1	11.7	1	8.0	1	160.8	2	5.7 [2.7 - 8.8]	2	2.9 [2.8 - 2.9]	1	39.3	1	0.5	1	-25.6	10 , 29 , 35	
	Hudson							9	8.8 [4.1 - 16.5]	9	5.1 [3.8 - 6.8]			9	0.9 [0.1 - 3.1]	7	-28.4 [-31.7 - -26.8]	35	
	James	8	16 [16 - 16]	8	6.7 [6.7 - 6.7]	8	474.5 [302 - 578]	8	73.8 [18 - 107.8]	8	2.6 [1.6 - 4.2]			6	0.6 [0.2 - 2.1]	6	-29.9 [-31.3 - -28.4]	26	
	Kennebec			1	6.6			1	3.9	1	5.7							19	
	Klamath	1	12.2	1	7.8	1	168.2	1	18.1	1	4.1	1	148.1					10 , 29	
	Kuskokwim	1	9.9	1	7.7	1	175.8	1	17.6	1	4.6	1	116.9					10 , 29	
	Mattaponi	18	13.2 [10 - 16]	18	5.7 [4.8 - 6.3]	18	71.3 [50 - 96]	18	9 [2.5 - 27.8]	18	6.3 [1.4 - 11.7]			16	1.3 [0.3 - 4.2]	16	-29.2 [-33.3 - -27.6]	26	
	Mississippi	1	18.5	1	7.6	1	388.0	2	26 [23.7 - 28.3]	2	7.1 [5.7 - 8.5]	2	792 [722 - 862.1]	2	2.4 [2 - 2.9]			10 , 13 , 29	
	Mohawk							2	16.7 [15.7 - 17.7]	2	5.4 [5.3 - 5.5]			2	0.8 [0.2 - 1.4]	2	-27.8 [-28.9 - -26.7]	35	
	Narraguagus			1	5.8			1	0.8	1	12.4							19	
	Oyster			1	6.4			1	6.0	1	5.7							19	
	Pamunkey	10	15.5 [14 - 17]	10	5.6 [5.4 - 5.8]	10	63.5 [44 - 83]	10	5 [2.6 - 9.9]	10	3.4 [1.4 - 5.6]			8	0.5 [0.3 - 0.8]	9	-29.7 [-30.2 - -29.4]	26	
	Parker							5	9.8 [5.8 - 11.5]	5	9 [6 - 12]			5	0.8 [0.2 - 1.7]	5	-31.8 [-33.7 - -30]	35	

(*) Rivière tropicale, RD Congo = République démocratique du Congo, Papouasie N-G = Papouasie Nouvelle-Guinée

Pays	Nom	T (°C)		pH		EC (µS/cm)		DIC (mg/l)		DOC (mg/l)		TSM (mg/l)		POC (mg/l)		δ ¹³ C-POC (‰)		Références
		n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	
	Pee Dee	1	19.8	1	6.8	1	62.3	1	4.2	1	1.1	1	23.0	1	0.5			10 , 29
	Penobscot			1	5.8			1	2.6	1	8.4							19
	Pleasant			1	5.3			1	0.5	1	11.3							19
	Potomac	1	14.4	1	8.2	1	281.8	1	14.6	1	3.1							10 , 29
	Saco			2	6.3 [6.1 - 6.4]			2	0.9 [0.7 - 1.2]	2	3.2 [1.9 - 4.6]							19
	Sacramento	1	15.6	1	7.0	1	118.9	1	11.7	1	3.6	1	112.2					10 , 29
	Savannah	1	17.8	1	7.0	1	62.1	1	4.9	1	5.5	1	241.4	1	0.9			10 , 29
	Stikine	1	6.0	1	7.5	1	119.5	1	12.8	1	3.6	1	396.0					10 , 29
	Susquehanna	1	12.8	1	7.6	1	207.6	2	6.3 [3.8 - 8.9]	2	2.9 [1.4 - 4.4]	1	47.6	2	3.2 [0.2 - 6.1]	1	-25.6	10 , 29 , 35
	Suwannee	1	20.3	1	7.1	1	152.7	1	15.8	1	42.7			1	0.6			10 , 29
	York							2	5.5 [5.5 - 5.5]	2	6.9 [5.3 - 8.4]			2	0.6 [0.4 - 0.8]	1	-28.2	35
	Yukon	1	10.7	1	7.8	1	202.4	2	20.2 [19 - 21.4]	2	5 [4.3 - 5.7]	2	150 [0 - 300]	2	1.5 [1.4 - 1.5]			10 , 13 , 29
France	Isère							6	19.3 [14 - 25.6]	6	2.3 [0.9 - 5]	2	0.3 [0.2 - 0.4]	6	24.2 [1.5 - 44]			32
	Loire							1	23.6	1	5.3			1	2.7			29
	Rhone							36	36.3 [22.5 - 50.1]	36	2.6 [1.6 - 4.6]	36	424.7 [10 - 7310]	36	5.9 [0.3 - 65.9]			13 , 38
	Seine							1	49.6	1	3.7	1	44.3	1	2.6			29
Gambie	Gambia (*)							1	4.5	1	2.3	1	40.8	1	1.0			29
Géorgie	Roini							1	25.3	1	0.9	1	515.2	1	1.8			29
Guadeloupe	Beaugendre (*)	4	23.2 [23 - 23.6]	4	7.7 [7.2 - 7.9]			4	8.5 [6.7 - 10.2]	4	2 [0.9 - 3.9]							24
	Bras-David (*)	2	24.5 [22.4 - 26.5]	4	7.4 [7.2 - 7.7]			8	4.6 [2.2 - 8.1]	8	1.2 [0.6 - 2.2]	1	19.2					24 , 25
	Capesterre (*)	2	24 [23.7 - 24.2]	3	7.6 [7.1 - 7.9]			7	3.4 [2.1 - 5.4]	7	1.7 [0.6 - 2.8]	4	92.4 [21.5 - 240]	3	15.1 [5.2 - 33.4]			24 , 25
	Corossol (*)	4	23.1 [20.9 - 24.9]	4	7.8 [7.5 - 8.1]			4	4.9 [3.8 - 6.2]	4	1.5 [0.4 - 2.9]							24
	Desbonnes (*)	1	22.9	1	7.1			2	5.2 [4.6 - 5.9]	2	1.1 [0.7 - 1.4]							24
	Deshaiès (*)	1	26.1	1	7.5			3	4.6 [3.5 - 6.6]	3	4.4 [1.9 - 7.2]							24
	Goyaves (*)	4	25.5 [24.4 - 26.9]	4	7.6 [7.2 - 8]			4	5.4 [3.6 - 6.6]	4	1.2 [0.7 - 2]							24
	Lostau (*)	2	23.2 [22.4 - 24]	2	7.7 [7.7 - 7.8]			2	7.6 [7 - 8.1]	2	1.9 [1.7 - 2]							24
	Moustique Petit-bourg (*)	2	23.7 [23.7 - 23.7]	4	7.1 [6.7 - 7.3]			4	4.7 [2.9 - 6.6]	4	1.3 [0.5 - 2.7]							24
	Moustique Sainte-Rose (*)	2	23.2 [22.6 - 23.7]	2	7.2 [7.2 - 7.3]			3	3 [2.9 - 3.1]	3	1.6 [0.6 - 3.4]							24
	Vieux-habitants (*)	4	23 [21.4 - 24.4]	4	7.7 [7.5 - 7.9]			6	4.7 [3.2 - 6.5]	6	1.3 [0.5 - 1.9]	2	28.5 [11.8 - 45.3]					24 , 25
Italie	Po							1	35.0	1	2.4	1	330.4					29
Japon	Horonai							1	4.3	1	1.6			1	0.5			39
Kenya	Athi (*)			1	7.8			1	18.0	1	6.7							23
	Chania (*)	1	13.0	1	7.7			1	5.8	1	0.7	1	2.0	1	0.4	1	-23.8	7
	Chiromo (*)			1	7.2			1	19.1	1	4.1							23
	Karuru (*)	1	13.1	1	7.1			1	2.2	1	0.7	1	0.6	1	0.3	1	-23.8	7
	Maguru (*)	1	11.7	1	7.1			1	2.2	1	1.0	1	2.5	1	0.6	1	-23.8	7
	Mara (*)	1	20.4	1	7.7			1	5.5	1	0.5	1	11.9	1	1.1	1	-25.5	7
	Muringato (*)	1	18.2	1	7.5			1	6.3	1	2.5	1	86.2	1	5.0	1	-25.1	7
	Mutundu (*)	1	24.1	1	8.5			1	58.0	1	1.1	1	18.6	1	1.0	1	-22.7	7
	Nithi (*)	1	19.7	1	8.2			1	12.3	1	0.7	1	3.5	1	0.8	1	-26.3	7
	Nzoia (*)			1	7.5			1	13.1	1	4.9							23
	Rojewero (*)	1	26.9	1	8.7			1	28.9	1	0.9	1	8.8	1	1.0	1	-24.6	7
	Ruguti (*)	1	21.8	1	8.2			1	8.4	1	0.9	1	7.7	1	1.2	1	-26.5	7
	Sagana (*)	1	24.3	1	7.8			1	12.0	1	1.0	1	15.8	1	0.7	1	-22.8	7
	Tana (*)	9	29.1 [23.9 - 31.2]	9	8 [7.2 - 8.3]			9	15.2 [12.5 - 17.6]	9	1 [0.7 - 1.2]	9	233.6 [12.2 - 483]	9	3.1 [0.6 - 5.8]	9	-22.6 [-25.2 - -21.2]	7
	Thingithu (*)	1	17.5	1	7.7			1	9.9	1	0.3	1	25.4	1	0.9	1	-25.6	7
	Thuchi (*)	1	24.7	1	8.5			1	5.9	1	1.2	1	10.5	1	1.1	1	-25.2	7
	Yala (*)			1	7.4			1	8.0	1	2.7							23
Mozambique	Zambezi (*)	1	30.1	1	7.3	1	147.7	1	30.8	1	2.2			1	2.6			41
Nigeria	Niger (*)							15	7.2 [5.5 - 8.6]	15	3.3 [1.1 - 6.5]	2	213.3 [167.1 - 259.5]	2	3.6 [2.8 - 4.3]			13 , 27 , 29
Pakistan	Indus (*)							28	12.2 [0.8 - 39]	28	8.7 [0 - 27.1]	28	591.2 [14.8 - 2778]	23	5.6 [0 - 23.3]			3 , 13 , 29
Papouasie N-G	Fly (*)	3	28.5 [28.1 - 29]	3	8 [7 - 9.9]			3	12.2 [10.8 - 13.1]	3	3.9 [3.4 - 4.1]	3	34.3 [19.5 - 59.6]	3	1.5 [1 - 2.2]			2
	Kiunga (*)	20	28 [28 - 28]	20	7.9 [7.5 - 8.1]			20	10.9 [5 - 25.2]	20	2.1 [1.1 - 2.9]							15
	Konkonda (*)	21																15

(*) Rivière tropicale, RD Congo = République démocratique du Congo, Papouasie N-G = Papouasie Nouvelle-Guinée

Pays	Nom	T (°C)		pH		EC (µS/cm)		DIC (mg/l)		DOC (mg/l)		TSM (mg/l)		POC (mg/l)		δ ¹³ C-POC (‰)		Références	
		n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]		
Pays-bas	Nukumba (*)	21	28 [28 - 28]	21	8 [7.5 - 8.3]			21	12 [4.7 - 32.2]	21	2.4 [0.9 - 5.6]							15	
	Obo (*)	22	30 [30 - 30]	22	7.9 [7.3 - 8.3]			22	13.2 [4.7 - 31.4]	22	2.6 [1.6 - 4.5]							15	
	Ogwa (*)	20	30 [30 - 30]	20	7.9 [7.1 - 8.3]			20	13.3 [5.7 - 28.3]	20	2.5 [1.6 - 4.2]							15	
	Strickland (*)	24	29.5 [25.1 - 30]	24	8 [7.5 - 8.2]			24	13.6 [6.2 - 33.4]	24	2.5 [1 - 7.3]	4	134.1 [49.4 - 231.1]	4	2.5 [1 - 5]			2 , 15	
	Rhin	1						1	31.1	1	5.4	1	42.8	1	3.0			29	
	Apurimac (*)	1	22.1	1	8.8			1	22.0	1	1.6	1	6.6	1	0.6	1	-23.7	28	
	La Torre (*)			3	6.5 [6.4 - 6.5]			3	2.9 [2.4 - 3.6]	3	1.8 [1.5 - 2]			3	8.4 [2.1 - 19.6]			44	
	Lago Languilayo (*)	1	11.9	1	8.5			1	21.9	1	1.9	1	1.5	1	0.5			28	
	Main Trail (*)			3	5 [5 - 5.1]			3	1.1 [0.7 - 1.5]	3	6.2 [6.1 - 6.4]			3	2.4 [2.2 - 2.5]			44	
	Maranoa (*)	1	26.0	1	7.0			1	11.5	1	4.7	1	333.1	1	7.1	1	-28.5	28	
	Napo (*)	1	29.7	1	6.9			1	5.5	1	2.4	1	178.9	1	3.8	1	-28.9	28	
	New Colpita (*)			3	6.3 [6.1 - 6.5]			3	4 [1.8 - 6.3]	3	2.4 [0.7 - 3.9]			3	2.8 [1.9 - 3.9]			44	
	Pachitea (*)	1	24.8	1	7.8			1	15.1	1	2.2	1	269.2	1	11.7			28	
	Salcca (*)	1	15.1	1	7.6			1	27.1	1	1.3	1	289.5	1	10.0	1	-24.6	28	
	Tambo (*)	1	25.7	1	7.9			1	14.3	1	2.4	1	250.8	1	3.8	1	-27.6	28	
	Tambopata (*)			3	6.9 [6.8 - 7.1]			3	3.4 [3.1 - 3.7]	3	1.1 [0.9 - 1.3]			3	1.6 [1.2 - 2.2]			44	
	Ucayali (*)	2	27.1 [26.1 - 28]	2	7.6 [7.4 - 7.7]			2	16.4 [15.8 - 17]	2	2.2 [1.8 - 2.7]	2	313.2 [288.5 - 337.9]	2	4.1 [4 - 4.3]	2	-28.4 [-28.6 - -28.1]	28	
Urubamba (*)	4	22 [17.6 - 27]	4	8.1 [7.9 - 8.3]			4	21.1 [12.8 - 38.2]	4	2.3 [1.4 - 3.4]	4	138.5 [46.7 - 268.5]	4	3.8 [1.2 - 7.1]	2	-25.7 [-27.1 - -24.3]	28		
Vilcanota (*)	1	18.7	1	7.7			1	39.1	1	2.6	1	4.5	1	0.7	1	-24.6	28		
Yanatili (*)	1	23.3	1	7.7			1	6.4	1	1.1	1	59.8	1	0.8			28		
Puerto Rico	Rio Fajardo (*)							20	16.3 [2.9 - 25.4]	20	1.4 [0.7 - 3.6]			19	6.6 [0.2 - 37.9]	20	-22.4 [-28.5 - -18.2]	30	
	Rio Icacos (*)	3	19.4 [19.2 - 19.5]	3	6.4 [5.6 - 7.1]	3	49.8 [38.7 - 58.3]	3	5.8 [4.3 - 7.8]	3	0.7 [0.4 - 1.1]							5	
	Rio Loco (*)							22	25.5 [2.7 - 60.9]	22	2.3 [0.8 - 8.6]			20	8.7 [0.1 - 40]	22	-22.9 [-37.9 - -14.8]	30	
RD Congo	Congo (*)							2	2.2 [1.4 - 3.1]	2	8.2 [7.8 - 8.5]	2	28 [19 - 36.9]	2	1.6 [1 - 2.2]			13 , 29	
	Oubangui (*)	28	28.7 [26.8 - 31.5]	28	7.3 [6.7 - 8.2]	28	45.5 [32.1 - 72.8]	28	5.2 [3.8 - 7.4]	28	5.1 [1.7 - 11.5]			28	1.1 [0.3 - 1.8]	28	-27.5 [-30.6 - -25.8]	8	
Roumanie	Danube							1	39.9	1	5.5	1	335.0	1	3.4			29	
Royaume-Uni	Aire							1	17.5	1	9.0			1	14.0			42	
	Calder							1	28.5	1	7.5			1	12.9			42	
	Cree			1	6.6			1	0.2	1	4.1							40	
	Derwent							1	33.5	1	4.5			1	3.7			42	
	Don (2)							1	26.0	1	5.0			1	9.5			42	
	Glen Burn			1	6.8			1	0.2	1	13.5							40	
	Hafren			1	4.6			1	0.7	1	1.9							31	
	Hore			4	4.7 [4.6 - 4.8]			4	0.6 [0.6 - 0.7]	4	1.5 [1.3 - 1.7]							31	
	Lower Swale							1	31.5	1	7.0			1	11.7			42	
	Nidd							1	13.5	1	7.5			1	6.7			42	
	Ouse							1	28.5	1	6.5			1	6.7			42	
	Stinchar			1	7.2			1	1.8	1	7.6							40	
	Tern							4	32.2 [31.8 - 32.9]	4	10.7 [10.3 - 11]							9	
	Trent							1	37.0	1	6.5			1	5.9			42	
	Upper Hafren			1	4.9			1	0.6	1	1.8							31	
	Upper Hore			1	4.7			1	0.6	1	1.7							31	
	Upper Swale							1	24.5	1	6.5			1	33.6			42	
	Ure							1	29.5	1	7.0			1	6.2			42	
	Water of Luce			1	6.7			1	1.4	1	6.7							40	
	Wharfe							1	26.0	1	4.5			1	10.2			42	
	Russie	Don (1)							1	39.4	1	4.2	1	76.9	1	1.7			29
		Kuban							1	39.7	1	1.9	1	566.2	1	2.8			29
		Lena							1	10.4	1	8.1	1	33.0	1	1.1			29
N. Dvina								1	16.3	1	20.1	1	42.9	1	3.2			29	
Ob								1	15.3	1	9.0	1	40.8	1	0.9			29	
Pechora								1	7.7	1	12.7	1	50.4	1	0.3			29	
Yenisey								1	11.3	1	7.4	1	9.5					29	
Slovénie	Jevnica	1	13.0	1	7.8	1	62.3	1	5.3	1	3.8							21	

(*) Rivière tropicale, RD Congo = République démocratique du Congo, Papouasie N-G = Papouasie Nouvelle-Guinée

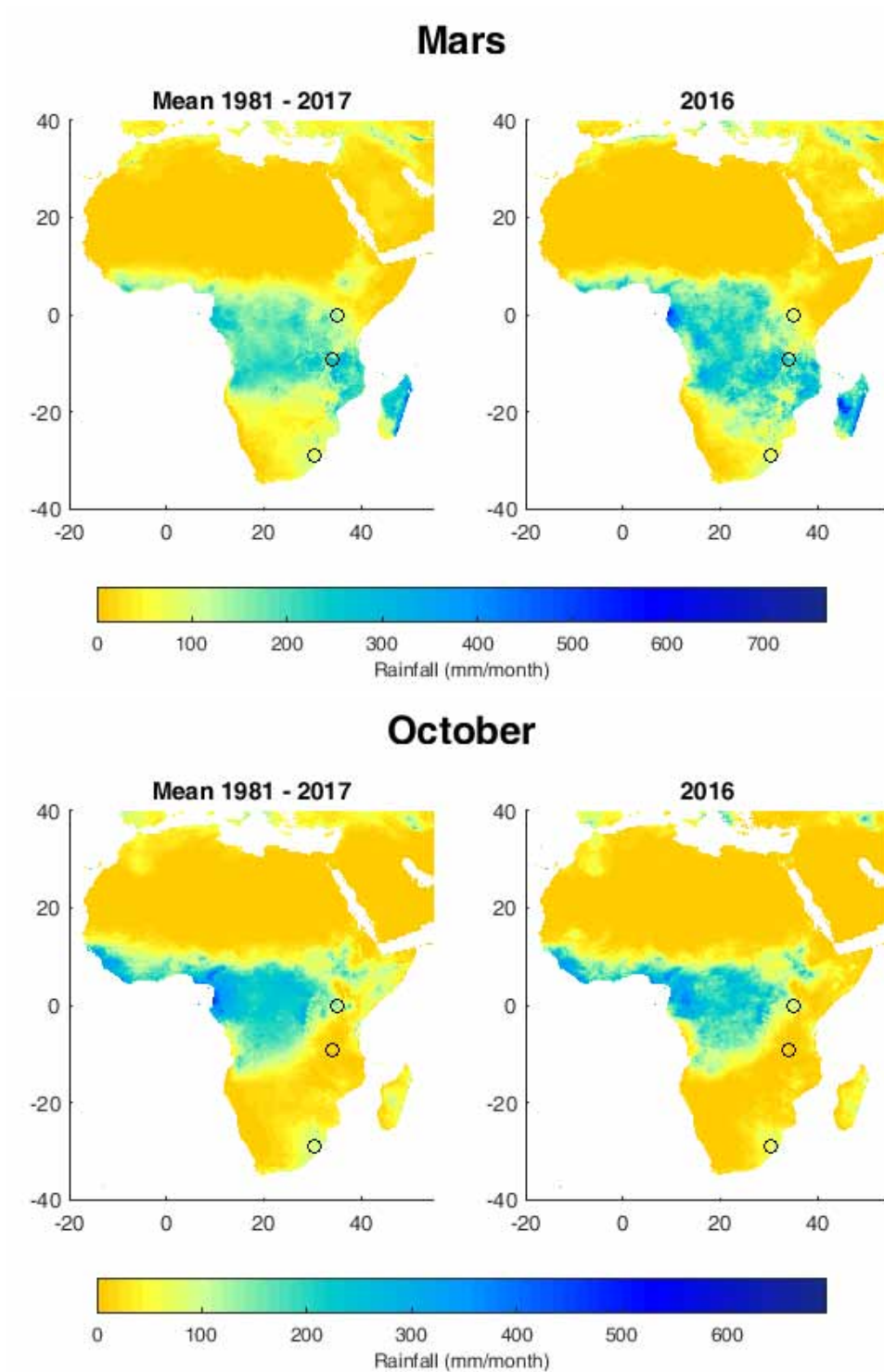
Annexes

Pays	Nom	T (°C)		pH		EC (µS/cm)		DIC (mg/l)		DOC (mg/l)		TSM (mg/l)		POC (mg/l)		δ ¹³ C-POC (‰)		Références
		n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	n	moy [min - max]	
Suède	Kokra	1	12.1	1	8.1	1	264.0	1	29.4	1	1.4			1	-26.1		21	
	Ljubljanica	1	10.9	1	8.1	1	391.0	1	43.8	1	2.3			1	-27.5		21	
	Sava	7	8.6 [10.6 - 9.8]	7	7.8 [8.6 - 8.4]	7	203 [305 - 259.7]	7	31.5 [26.9 - 35.8]	7	3 [1.4 - 4.1]			4	-26.6 [-28 - -24]		21	
	Savica	1	6.2	1	8.3	1	172.3	1	19.8	1	3.0						21	
	Savinja	1	14.4	1	9.0	1	375.0	1	32.9	1	6.5			1	-27.0		21	
	Sora	1	10.2	1	8.4	1	260.0	1	29.2	1	1.1			1	-26.5		21	
	Sotla	1	14.0	1	8.2	1	570.0	1	61.1	1	3.8			1	-28.5		21	
	Abiskojokka			11	7.7 [7.5 - 8]	11	42.6 [15 - 108]	12	5.3 [1.4 - 12]	12	1.8 [0.8 - 3.7]							17 , 20
	Ballinjohka			6	7.3 [6.9 - 7.5]	6	7.7 [1 - 12]	6	1.5 [0.7 - 1.8]	6	0.9 [0.6 - 1.5]							20
	Boazujohka			1	7.5	1	19.0	1	2.4	1	0.9							20
	Homojokka							1	2.1	1	1.8							17
	Karsajakka			7	7.5 [7.1 - 7.6]	7	25.6 [20 - 32]	7	2.2 [1.1 - 3]	7	0.7 [0.4 - 1.3]							20
	Miellajokka							1	1.0	1	1.1							17
	Nissunjohka			2	7.5 [7.3 - 7.6]	2	3 [1 - 5]	2	1 [0.9 - 1.1]	2	0.9 [0.6 - 1.3]							20
Pessijokka			1				1	3.2	1	2.1							17	
Rihtunjira			3	7.4 [7.1 - 7.6]	3	56.7 [43 - 76]	3	4.6 [3.7 - 5.1]	3	1 [0.8 - 1.2]							20	
Siellajohka			2	7.4 [7.3 - 7.5]	2	24.5 [19 - 30]	2	3 [2.6 - 3.4]	2	1.3 [0.7 - 2]							20	
Torne affluent 1							1	3.3	1	2.3							17	
Torne affluent 2							1	1.2	1	1.0							17	
Ukraine	Dnepr						1	30.0	1	4.9	1	42.9	1	0.9			29	
Uruguay	Uruguay						2	16 [7.1 - 24.8]	2	3.4 [3.4 - 3.4]	2	75.9 [75.9 - 75.9]	2	0.7 [0.7 - 0.7]			13 , 29	
Vénézuéla	Apure (*)						2	12.2 [11.8 - 12.6]	2	6.2 [6.2 - 6.2]			2	3.7 [3.6 - 3.7]			37	
	Caroni (*)			1	6.3	1	8.9	1	0.7	1	5.9			1	0.6		34 , 48	
	Orinoco (*)			1	6.5	1	26.5	3	1.9 [1.5 - 2.2]	3	3.5 [2.9 - 4.1]	3	117.8 [84.7 - 136.4]	3	1.8 [1.7 - 1.9]		13 , 29 , 34 , 48	

(*) Rivière tropicale, RD Congo = République démocratique du Congo, Papouasie N-G = Papouasie Nouvelle-Guinée

Annexe 2 : Pluviométrie en 2016

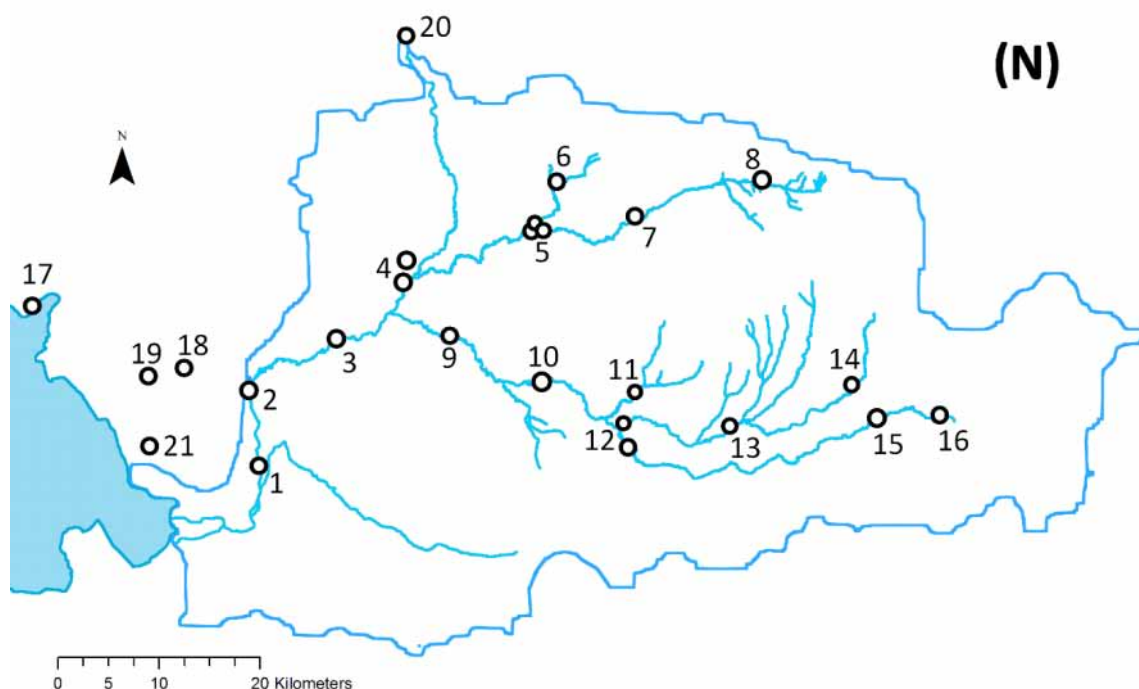
La distribution spatiale des pluies estimées en moyenne sur les années 1981 à 2017 (à gauche) et pendant l'année 2016 (à droite) est figurée ci-dessous pour le mois de mars (haut) et d'octobre (en bas). Les trois bassins étudiés sont localisés avec des ronds vides.



Annexe 3 : Informations générales sur les sites prélevés dans le bassin de la Nyando

Information sur le bassin :

- Surface drainée totale : 3482 km²
- Pluie moyenne annuelle sur le bassin : 1450 mm/yr
- Débit à l'exutoire : 22.2 m³/s (Raburu *et al.*, 2012)
- Coefficient de ruissellement : 14 %



Carte de localisation des zones de prélèvement dans le bassin versant de la Nyando. La numérotation correspond au paramètre 'Identifiant carte' du tableau suivant.

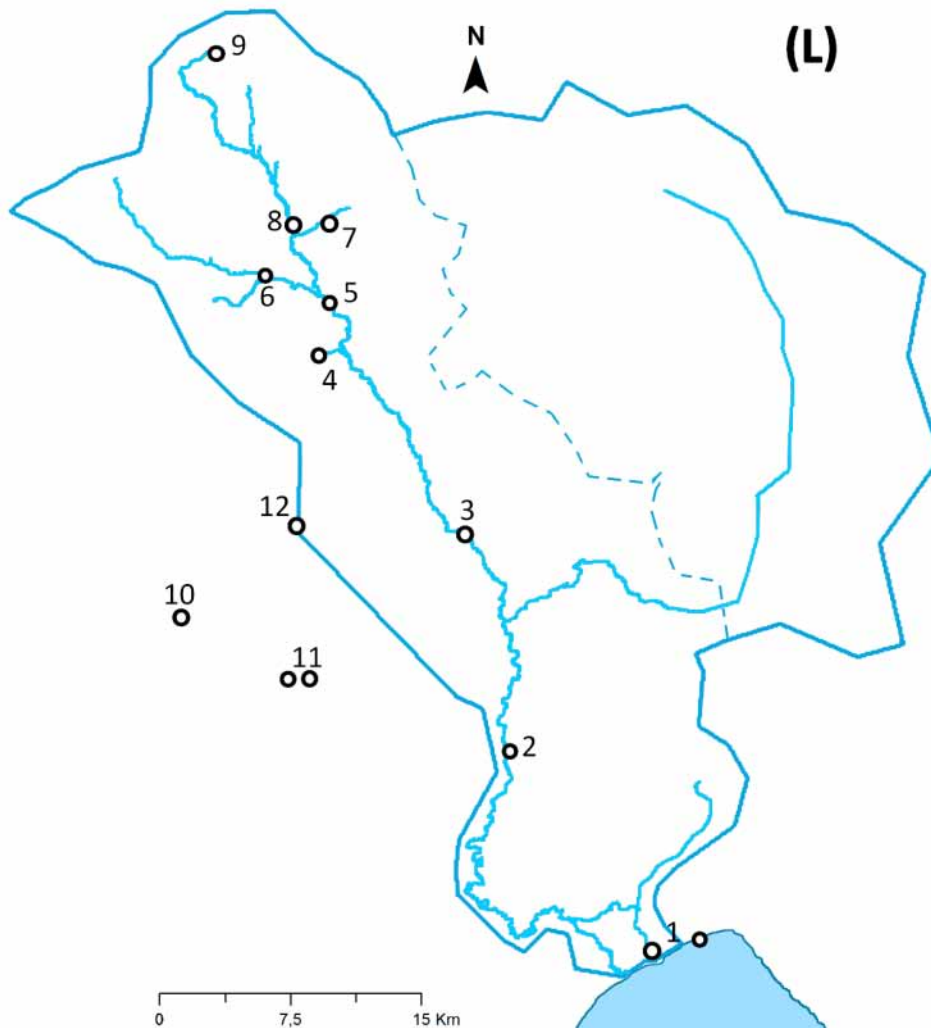
1 : Obugi	8 : Lebuiywo	15 : Kipkelion
2 : Ahero	9 : Awasi Chemelil	16 : Kedowa
3 : Ogilo	10 : Muhoroni	17 : Kisumu Beach Resort
4 : Kibigori	11 : Homa Lime	18 : Randjira School
5 : Songhor	12 : Koru	19 : Dick Awonga
6 : Nandi Hills Road	13 : Fort Ternan	20 : Kapsabeth Forest
7 : Senetwo	14 : Kipkelion – Tinderet Road	21 : Nduru

	Date de prélèvement		Latitude (°N)	Longitude (°E)	Altitude (m)	Identifiant carte	Distance à l'exutoire (km)	Surface drainée (km ²)
	S1	S2						
Water samples								
<i>Nyando River</i>								
Nyando below Obugi		04/11/2016	-0.238	34.929	1147	N-1	9.2	2959
Nyando at Ahero		04/11/2016	-0.172	34.921	1155	N-2	17.8	2820
Nyando at Ogilo	16/03/2016	06/11/2016	-0.125	35.001	1173	N-3	34.2	2668
Nyando at Awasi Chemelil		05/11/2016	-0.125	35.098	1201	N-9	50.9	1522
Nyando at Muhoroni		07/11/2016	-0.166	35.184	1265	N-10	66.2	1264
<i>Tinderet River</i>								
Tinderet at Kibigori		06/11/2016	-0.076	35.056	1188	N-4a	44.8	963
Tinderet after junction at Songhor	19/03/2016	05/11/2016	-0.029	35.174	1309	N-5a	71.7	537
Tinderet at Songhor	19/03/2016	05/11/2016	-0.030	35.179	1316	N-5b	72.7	346
Tinderet at Senetwo		05/11/2016	-0.019	35.264	1457	N-7	89.2	284
Tinderet near Labuiyo		05/11/2016	0.015	35.369	1761	N-8	105.7	200
<i>Tributaries on Tinderet Valley</i>								
Tributary at Kibigori		06/11/2016	-0.059	35.063	1209	N-4b	48.8	233
Tributary before junction at Songhor	19/03/2016	05/11/2016	-0.028	35.174	1309	N-5c	71.8	166
Tributary on Nandi Hills Road		08/11/2016	0.011	35.194	1411	N-6	80.9	84
<i>Kimologit River</i>								
Kimologit near Koru		06/11/2016	-0.201	35.254	1357	N-12a	80.0	321
Kimologit at Fort Ternan	17/03/2016	03/11/2016	-0.204	35.348	1547	N-13	98.6	273
Kimilogit on Kipkelion Tinderet Road		03/11/2016	-0.167	35.458	2007	N-14	114.2	80
<i>Kepchorian River</i>								
Kepchorian near Koru		06/11/2016	-0.222	35.257	1367	N-12b	83.3	676
Kepchorian at Kipkelion		03/11/2016	-0.197	35.482	1942	N-15	118.6	355
Kepchorian at Kedowa		03/11/2016	-0.197	35.536	2048	N-16	126.6	114
<i>Tributary on Mau Valley</i>								
Tributary at Homa Lime	17/03/2016	07/11/2016	-0.174	35.263	1404	N-11	83.8	93
<i>Lake</i>								
Victoria Lake at Kisumu Beach Resort	18/03/2016	04/11/2016	-0.097	34.734	1145	N-17		
<i>Groundwater</i>								
Borehole at Homa Lime	17/03/2016	07/11/2016	-0.172	35.262	1415	N-11		
Borehole at Randjira School	18/03/2016	07/11/2016	-0.153	34.864	1158	N-18		
Borehole at Dick Awonga	18/03/2016		-0.155	34.830	1139	N-19		
Spring in Kapsabeth Forest	19/03/2016	08/11/2016	0.148	35.063	1939	N-20		
<i>Irrigation water</i>								
Rice fields chenal input at Nduru	18/03/2016	04/11/2016	-0.220	34.834	1141	N-21a		
Rice fields chenal output at Nduru		04/11/2016	-0.220	34.834	1141	N-21b		
Sediment samples								
Nyando below Obugi		04/11/2016	-0.238	34.929	1147	N-1		
Kimologit near Koru		06/11/2016	-0.201	35.254	1357	N-12a		
Kepchorian near Koru		06/11/2016	-0.222	35.257	1367	N-12b		
Tributary at Homa Lime		07/11/2016	-0.174	35.263	1404	N-11		
Kimilogit on Kipkelion Tinderet Road		03/11/2016	-0.167	35.458	1357	N-14		
Kepchorian at Kipkelion		03/11/2016	-0.197	35.482	2007	N-15		
Kepchorian at Kedowa		03/11/2016	-0.197	35.536	2048	N-16		
Soil samples								
Rice at Nduru		04/11/2016	-0.204	35.348	1141	N-21		
Sugar Cane at Koru		06/11/2016	-0.220	34.835	1265	N-10		
Coffee at Fort Ternan		03/11/2016	-0.166	35.184	1547	N-13		
Forest at Kapsabeth		08/11/2016	0.148	35.063	1139	N-17		

Annexe 4 : Informations générales sur les sites prélevés dans le bassin de la Lufilyo

Information sur le bassin :

- Surface drainée totale : 1751 km² (1425 km² à Kisegese)
- Pluie moyenne annuelle sur le bassin : 2000 mm/yr
- Débit à Kisegese : 42.4 m³/s (Bergonzini, 1998)
- Coefficient de ruissellement : 47 %



Carte de localisation des zones de prélèvement dans le bassin versant de la Lufilyo. La numérotation correspond au paramètre 'Identifiant carte' du tableau suivant.

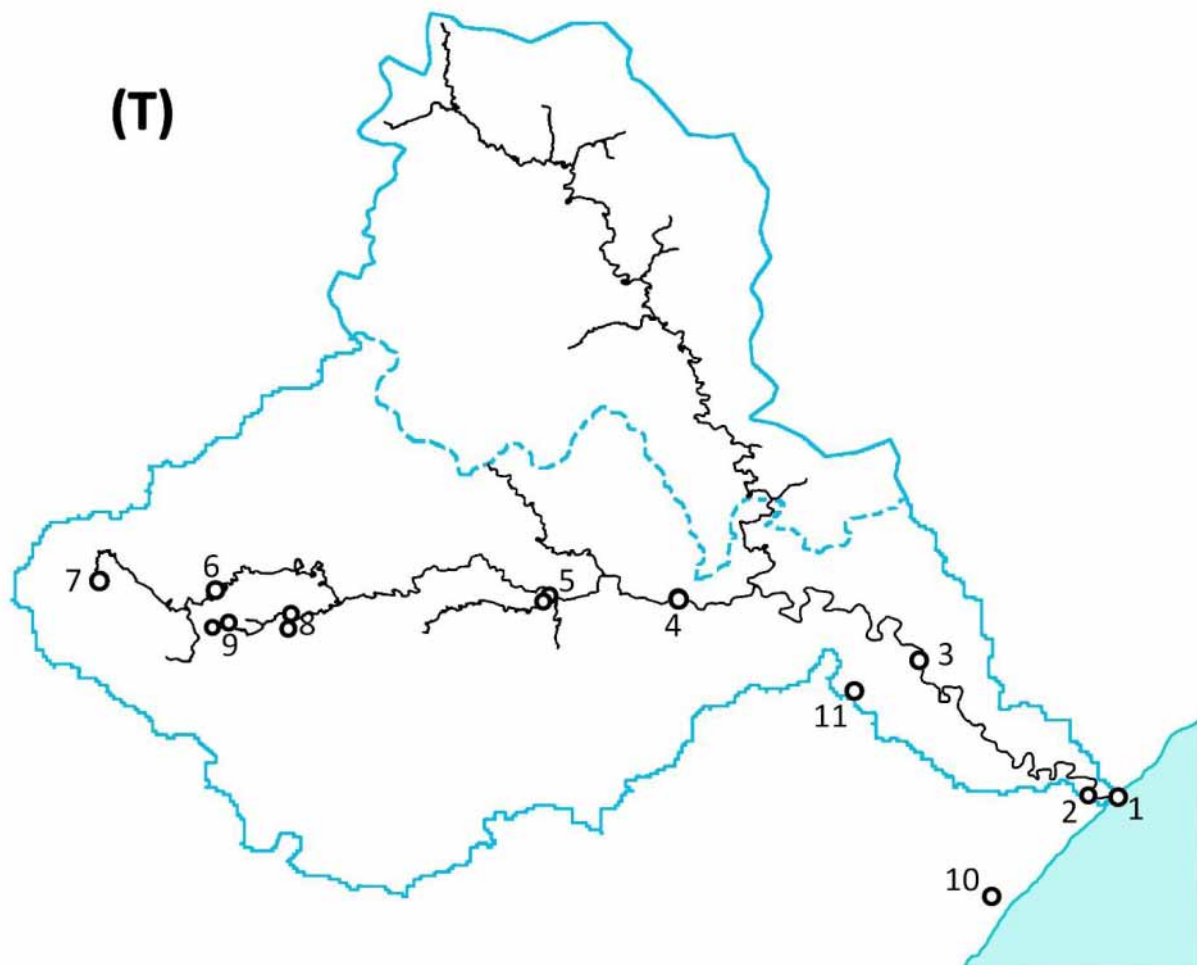
1 : Matema	5 : Kandete confluence	9 : Kikundo
2 : Kisegese	6 : Kandete	10 : Masoko
3 : Lufilyu	7 : Kilasi	11 : Kilambo Kadjala
4 : Mbigili	8 : Luteba Village	12 : maïze on Mbaka basin

	Date de prélèvement		Latitude	Longitude	Altitude	Identifiant	Distance à	Surface drainée
	S1	S2	(°N)	(°E)	(m)	carte	l'exutoire (km)	(km ²)
Water samples								
<i>Lufilyo River</i>								
Lufilyo at Matema		20/11/2016	-9.504	33.997	481	L-1	1.2	1751
Lufilyo at Kisegeese		20/11/2016	-9.401	33.923	562	L-2	18.1	1425
Lufilyo at Lufilyu		19/11/2016	-9.290	33.899	770	L-3	49.0	462
Lufilyo after Kandete confluence		21/11/2016	-9.169	33.829	1473	L-5	68.4	259
Lufilyo at Luteba Village		21/11/2016	-9.128	33.810	1579	L-8	74.7	107
<i>Tributaries of Lufilyo River</i>								
Kipetangambako near Mbigili		21/11/2016	-9.197	33.823	1552	L-4	64.4	19
Kandete below Kandete		21/11/2016	-9.156	33.795	1575	L-6	72.9	56
Katungwe at Kilasi		21/11/2016	-9.128	33.828	1686	L-7	76.0	18
High Altitude Tributary near Kikundo		22/11/2016	-9.040	33.769	2501	L-9	90.4	3
<i>Lake</i>								
Masoko Lake at Masoko		18/11/2016	-9.335	33.731	627	L-10a		
Nyasa Lake at Matema		20/11/2016	-9.498	34.023	906	L-1		
<i>Groundwater</i>								
Spring at Kilambo Kadjala		19/11/2016	-9.364	33.818	870	L-11		
<i>Rainwater</i>								
Rainwater at Masoko station		18/11/2016	-9.332	33.751	479	L-10b		
Sediment samples								
Lufilyo at Kisegeese		20/11/2016	-9.401	33.923	562	L-2		
Lake bank at Masoko Lake		18/11/2016	-9.335	33.753	898	L-10a		
High Altitude Tributary near Kikundo		22/11/2016	-9.040	33.769	2501	L-9		
Soil samples								
Vegetable on Burnt land at Matema		20/11/2016	-9.504	33.997	480	L-1		
Cacao near Kilambo Kadjala		19/11/2016	-9.356	33.803	692	L-11		
Burnt Soil at Lufilyu		19/11/2016	-9.292	33.902	759	L-3		
Soil near Masoko Lake		18/11/2016	-9.335	33.753	872	L-10a		
Mixed Forest at Masoko		18/11/2016	-9.336	33.756	872	L-10a		
Mango Tree Forest at Masoko		18/11/2016	-9.333	33.752	893	L-10b		
Maize on Mbaka Basin		21/11/2016	-9.282	33.813	1382	L-12		
Mixed Grassland/Forest near Kikundo		22/11/2016	-9.040	33.769	2521	L-9		
Forest High Altitude near Kikundo		22/11/2016	-9.039	33.771	2538	L-9		
Ericaceous grassland near Kikundo		22/11/2016	-9.027	33.771	2697	L-9		

Annexe 5 : Informations générales sur les sites prélevés dans le bassin de la Tukela

Information sur le bassin :

- Surface drainée totale : 29000 km²
- Pluie moyenne annuelle sur le bassin : 810 mm/yr
- Débit à l'exutoire : 146.0 m³/s (Milliman and Farnsworth, 2013)
- Coefficient de ruissellement : 20 %



Carte de localisation des zones de prélèvement dans le bassin versant de la Tukela. La numérotation correspond au paramètre 'Identifiant carte' du tableau suivant.

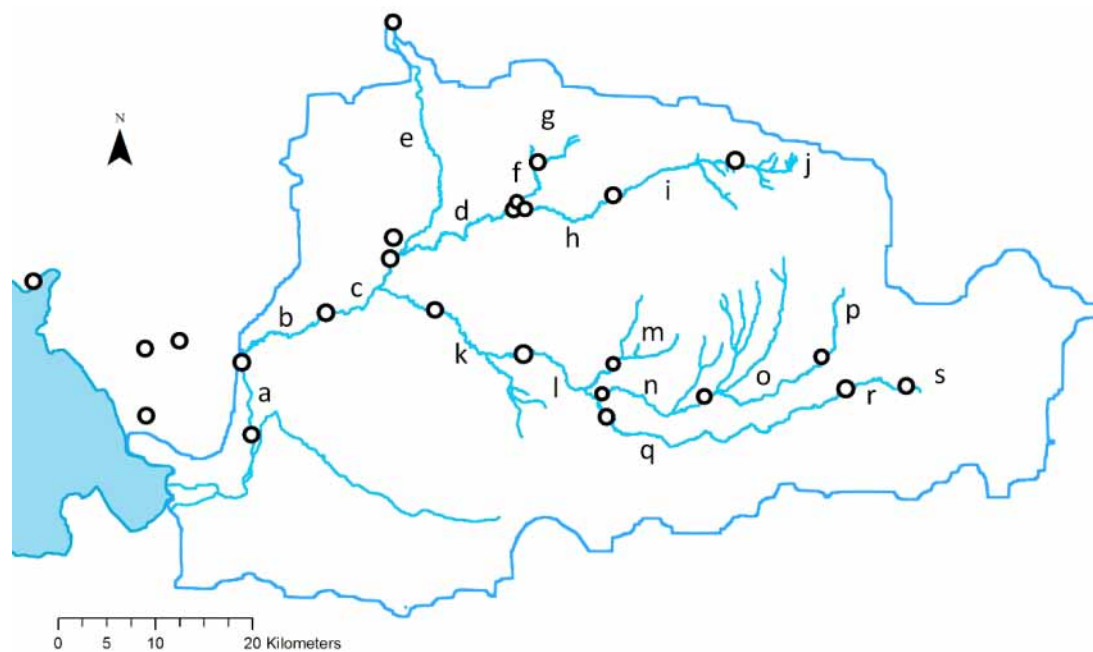
1 : Tukela Mouth	4 : Tukela Ferry	8 : Winterton
2 : Harold Johnson Natural Reserve	5 : Tukela Estate	9 : Potshini
3 : Thulile	6 : Bergville	10 : Umhlali
	7 : Okhombe	11 : Kranskrop

	Date de prélèvement		Latitude (°N)	Longitude (°E)	Altitude (m)	Identifiant carte	Distance à l'exutoire (km)	Surface drainée (km ²)
	S1	S2						
Water samples								
<i>Tukela River</i>								
Tukela at Tukela Mouth	26/03/2016	19/10/2016	-29.223	31.499	5	T-1	0.3	29000
Tukela at Harold Johnson Natural Reserve	26/03/2016	19/10/2016	-29.212	31.434	9	T-2	7.1	28937
Tukela at Thulile	26/03/2016	19/10/2016	-28.897	31.026	208	T-3	108.7	27845
Tukela at Tukela Ferry		18/10/2016	-28.750	30.463	531	T-4	230.6	14478
Tukela at Tukela Estate		18/10/2016	-28.757	30.150	646	T-5a	275.6	7614
Tukela at Bergville Bowling Club		17/10/2016	-28.732	29.363	1112	T-6	433.8	1917
<i>Lindequespruit River</i>								
Lindequespruit near Winterton	25/03/2016	17/10/2016	-28.793	29.540	1211	T-8a	378.2	324
Lindequespruit at Potshini	25/03/2016	16/10/2016	-28.807	29.399	1241	T-9	398.1	146
<i>Others Tributaries</i>								
Bloukrans at Tukela Estate		18/10/2016	-28.761	30.140	664	T-5b	276.4	3443
Little Tukela at Winterton	25/03/2016	17/10/2016	-28.815	29.536	1220	T-8b	381.1	681
Khombe at Okhombe	24/03/2016	16/10/2016	-28.704	29.083	1294	T-7	495.6	176
<i>Groundwater</i>								
Borehole at Okhombe	25/03/2016	16/10/2016	-28.702	29.089	1330	T-7		
Borehole at Potshini	25/03/2016	16/10/2016	-28.811	29.365	1331	T-9		
Spring at Potshini		15/10/2016	-28.815	29.358	1390	T-9		
Borehole near Umhlali	31/03/2016		-29.490	31.181	400	T-10		
Sediment samples								
Tukela at Tukela Mouth		19/10/2016	-29.223	31.499	5	T-1		
Tukela at Harold Johnson Natural Reserve	26/03/2016	19/10/2016	-29.212	31.434	9	T-2		
Tukela at Thulile	26/03/2016	19/10/2016	-28.897	31.026	208	T-3		
Bloukrans at Tukela Estate		18/10/2016	-28.761	30.140	646	T-5a		
Lindequespruit near Winterton	25/03/2016	17/10/2016	-28.793	29.540	1211	T-8a		
River Bank of Little Tukela at Winterton	25/03/2016	17/10/2016	-28.815	29.536	1220	T-8b		
Riverbed of Little Tukela at Winterton		17/10/2016	-28.815	29.536	1220	T-8b		
Lindequespruit at Potshini		16/10/2016	-28.807	29.399	1241	T-9		
Khombe at Okhombe	25/03/2016	16/10/2016	-28.704	29.083	1294	T-7		
Soil samples								
Sugar Cane at Harold Johnson Natural Reserve	26/03/2016	19/10/2016	-29.216	31.425	57	T-2		
Tree Plantation at Kranskrop		19/10/2016	-28.975	30.858	1204	T-11		
Maize at Potshini	25/03/2016	16/10/2016	-28.809	29.398	1261	T-9		
Grassland at Okhombe	25/03/2016	16/10/2016	-28.704	29.083	1310	T-7		
Degraded Soil at Okhombe		16/10/2016	-28.709	29.093	1380	T-7		

Annexe 6 : Description et localisation des biefs des trois rivières

Biefs du bassin de la Nyando :

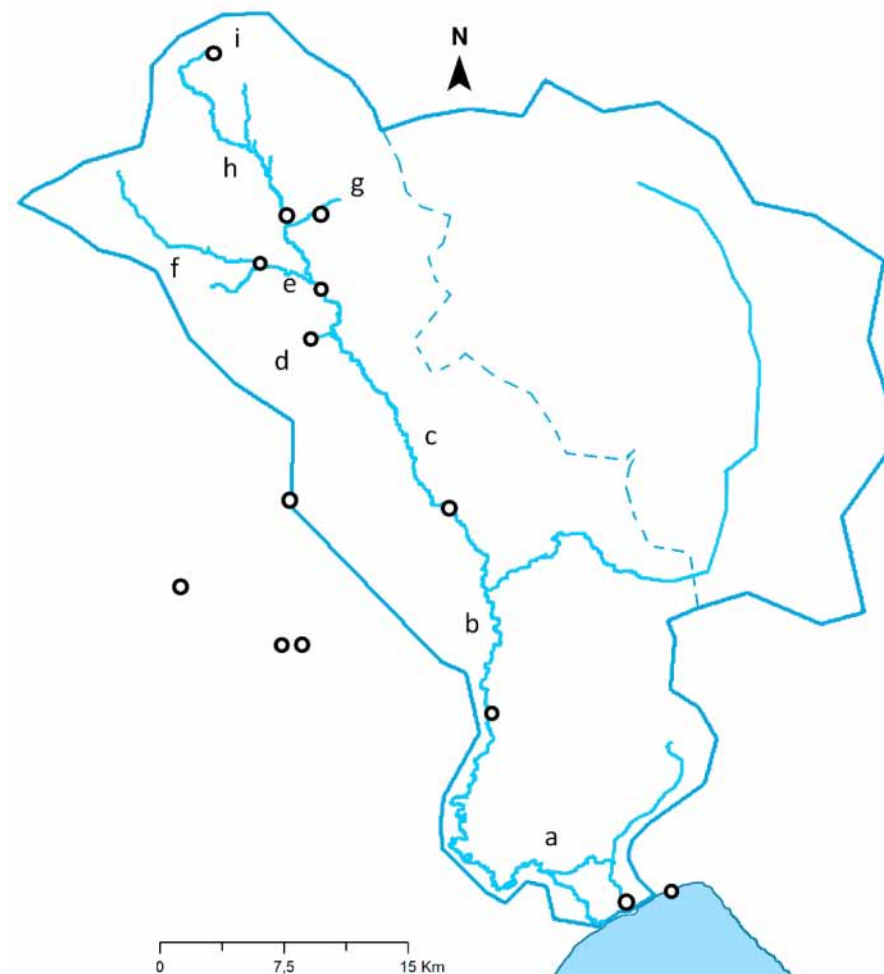
Nom du bieflocalisé entre les points (amont → aval)	
N-a	2 → 1
N-b	3 → 2
N-c	4a - 9 → 3
N-d	5 → 4a
N-e	... → 4b
N-f	6 → 5c
N-g	... → 6
N-h	7 → 5a
N-i	8 → 7
N-j	... → 8
N-k	10 → 9
N-l	11 - 12a - 12b → 10
N-m	... → 11
N-n	13 → 12a



Nom du bieflocalisé entre les points (amont → aval)	
N-o	14 → 13
N-p	... → 14
N-q	15 → 12b
N-r	16 → 15
N-s	... → 16

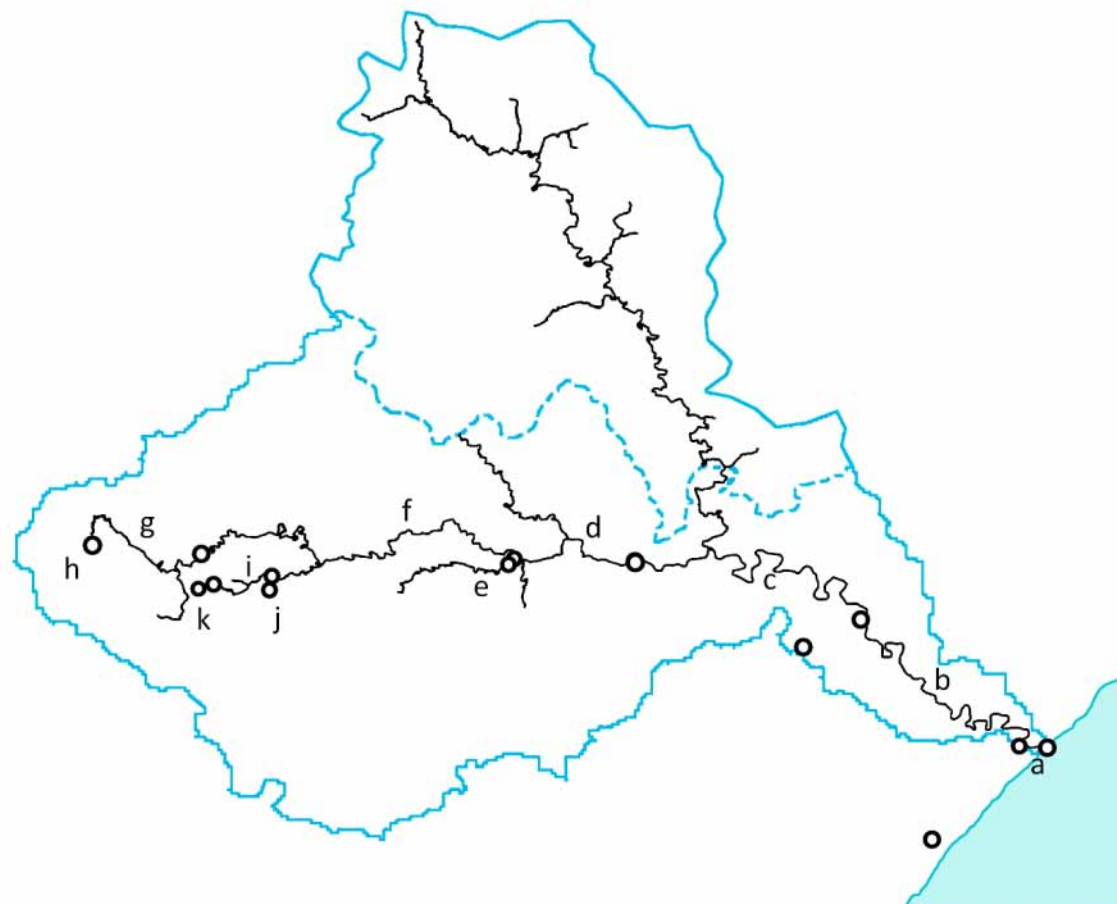
Biefs du bassin de la Lufilyo :

Nom du bief ...localisé entre les points (amont → aval)	
L-a	2 → 1
L-b	3 → 2
L-c	4 - 5 → 3
L-d	... → 4
L-e	6 - 7 → 5
L-f	... → 6
L-g	... → 7
L-h	9 → 8
L-i	... → 9



Biefs du bassin de la Tukela :

Nom du bief ...localisé entre les points (amont → aval)	
T-a	2 → 1
T-b	3 → 2
T-c	4 → 3
T-d	5a - 5b → 4
T-e	... → 5b
T-f	6 - 8a - 8b → 5a
T-g	7 → 6
T-h	... → 7
T-i	8a → 9
T-j	... → 8b
T-k	... → 9



Annexe 7 : Pluie moyenne annuelle et débit local estimé en chaque site

	Surface (km ²)	MAP au point (mm/an)	Débit (m ³ /s)		Différence Q1-Q2 (%)
			Q1	Q2	
Nyando basin					
<i>Nyando River</i>					
Nyando below Obugi	2959	1180	18.86	15.35	19
Nyando at Ahero	2820	1175	17.98	14.57	19
Nyando at Ogilo	2668	1196	17.01	14.03	18
Nyando at Awasi Chemelil	1522	1220	9.70	8.17	16
Nyando at Muhoroni	1264	1225	8.06	6.81	16
<i>Tinderet River</i>					
Tinderet at Kibigori	963	1224	6.14	5.18	16
Tinderet after junction at Songhor	537	1225	3.42	2.89	16
Tinderet at Songhor	346	1225	2.21	1.86	16
Tinderet at Senetwo	284	1246	1.81	1.56	14
Tinderet near Labuiywo	200	1320	1.28	1.16	9
<i>Tributaries on Tinderet Valley</i>					
Tributary at Kibigori	233	1224	1.49	1.25	16
Tributary before junction at Songhor	166	1225	1.06	0.89	16
Tributary on Nandi Hills Road	84	1230	0.53	0.45	15
<i>Kimologit River</i>					
Kimologit near Koru	321	1473	2.05	2.08	-2
Kimologit at Fort Ternan	273	1597	1.74	1.92	-10
Kimiligit on Kipkelion Tinderet Road	80	1727	0.51	0.61	-19
<i>Kepchorian River</i>					
Kepchorian near Koru	676	1480	4.31	4.40	-2
Kepchorian at Kipkelion	355	1727	2.26	2.70	-19
Kepchorian at Kedowa	114	1753	0.73	0.88	-21
<i>Tributary on Mau Valley</i>					
Tributary at Homa Lime	93	1475	0.59	0.60	-2
Lufilyo basin					
<i>Lufilyo River</i>					
Lufilyo at Matema	1751	1649	52.09	42.95	18
Lufilyo at Kisegeese	1425	1653	42.40	35.04	17
Lufilyo at Lufilyu	462	2045	13.73	14.04	-2
Lufilyo after Kandete confluence	259	1869	7.70	7.19	7
Lufilyo at Luteba Village	107	2077	3.19	3.31	-4
<i>Tributaries of Lufilyo River</i>					
Kipetangambako near Mbigili	19	1869	0.57	0.54	7
Kandete below Kandete	56	1869	1.68	1.57	7
Katungwe at Kilasi	18	2077	0.54	0.56	-4
High Altitude Tributary near Kikundo	3	2162	0.08	0.09	-8
Tukela basin					
<i>Tukela River</i>					
Tukela at Tukela Mouth	29000	966	146.00	174.12	-19
Tukela at Harold Johnson Natural Reserve	28937	940	145.68	169.06	-16
Tukela at Thulile	27845	901	140.19	155.93	-11
Tukela at Tukela Ferry	14478	768	72.89	69.11	5
Tukela at Tukela Estate	7614	773	38.33	36.58	5
Tukela at Bergville Bowling Club	1917	775	9.65	9.24	4
<i>Lindequespruit River</i>					
Lindequespruit near Winterton	324	785	1.63	1.58	3
Lindequespruit at Potshini	146	737	0.74	0.67	9
<i>Others Tributaries</i>					
Bloukrans at Tukela Estate	3443	811	17.33	17.36	0
Little Tukela at Winterton	681	785	3.43	3.32	3
Khombe at Okhombe	176	811	0.89	0.89	0

Annexe 8 : Evolution de la température, pH, conductivité (EC) et TDS dans les rivières

	Température (°C)		pH		EC (µS/cm)		TDS (mg/l)	
	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov
Nyando basin								
<i>Nyando River</i>								
Nyando below Obugi		27.9		7.6		343		175
Nyando at Ahero		30.6		7.9		335		173
Nyando at Ogilo	29.2	23.8	8.2	8.3	877	368	252	184
Nyando at Awasi Chemelil		24.4		7.7		494		275
Nyando at Muhoroni		25.7		8.3		318		163
<i>Tinderet River</i>								
Tinderet at Kibigori		24.3		8.6		269		131
Tinderet after junction at Songhor	25.2	22.4	8.9	8.1	738	288	182	141
Tinderet at Songhor	23.9	22.2	8.6	8.1	744	292	189	148
Tinderet at Senetwo		22.0		8.3		265		146
Tinderet near Labuiywo		19.3		8.6		388		194
<i>Tributaries on Tinderet Valley</i>								
Tributary at Kibigori		25.0		8.0				190
Tributary before junction at Songhor	25.0	22.7	8.8	8.1	583	251	146	115
Tributary on Nandi Hills Road		20.7		8.4		307		139
<i>Kimologit River</i>								
Kimologit near Koru		23.0		8.6		383		189
Kimologit at Fort Ternan	25.2	21.5	9.0	8.1	1013	347		178
Kimologit on Kipkelion Tinderet Road		19.1		7.5		240		139
<i>Kepchorian River</i>								
Kepchorian near Koru		26.1		8.6		225		119
Kepchorian at Kipkelion		19.1		8.2		219		136
Kepchorian at Kedowa		16.8		7.6		184		110
<i>Tributary on Mau Valley</i>								
Tributary at Homa Lime	21.1	23.2	8.7	8.3	794	370	201	182
Lufilyo basin								
<i>Lufilyo River</i>								
Lufilyo at Matema		31.0		7.8		295		153
Lufilyo at Kisegeese		26.8		8.9		113		58
Lufilyo at Lufilyo		25.0		8.4		366		81
Lufilyo after Kandete confluence		21.0		8.1		182		92
Lufilyo at Luteba Village		22.8		8.0		124		60
<i>Tributaries of Lufilyo River</i>								
Kipetangambako near Mbigili		18.0		7.5		103		45
Kandete below Kandete		18.8		8.3		219		114
Katungwe at Kilasi		18.9		7.9		115		48
High Altitude Tributary near Kikundo		14.7		8.0		67		33
Tukela basin								
<i>Tukela River</i>								
Tukela at Tukela Mouth	25.4	28.4	8.3	7.5	34500	15037	10882	8665
Tukela at Harold Johnson Natural Reserve	25.0	27.9	7.7	7.5	573	470	154	233
Tukela at Thuliile	26.8	23.3	8.4	8.1	560	318	132	155
Tukela at Tukela Ferry		19.2		8.4		270		131
Tukela at Tukela Estate		20.2		7.8		144		71
Tukela at Bergville Bowling Club		19.4		7.8		66		43
<i>Lindequespruit River</i>								
Lindequespruit near Winterton	24.5	18.6	7.8	8.2	187	229	68	104
Lindequespruit at Potshini	25.0	20.8	8.2	7.5	461	243	111	145
<i>Others Tributaries</i>								
Bloukrans at Tukela Estate		19.9		8.8		542		257
Little Tukela at Winterton	24.1	18.0	7.9	7.9	185	145	43	62
Khombe at Okhombe	27.9	24.2	8.2	8.6	134	267	32	138

Annexe 9 : Température, pH, conductivité (EC) et TDS dans les eaux lacustres, souterraines, de pluie ou d'irrigation

	Température (°C)		pH		EC (µS/cm)		TDS (mg/l)	
	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov
Nyando basin								
<i>Lake water</i>								
Victoria Lake at Kisumu Beach Resort		26.4	8.1	7.0	435	176	126	122
<i>Groundwater</i>								
Borehole at Homa Lime	25.8	26.9	7.7	7.4	1670	792	500	391
Borehole at Randjira School	27.8	28.0	7.7	7.4	2260	967	713	525
Borehole at Dick Awonga	29.3		7.8		1295		435	
Spring in Kapsabeth Forest	27.0	20.4	5.5	5.8	147	62	37	29
<i>Irrigation water</i>								
Rice fields chenal input at Nduru		28.5		7.3		147.1		109
Rice fields chenal output at Nduru		29.7		6.7		336.1		92
Lufilyo basin								
<i>Lake water</i>								
Masoko Lake at Masoko		27.3		8.6		39		21
Nyasa Lake at Matema		31.4		8.6		255		125
<i>Groundwater</i>								
Spring at Kilambo Kadjala		55.8		6.7		5100		5481
<i>Rainwater</i>								
Rainwater at Masoko station		23.4		6.4		15		7
Tukela basin								
<i>Groundwater</i>								
Borehole at Okhombe	21.7	19.7	7.2	6.7	112	62	26	43
Borehole at Potshini	31.5	19.5	7.8	7.2	479	200	139	98
Spring at Potshini		23.9		7.8		131		51
Borehole near Umhlali			6.5		737		362	

Annexe 10 : Concentrations en cations et anions majeurs dans les eaux et erreur sur la balance ionique (EBI) en période de basses-eaux

	Ca (mg/l)		Mg (mg/l)		Na (mg/l)		K (mg/l)		HCO ₃ (mg/l)		CO ₃ (mg/l)		Cl (mg/l)		NO ₃ (mg/l)		SO ₄ (mg/l)		EBI (%)	
	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov		
Nyando basin																				
<i>Nyando River</i>																				
Nyando below Obugi		26.2		9.2		21.7		16.4		162.8		0.3		6.3		6.5		3.1	-12	
Nyando at Ahero		25.9		9.2		21.4		17.7		162.2		0.6		6.2		4.1		3.1	-11	
Nyando at Ogilo	32.4	26.3	10.2	8.5	38.4	20.2	14.8	25.3	224.3	164.9	1.7	1.7	13.2	7.1	20.3	5.0	4.6	2.8	-10	
Nyando at Awasi Chemelil		27.6		9.4		28.3		56.6		250.0		0.6		10.5		7.0		3.8	-10	
Nyando at Muhoroni		23.2		7.9		24.2		10.6		160.4		1.5		5.9		1.9		2.9	-14	
<i>Tinderet River</i>																				
Tinderet at Kibigori		21.8		6.9		15.4		6.8		127.4		2.2		5.3		4.8		1.9	-19	
Tinderet after junction at Songhor	33.4	26.7	11.2	8.5	18.1	16.9	5.8	6.2	198.3	142.0	7.9	0.9	3.6	4.3	1.6	3.1	1.2	1.9	-15	
Tinderet at Songhor	35.3	25.7	12.6	9.9	17.4	16.8	6.4	5.6	212.5	156.5	4.3	1.0	4.2	4.3	1.2	2.3	1.2	1.9	-19	
Tinderet at Senetwo		23.4		8.5		16.0		5.5		160.7		1.3		4.7		3.0		2.3	-24	
Tinderet near Labuiywo		32.1		8.0		32.9		7.5		181.2		3.3		7.2		3.8		5.5	-11	
<i>Tributaries on Tinderet Valley</i>																				
Tributary at Kibigori		25.5		12.0		30.4		2.3		217.6		0.9		4.5		2.2		3.4	-21	
Tributary before junction at Songhor	27.2	23.2	7.4	6.1	16.7	13.7	4.7	4.8	157.6	113.2	4.8	0.7	3.5	3.4	2.1	4.6	1.1	0.9	-14	
Tributary on Nandi Hills Road		29.7		8.4		15.4		5.0		143.0		1.7		3.4		3.3		1.0	-15	
<i>Kimologit River</i>																				
Kimologit near Koru		32.4		9.3		27.7		11.1		184.0		3.1		6.1		3.1		2.6	7	
Kimologit at Fort Ternan	33.4	25.9	9.7	7.1	47.0	28.1	14.5	11.1	187.9		1.2		5.5		0.5		2.7	1		
Kimologit on Kipkelion Tinderet Road		11.6		2.9		28.4		11.5		119.2		0.2		7.9		5.0		4.8	0	
<i>Kepchorian River</i>																				
Kepchorian near Koru		11.8		2.6		26.4		9.3		92.0		1.5		6.7		2.7		3.7	8	
Kepchorian at Kipkelion		9.2		2.3		26.9		10.9		105.9		0.7		9.5		4.4		6.1	-3	
Kepchorian at Kedowa		6.9		1.9		23.1		9.2		80.2		0.1		7.5		5.5		3.9	1	
<i>Tributary on Mau Valley</i>																				
Tributary at Homa Lime	43.6	40.8	12.8	13.9	13.1	12.7	6.7	8.1	229.2	196.0	5.5	2.0	2.9	2.9	1.0	2.5	1.5	1.4	7	
<i>Lake</i>																				
Victoria Lake at Kisumu Beach Resort	9.2	7.0	3.6	3.7	17.3	17.2	16.6	7.0	88.5	71.6	0.6	0.0	14.1	6.1	10.7	9.2	3.7	3.8	0	
<i>Groundwater</i>																				
Borehole at Homa Lime	43.2	35.1	16.3	11.6	131.0	124.1	7.4	6.1	521.6	398.9	1.2	0.5	15.4	4.8	16.9	0.9	5.3	4.5	10	
Borehole at Randjira School	51.6	41.4	5.5	4.6	201.8	155.8	40.0	36.9	705.7	554.7	1.6	0.7	17.8	3.8	38.3	0.9	5.5	4.1	4	
Borehole at Dick Awonga	55.4		5.5		94.0		19.1		393.5		1.2		15.3		13.6		32.2			
Spring in Kapsabeth Forest	3.7	3.7	0.7	0.8	4.2	4.1	4.7	1.6	12.4	3.7	0.0	0.0	4.4	1.8	13.1	14.9	0.2	0.2	13	
<i>Irrigation water</i>																				
Rice fields chenal input at Nduru	8.6	6.4	3.6	3.7	17.4	16.0	7.1	5.5	80.3		0.1		6.1	4.87	3.2	2.46	2.5	2.63	-3	
Rice fields chenal output at Nduru		6.6		3.5		16.1		5.5	58.5		0.0		4.65		0.09		2.77		12	

	Ca (mg/l)		Mg (mg/l)		Na (mg/l)		K (mg/l)		HCO ₃ (mg/l)		CO ₃ (mg/l)		Cl (mg/l)		NO ₃ (mg/l)		SO ₄ (mg/l)		EBI (%)	
	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Oct-Nov	
Lufilyo basin																				
<i>Lufilyo River</i>																				
Lufilyo at Matema		25.0		6.7		25.3		3.4		181.7		0.6		1.5				0.4		-1
Lufilyo at Kisegeese		3.6		1.6		10.6		6.4		36.2		1.4		3.3		0.6		2.6		8
Lufilyo at Lufilyu		5.0		2.2		24.0		7.6		64.4		0.7		4.2		0.2		2.9		14
Lufilyo after Kandete confluence		3.3		1.6		26.8		9.6		79.5		0.5		5.6		0.8		2.6		5
Lufilyo at Luteba Village		5.8		1.6		12.5		7.6		53.1		0.3		2.3				2.0		8
<i>Tributaries of Lufilyo River</i>																				
Kipetangabako near Mbigili		2.2		1.6		8.5		11.2		31.6		0.0		4.1		0.1		0.8		16
Kandete below Kandete		1.4		1.0		39.5		6.9		100.6		0.9		7.0				3.8		2
Katungwe at Kilasi		7.3		2.0		9.7		7.1		36.3		0.1		2.2				1.5		24
High Altitude Tributary near Kikundo		1.7		0.6		7.4		7.0		26.6		0.1		1.0		0.2		0.8		14
<i>Lake</i>																				
Masoko Lake at Masoko		1.8		1.7		1.8		3.1		19.7		0.4		2.2				0.2		-1
Nyasa Lake at Matema		17.7		7.1		19.2		6.7		137.2		2.6		5.4		0.1		1.6		-1
<i>Groundwater</i>																				
Spring at Kilambo Kadjala		73.3		36.5		1064.9		65.0		2386.1		0.6		416.6		2415.2		231.4		-27
<i>Rainwater</i>																				
Rainwater at Masoko station		0.2		0.1		0.3		0.3		1.2		0.0		0.5		1.0		0.8		-26
Tukela basin																				
<i>Tukela River</i>																				
Tukela at Tukela Mouth	178.8	120.1	399.2	286.8	3262.0	2558.7	134.2	113.6	123.7	145.9	1.3	0.2	5893.6	4727.7	96.8	13.4	827.7	681.8		-2
Tukela at Harold Johnson Natural Reserve	22.2	22.9	9.7	10.2	16.7	49.2	5.0	5.3	127.3	155.6	0.3	0.2	8.7	34.7	3.6	0.1	17.5	28.0		2
Tukela at Thulile	16.8	21.2	8.6	11.7	15.4	21.7	6.4	2.9	95.0	120.4	1.0	0.8	9.4	14.9	4.2	3.0	22.5	16.3		4
Tukela at Tukela Ferry		17.5		9.6		19.2		3.7		114.5		1.3		11.7		0.7		8.3		3
Tukela at Tukela Estate		10.5		5.1		9.6		1.9		58.2		0.2		5.4		0.6		5.9		6
Tukela at Bergville Bowling Club		5.5		2.3		3.0		0.8		48.5		0.1		1.1		1.2		3.0		-19
<i>Lindequespruit River</i>																				
Lindequespruit near Winterton	6.6	18.9	4.4	9.5	5.3	11.6	5.5	2.5	52.0	88.9	0.1	0.6	3.0	7.0	1.6	0.3	5.0	6.9		11
Lindequespruit at Potshini	18.1	19.9	9.8	11.9	10.5	9.9	1.0	1.8	117.5	177.5	0.9	0.3	3.7	4.3	7.3	6.7	1.5	1.6		-13
<i>Others Tributaries</i>																				
Bloukrans at Tukela Estate		28.7		16.1		48.4		2.2		219.0		6.4		23.8		0.1		22.6		0
Little Tukela at Winterton	7.7	7.8	2.9	3.5	3.4	4.0	1.2	14.6	40.8	26.6	0.1	0.1	2.0	13.6	2.1	2.4	1.9	2.5		15
Khombe at Okhombe	4.1	16.6	1.7	6.1	4.4	18.4	1.6	15.1	30.1	117.5	0.2	2.2	1.3	13.6	0.2	2.0	3.1			1
<i>Groundwater</i>																				
Borehole at Okhombe	1.7	1.6	0.6	0.6	5.1	8.2	3.9	7.2	22.6	36.6	0.0	0.0	2.7	6.0		1.0	0.6	0.5		-8
Borehole at Potshini	15.9	14.7	3.3	3.8	28.4	17.4	10.8	1.9	139.0	109.6	0.4	0.1	9.2	1.8	0.7	1.4	1.1	1.5		-1
Spring at Potshini		6.0		4.2		4.4		10.0		26.7		0.1		9.4		1.9		0.9		18
Borehole near Umhlali	16.7		14.6		102.4		1.8		133.4		0.0		148.8				7.3			

Annexe 11 : Concentrations en métaux, en ions mineurs et en silice dans les eaux

	Si (mg/l as SiO ₂)	Al (mg/l)	Cu (µg/l)		Mn (µg/l)		Fe (µg/l)		Zn (µg/l)		F (µg/l)		Br (µg/l)		Ti (µg/l)	V (µg/l)	Zr (µg/l)
	Oct-Nov	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov
Nyando basin																	
<i>Nyando River</i>																	
Nyando below Obugi	156.6	3.5		7.6		36.7		884.0		12.3		504.2		34.8	43.7	10.25	5.79
Nyando at Ahero	165.4	3.3		9.2		50.2		793.0		7.8		480.4		36.1	42.0	10.48	5.80
Nyando at Ogilo	198.1	3.8	11.8	2.2	223.7	53.8	4227.9	985.0	217.1	15.6	1197.0	477.8		42.3	45.0	8.01	6.41
Nyando at Awasi Chemelil	173.2	5.7		6.0		343.1		1734.7		16.1		744.0		43.8	68.1	10.36	12.49
Nyando at Muhoroni	177.7	4.7		4.9		67.5		799.8		10.5		730.6		26.9	46.7	7.69	6.33
<i>Tinderet River</i>																	
Tinderet at Kibigori	194.1	2.3		2.2		21.9		552.5		9.3		278.3		12.1	29.2	6.04	2.49
Tinderet after junction at Songhor	175.9	2.4	0.6		65.7	16.7	801.0	495.5	137.5	6.2	268.8	292.3	50.1	10.6	35.3	6.93	2.30
Tinderet at Songhor	172.0	2.3	3.0		379.3	20.3	1275.9	437.2	270.3	7.4	318.7	307.0		17.6	34.8	7.14	1.87
Tinderet at Senetwo	169.0	1.9		40.5		13.9		370.4		8.6		264.3		17.2	27.4	5.33	1.64
Tinderet near Labuiywo	166.8	3.1				21.4		558.4		7.4		570.5		31.5	39.5	6.16	3.80
<i>Tributaries on Tinderet Valley</i>																	
Tributary at Kibigori	202.6	0.5		288.0		61.3		386.1		22.4		355.8		34.1	18.8	4.25	0.65
Tributary before junction at Songhor	162.7	0.9			77.4	20.8	973.3	362.2	57.3	5.1	297.1	253.3		16.6	21.1	3.51	0.64
Tributary on Nandi Hills Road	163.7	0.2		93.6		42.6		70.1		10.1		291.6		14.2	21.0	3.41	0.18
<i>Kimologit River</i>																	
Kimologit near Koru	190.0	2.3		3.3		23.1		477.7		3.2		605.9		31.6	35.8	9.13	2.57
Kimologit at Fort Ternan	179.8	2.7	15.9		145.1	27.0	2542.1	513.5	223.4	5.6	1403.0	599.8		25.0	32.7	6.73	3.51
Kimilogit on Kipkelion Tinderet Road	187.6	6.2				33.1		781.9		26.4		570.5		34.9	35.2	3.93	9.44
<i>Kepchorian River</i>																	
Kepchorian near Koru	158.0	7.3				47.1		1191.4		4.8		567.7		41.3	63.8	3.79	14.93
Kepchorian at Kipkelion	213.6	10.9		79.5		56.7		1903.8		14.8		580.5		46.6	102.3	2.11	28.00
Kepchorian at Kedowa	216.3	9.4		257.1		37.9		1603.4		27.6		607.2		32.7	109.5	1.30	27.36
<i>Tributary on Mau Valley</i>																	
Tributary at Homa Lime	203.6	0.6		1.1	65.4	42.2	972.7	252.1	60.6	4.4	532.0	483.1	29.1	11.8	31.7	9.24	0.60
<i>Lake</i>																	
Victoria Lake at Kisumu Beach Resort	183.8	19.4		3.8	195.9	186.7	5919.4	3412.8	77.0	40.2	497.7	563.9	4.8	18.2	100.1	4.73	15.08
<i>Groundwater</i>																	
Borehole at Homa Lime	226.4	0.3	5.3	1.7	118.3	249.3	943.7	6.2	316.3	18.2	5616.0	6392.2		1.5	24.3	2.23	4.48
Borehole at Randjira School	384.2	0.3	4.7	13.0	2.9	3.8	96.3		70.0	27.4	3550.0	3258.0		28.9	27.4	18.33	2.75
Borehole at Dick Awonga	114.1		5.3		178.3		2507.9		325.3		2356.0		42.0				
Spring in Kapsabeth Forest		0.2			7.6	11.3	89.3		61.4	12.7	88.8	101.6	48.4	17.1	3.5	0.09	0.06
<i>Irrigation water</i>																	
Rice fields chenal input at Nduru	207.1	23.2	6.5	3.8	80.3	52.9	6023.5	3816.4	54.1	28.7	506.4	550.9	60.6	10.7	133.8	7.80	15.99
Rice fields chenal output at Nduru	185.7	20.0				136.9		3700.2		36.9		529.0		8.2	122.1	8.87	11.27

	Si (mg/l as SiO ₂)	Al (mg/l)	Cu (µg/l)		Mn (µg/l)		Fe (µg/l)		Zn (µg/l)		F (µg/l)		Br (µg/l)		Ti (µg/l)	V (µg/l)	Zr (µg/l)	
	Oct-Nov	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	
Lufilyo basin																		
<i>Lufilyo River</i>																		
Lufilyo at Matema	81.1	0.2								13.9		480.5		309.6	17.8	0.48	0.40	
Lufilyo at Kisegese	112.4	8.4				58.7		1021.7		17.5		499.7		9.7	67.1	2.98	9.81	
Lufilyo at Lufilyu	189.7	0.6		110.0		8.1		101.4		17.5		1302.2			9.5	4.64	3.53	
Lufilyo after Kandete confluence	216.8	0.4				4.3		120.8		6.0		1688.2		7.9	6.0	4.82	4.65	
Lufilyo at Luteba Village	149.5	1.4				11.8		169.3		12.4		229.2			8.6	1.19	1.21	
<i>Tributaries of Lufilyo River</i>																		
Kipetangambako near Mbigili	156.2	0.4				1.6		14.2		8.5		206.0			5.6	2.08	0.94	
Kandete below Kandete	237.7	0.4				2.2		4.6		8.2		3089.8		8.9	9.3	7.73	9.69	
Katungwe at Kilasi	134.8	0.2				2.2		68.7		0.4		191.4			5.8	1.22	0.17	
High Altitude Tributary near Kikundo	133.1	0.4		34.4		4.8				11.2		149.1			4.1	0.61	0.71	
<i>Lake</i>																		
Masoko Lake at Masoko	27.4	1.5		99.7		2.7		258.9		9.1		104.7			30.4	1.38	0.99	
Nyasa Lake at Matema	15.6	0.2		23.9						4.3		481.8		29.7	12.8	1.17	0.23	
<i>Groundwater</i>																		
Spring at Kilambo Kadjala	473.6	0.3				55.0		1145.0		920.0				725.0	40.7	0.12	4.05	
<i>Rainwater</i>																		
Rainwater at Masoko station	4.0	0.4		0.2		17.2		7.2		2496.0					6.8	0.26	0.36	
Tukela basin																		
<i>Tukela River</i>																		
Tukela at Tukela Mouth			13.60		56.50	60130	1273	12620	209.50					26260	17860			
Tukela at Harold Johnson Natural Reserve	85.2	3.6	11.2	175.2	403.9	297.2	7001.1	971.0	96.5	11.9	236.0	248.7	46.9	105.0	34.0	7.33	1.13	
Tukela at Thuliile	78.3	2.3	3.0	38.4	87.3	23.2	317.9	412.6	131.2	2.5	189.1	315.3	17.5	50.2	23.7	7.55	0.78	
Tukela at Tukela Ferry	71.3	1.8		259.7		28.3		305.0		14.5		242.3		33.9	16.5	6.13	0.51	
Tukela at Tukela Estate	68.5	2.5		88.3		28.3		633.4		8.7		133.6		20.9	12.9	3.16	0.60	
Tukela at Bergville Bowling Club	57.5	1.6		85.4		0.0		365.4				88.4			7.5	1.13	0.27	
<i>Lindequespruit River</i>																		
Lindequespruit near Winterton	70.1	2.4	3.9		127.0	79.5	10317.7	521.3	75.5		191.2	246.7	24.1		16.0	1.56	0.59	
Lindequespruit at Potshini	142.2	0.5	1.2		34.0	35.4	556.6	297.1	146.4		95.9	102.0		16.6	14.9	4.85	0.24	
<i>Others Tributaries</i>																		
Bloukrans at Tukela Estate	60.7	0.3		133.8		0.0		56.5				395.3		70.7	17.7	3.15	0.84	
Little Tukela at Winterton	60.9	0.3			103.4	41.1	1160.1	178.1	86.7			91.6		18.8	6.5	1.55	0.19	
Khombe at Okhombe	74.2	3.6		6.4	66.6	26.5	1724.9	621.1	190.0		102.9	239.3		26.1	16.8	2.20	0.87	
<i>Groundwater</i>																		
Borehole at Okhombe	25.7	0.1			28.0		154.6	77.0	164.9	114.2				8.9	2.3	0.32	0.22	
Borehole at Potshini	119.7	0.3			7.9	7.1	819.4	522.6	267.6	381.0	216.2	244.3	8.1		11.4	2.09	0.34	
Spring at Potshini	99.6	0.7		0.5				98.9		35.0		109.0			5.8	3.62	0.22	
Borehole near Umhlali			20.4		1410.2		62.1		2608.2		122.6		742.8					

Annexe 12 : Compositions isotopiques des eaux échantillonnées

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)		$\delta^2\text{H}$ (‰)		d-excess (‰)	
	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov
Nyando basin						
<i>Nyando River</i>						
Nyando below Obugi		-2.2		-5.7		12.0
Nyando at Ahero		-2.0		-4.1		12.0
Nyando at Ogilo	-1.9	-1.9	-5.6	-3.3	9.3	12.1
Nyando at Awasi Chemelil		-1.8		-3.4		10.8
Nyando at Muhoroni		-2.0		-3.9		12.2
<i>Tinderet River</i>						
Tinderet at Kibigori		-2.2		-4.7		13.2
Tinderet after junction at Songhor	-2.3	-2.4	-7.2	-6.4	11.4	12.4
Tinderet at Songhor	-2.6	-2.4	-8.2	-6.8	12.5	12.5
Tinderet at Senetwo		-2.6		-8.1		13.1
Tinderet near Labuiyo		-2.4		-5.9		13.0
<i>Tributaries on Tinderet Valley</i>						
Tributary at Kibigori		-2.4		-5.8		13.3
Tributary before junction at Songhor	-2.2	-1.9	-7.4	-6.7	10.3	8.3
Tributary on Nandi Hills Road		-2.2		-5.8		11.4
<i>Kimologit River</i>						
Kimologit near Koru		-2.1		-4.5		12.4
Kimologit at Fort Ternan	-2.1	-2.4	-4.9	-6.4	11.8	12.9
Kimilogit on Kipkelion Tinderet Road		-2.4		-6.8		12.3
<i>Kepchorian River</i>						
Kepchorian near Koru		-1.7		-3.4		10.2
Kepchorian at Kipkelion		-2.2		-5.9		11.5
Kepchorian at Kedowa		-2.8		-10.6		11.5
<i>Tributary on Mau Valley</i>						
Tributary at Homa Lime	-2.0	-2.0	-4.9	-5.6	10.8	10.5
<i>Lake</i>						
Victoria Lake at Kisumu Beach Resort	2.9	3.4	20.4	26.8	-2.5	-0.2
<i>Groundwater</i>						
Borehole at Homa Lime	-2.3	-2.4	-8.3	-8.4	10.0	10.6
Borehole at Randjira School	-1.7	-1.9	-1.9	-3.0	11.4	11.8
Borehole at Dick Awonga	-3.1		-12.3		12.4	
Spring in Kapsabeth Forest	-2.4	-2.2	-5.1	-5.6	14.3	12.1
<i>Irrigation water</i>						
Rice fields chenal input at Nduru	3.1	3.3	22.5	25.8	-2.4	-0.7
Rice fields chenal output at Nduru		3.7		25.5		-4.0

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)		$\delta^2\text{H}$ (‰)		d-excess (‰)	
	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov
Lufilyo basin						
<i>Lufilyo River</i>						
Lufilyo at Matema		-0.8		-4.0		2.6
Lufilyo at Kisegesi	-4.6	-5.9	-23.6	-35.0	13.2	12.1
Lufilyo at Lufilyo	-4.7	-5.0	-23.4	-26.4	14.2	13.8
Lufilyo after Kandete confluence		-5.5		-29.8		13.8
Lufilyo at Luteba Village	-5.2	-5.6	-25.9	-30.7	15.7	14.3
<i>Tributaries of Lufilyo River</i>						
Kipetangambako near Mbigili		-5.0		-27.3		12.8
Kandete below Kandete		-5.6		-29.1		15.6
Katungwe at Kilasi	-5.1	-5.9	-25.1	-32.0	15.7	15.0
High Altitude Tributary near Kikundo	-5.7	-6.0	-29.4	-32.4	16.2	15.3
<i>Lake</i>						
Masoko Lake at Masoko		3.8		20.7		-9.6
Nyasa Lake at Matema		2.1		11.5		-4.9
<i>Groundwater</i>						
Spring at Kilambo Kadjala		-5.8		-27.7		18.4
<i>Rainwater</i>						
Rainwater at Masoko station		-5.5		-37.8		5.9

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)		$\delta^2\text{H}$ (‰)		d-excess (‰)	
	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov
Tukela basin						
<i>Tukela River</i>						
Tukela at Tukela Mouth	-1.1	0.2	-3.3	5.8	5.2	4.3
Tukela at Harold Johnson Natural Reserve	-1.7	0.8	-5.2	9.0	8.0	2.7
Tukela at Thulile	-1.6	0.7	-4.8	8.9	8.3	3.3
Tukela at Tukela Ferry		0.9		8.9		2.1
Tukela at Tukela Estate		0.6		8.9		4.4
Tukela at Bergville Bowling Club		-0.5		1.8		5.8
<i>Lindequespruit River</i>						
Lindequespruit near Winterton	-1.3	1.3	-2.1	9.5	8.7	-0.7
Lindequespruit at Potshini	-2.5	-2.3	-11.1	-9.1	9.2	9.3
<i>Others Tributaries</i>						
Bloukrans at Tukela Estate		-0.4		0.6		3.7
Little Tukela at Winterton	-2.9	-1.9	-8.4	-3.4	14.5	11.9
Khombe at Okhombe	-2.4		-6.5		12.3	
<i>Groundwater</i>						
Borehole at Okhombe	-3.6	-3.7	-16.6	-17.0	11.8	12.3
Borehole at Potshini	-4.1	-4.2	-19.0	-18.9	14.1	14.6
Spring at Potshini		-3.5		-15.3		13.0
Borehole near Umhlali	-3.0		-8.9		14.9	

Annexe 13 : Compositions isotopiques des eaux apportées aux biefs

	Surface drainée par le bief (km ²)		Débit des apports (m ³ /s)		$\delta^{18}\text{O}$ input (‰)		$\delta^2\text{H}$ input (‰)	
	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov
Nyando basin								
<i>Nyando River</i>								
N-a		139		0.88		-6.1		-37.6
N-b		152		0.97		-3.8		-18.9
N-c	1766	183	11.26	1.16	-1.7	-1.5	-5.3	4.8
N-k		258		1.65		-0.6		-0.8
N-l		174		1.11		-3.1		-4.1
<i>Tinderet River</i>								
N-d		193		1.23		-1.7		1.7
N-f	25	25	0.16	0.16	0.7		8.0	
N-h	346	62	0	0.40	-2.6	-1.3	-8.2	-0.9
N-i		84		0.53		-3.3		-13.3
N-j		200		0		-2.4		-5.9
<i>Tributaries on Tinderet Valley</i>								
N-e		233		0		-2.4		-5.8
N-f	166	82	0	0.52	-2.2	-1.6	-7.4	-7.7
N-g		84		0		-2.2		-5.8
<i>Kimologit River</i>								
N-n		48		0.31		-0.4		6.2
N-o	273	193	0	1.23	-2.1	-2.4	-4.9	-6.3
N-p		80		0		-2.4		-6.8
<i>Kepchorian River</i>								
N-q		321		2.05		-1.2		-0.7
N-r		241		1.53		-1.9		-3.6
N-s		114		0		-2.8		-10.6
<i>Tributary on Mau Valley</i>								
N-m	93	93	0	0	-2.0	-2.0	-4.9	-5.6
Lufilyo basin								
<i>Lufilyo River</i>								
L-a		326		9.69				
L-b	963	963	28.67	28.67	-4.6	-4.8	-23.7	-26.1
L-c	336	184	10.01	5.46	-4.5	-4.4	-22.5	-21.5
L-e		77		2.30		-5.0		-28.6
L-h	104	104	3.10	3.10	-5.2	-5.6	-25.8	-30.6
<i>Tributaries of Lufilyo River</i>								
L-d		19		0		-5.0		-27.3
L-f		56		0		-5.6		-29.1
L-g	18	18	0	0	-5.1	-5.9	-25.1	-32.0
L-i	3	3	0	0	-5.7	-6.0	-29.4	-32.4
Tukela basin								
<i>Tukela River</i>								
T-a								
T-b		1092	5.50	5.50	-2.0	2.9	-16.0	12.3
T-c	26664	13367	134	67.30	-1.6	0.5	-4.8	8.8
T-d		3420		17.22		2.8		17.5
t-f		4691		23.62		1.3		13.5
T-g		1917		0		-0.5		1.8
<i>Lindequespruit River</i>								
T-i	178	178	0.90	0.90	-0.4	4.2	5.3	24.7
T-k	146	146	0	0	-2.5	-2.3	-11.1	-9.1
<i>Others Tributaries</i>								
T-e		3443		0		-0.4		0.6
T-j	681	681	0	0	-2.9	-1.9	-8.4	-3.4
T-h	176		0		-2.4		-6.5	

*Le texte en gras correspond aux valeurs limites du bassin (mesures)

Annexe 14 : TSM, concentrations en DIC, DOC, PIC et POC, isotopie du carbone particulaire total et organique ($\delta^{13}\text{C-TPC}$ et $\delta^{13}\text{C-POC}$), rapport C/N et azote particulaire total (TPN)

	TSM (mg/l)	DIC (mg/l)		DOC (mg/l)		PIC (mg/l)	POC (mg/l)	$\delta^{13}\text{C-TPC}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C-POC}$ (‰)	C/N	TPN (mg/l)
	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov
Nyando basin											
<i>Nyando River</i>											
Nyando below Obugi	75.11		33.91		15.41	0.15	2.21	-19.36	-19.81	7.59	0.29
Nyando at Ahero	74.63		32.89		17.94	0.15	3.06	-17.39	-18.63	6.69	0.46
Nyando at Ogilo	106.23	45.03	33.09	25.00	25.14	0.00	4.30	-16.03	-15.72	11.78	0.36
Nyando at Awasi Chemelil	25.96		51.24		30.73	0.00	4.01	-12.77	-16.08	7.36	0.54
Nyando at Muhoroni	64.92		32.18		10.58	0.15	2.52	-18.28	-18.84	6.55	0.38
<i>Tinderet River</i>											
Tinderet at Kibigori	97.65		25.63		8.97	0.59	3.11	-19.79	-20.76	5.38	0.58
Tinderet after junction at Songhor	52.89	40.68	28.55	65.00	15.59	4.70	2.89	-21.93	-23.92	4.13	0.70
Tinderet at Songhor	60.59	42.87	31.46	33.00	6.98	0.85	3.04	-22.49	-22.89	8.92	0.34
Tinderet at Senetwo	34.37		32.25		6.88	0.37	1.82	-21.95	-23.16	8.36	0.22
Tinderet near Labuiywo	39.27		36.50		7.95	0.24	2.05	-20.16	-22.42	8.83	0.23
<i>Tributaries on Tinderet Valley</i>											
Tributary at Kibigori	30.46		43.93		12.80	1.42	1.41	-22.94		5.68	0.25
Tributary before junction at Songhor	19.59	32.05	22.75	44.00	7.77	0.24	1.52	-22.05	-22.28	8.53	0.18
Tributary on Nandi Hills Road	12.54		28.69		9.80	0.00	1.11	-19.44	-23.62	8.05	0.14
<i>Kimologit River</i>											
Kimologit near Koru	26.24		37.03		9.10	0.21	1.95	-21.79	-22.98	8.02	0.24
Kimologit at Fort Ternan	18.43		37.77	21.00	13.07	0.15	1.52	-21.94	-22.88	7.61	0.20
Kimologit on Kipkelion Tinderet Road	35.13		25.15		7.21	0.48	2.02	-20.18	-20.80	8.59	0.24
<i>Kepchorian River</i>											
Kepchorian near Koru	34.03		18.52		11.20	0.00	1.69	-21.01	-21.39	11.13	0.15
Kepchorian at Kipkelion	30.45		21.28			0.00	1.91	-21.00	-22.27	9.79	0.20
Kepchorian at Kedowa	29.74		16.70		5.62	0.36	1.31	-18.92	-20.79	9.57	0.14
<i>Tributary on Mau Valley</i>											
Tributary at Homa Lime	34.01	46.37	39.32	68.00	14.35	0.79	2.02	-20.98	-23.21	6.61	0.31
<i>Lake</i>											
Victoria Lake at Kisumu Beach Resort	73.64	17.79	16.92	22.00	11.30	0.70	10.89	-13.92	-14.50	4.41	2.47
<i>Groundwater</i>											
Borehole at Homa Lime		107.00	84.45	45.00	15.31						
Borehole at Randjira School		144.90	117.79	43.00	13.10						
Borehole at Dick Awonga		79.99		29.00							
Spring in Kapsabeth Forest	1.39	17.89	2.80	20.00	6.54		0.27		22.92		
<i>Irrigation water</i>											
Rice fields chenal input at Nduru	63.03		17.48	20.00	9.81	0.00	3.02	-21	-21.09	6.71	0.45
Rice fields chenal output at Nduru	85.23		16.54		8.78	1.77	3.31	-21	-20.76	4.15	0.80
Lufilyo basin											
<i>Lufilyo River</i>											
Lufilyo at Matema	8.46		36.92		2.80	0.14	0.70	-30.07	-30.70	3.38	0.21
Lufilyo at Kisegeese	155.97		7.42		6.00	2.98	7.07	-20.78	-19.23	6.59	1.07
Lufilyo at Lufilyu	16.25		12.92		5.98	0.15	1.29	-25.13	-24.88	4.81	0.27
Lufilyo after Kandete confluence	15.36		15.97		6.02	0.00	1.32	-25.05	-25.22	5.97	0.02
Lufilyo at Luteba Village	49.35		10.71		1.95	0.77	2.64	-24.27	-24.60	5.77	0.46
<i>Tributaries of Lufilyo River</i>											
Kipetangambako near Mbigili	11.72		6.64		7.58	0.00	1.15	-23.66	-24.92	5.87	0.20
Kandete below Kandete	6.14		20.18		3.78	0.00	0.64	-27.84	-27.42	11.10	0.06
Katungwe at Kilasi	17.45		7.34		6.76			-26.92	-30.93		0.21
High Altitude Tributary near Kikundo	8.62		5.37		1.60	0.00	0.96	-24.70	-27.65	9.59	0.10
<i>Lake</i>											
Masoko Lake at Masoko	47.69		3.96		3.78	1.96		-24.26	-24.03		2.08
Nyasa Lake at Matema	3.09		27.65		1.24	0.39	0.00	-23.84	-26.01	7.16	0.03
<i>Groundwater</i>											
Spring at Kilambo Kadjala	1.36		640.37		10.55		0.17		-25.97		
<i>Rainwater</i>											
Rainwater at Masoko station			0.44		7.60						

	TSM (mg/l)		DIC (mg/l)		DOC (mg/l)		PIC (mg/l)	POC (mg/l)	$\delta^{13}\text{C-TPC}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C-POC}$ (‰)	C/N	TPN (mg/l)
	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov
<i>Tukela basin</i>												
<i>Tukela River</i>												
Tukela at Tukela Mouth	88.09	24.82	30.63	20.00	15.59	0.05	2.10	-20.58	-20.83	6.26	0.34	
Tukela at Harold Johnson Natural Reserve	76.32	26.24	32.70	18.00	21.91	0.27	3.74	-21.89	-22.13	5.79	0.64	
Tukela at Thulile	71.67	19.06	24.21	20.00		0.12	1.66	-17.53	-19.76	7.40	0.23	
Tukela at Tukela Ferry	149.38		22.98		17.43	2.98	3.74	-19.63	-20.69	4.46	0.84	
Tukela at Tukela Estate	31.67		11.84		13.93	0.00	1.36	-22.38	-21.64	6.18	0.22	
Tukela at Bergville Bowling Club	20.62		9.91		9.68	0.00	0.55	-20.31	-22.66	6.33	0.09	
<i>Lindequespruit River</i>												
Lindequespruit near Winterton	18.73	10.64	17.86	19.00	8.06	0.00	0.94	-27.71	-27.01	6.81	0.14	
Lindequespruit at Potshini	22.24	23.59	37.09	26.00	11.04	0.00	2.91	-22.63	-25.37	20.05	0.14	
<i>Others Tributaries</i>												
Bloukrans at Tukela Estate	16.36		44.49		17.00	0.96	0.86	-22.51	-22.75	2.90	0.30	
Little Tukela at Winterton	9.75	8.27	5.39	14.00	52.90	0.00	0.68	-21.84	-22.44	6.80	0.10	
Khombe at Okhombe	102.84	6.04	23.67	15.00	7.84	0.26	3.38	-19.30	-19.56	6.57	0.51	
<i>Groundwater</i>												
Borehole at Okhombe		5.07	10.15	13.00	2.10							
Borehole at Potshini		28.38	24.36	35.00	11.54							
Spring at Potshini			5.44		2.18							
Borehole near Umhlali		44.86		4.60								

Annexe 15 : Taux de carbone organique (OC) et d'azote (N), isotopie du OC ($\delta^{13}\text{C-OC}$) et rapport C/N dans les sols et sédiments

	OC (%)		N (%)		$\delta^{13}\text{C-OC}$ (‰)		C/N	
	Mar-Avr	Oct-Nov	Mar-Avr	Oct-Nov	Mar-Avr	Oct-Nov	Mar-Avr	Oct-Nov
Nyando basin								
<i>Sediment samples</i>								
Nyando below Obugi		3.56		0.30		-19.68		11.9
Kimologit near Koru		0.26		0.02		-20.99		10.5
Kepchorian near Koru		1.33		0.11		-21.49		12.2
Tributary at Homa Lime		0.24		0.02		-19.90		10.7
Kimilogit on Kipkelion Tinderet Road		0.50		0.04		-19.87		11.7
Kepchorian at Kipkelion		0.28		0.02		-21.13		11.4
Kepchorian at Kedowa		1.73		0.08		-20.70		22.6
<i>Soil samples</i>								
Rice near Nduru		0.73		0.05		-19.25		14.2
Sugar Cane at Koru		2.06		0.16		-18.4		12.9
Coffee at Fort Ternan		6.12		0.54		-21.18		11.4
Forest at Kapsabeth		8.60		0.81		-26.32		10.6
Lufilyo basin								
<i>Sediment samples</i>								
Lufilyo at Kisegese		0.84		0.07		-20.71		12.4
Lake bank at Masoko Lake		1.08		0.08		-23.61		13.0
High Altitude Tributary near Kikundo		1.75		0.16		-23.44		10.9
<i>Soil samples</i>								
Vegetable on Burnt land at Matema		2.19		0.18		-20.23		12.1
Cacao near Kilambo Kadjala		2.55		0.20		-23.08		12.5
Burnt Soil at Lufilyo		5.01		0.36		-28.24		13.9
Soil near Masoko Lake		1.47		0.11		-25.56		13.6
Mixed Forest at Masoko		3.74		0.23		-27.39		16.1
Mango Tree Forest at Masoko		4.80		0.36		-24.47		13.5
Maize on Mbaka Basin		5.16		0.46		-17.05		11.2
Mixed Grassland/Forest near Kikundo		3.14		0.20		-19.79		15.4
Forest High Altitude near Kikundo		10.34		0.82		-25.29		12.6
Ericaceous grassland near Kikundo		11.55		0.81		-18.60		14.3
Tukela basin								
<i>Sediment samples</i>								
Tukela at Tukela Mouth		0.05		0.01		-23.04		5.4
Tukela at Harold Johnson Natural Reserve	2.47	0.09		0.02	-19.53	-22.78		5.4
Tukela at Thulile	1.35	1.76		0.17	-22.54	-20.78		10.1
Bloukrans at Tukela Estate		0.16		0.04		-22.13		3.7
Lindequespruit near Winterton	0.49	0.74	0.06	0.08	-22.40	-21.68	8.4	9.4
River Bank of Little Tukela at Winterton	0.31	0.89	0.03	0.10	-20.13	-17.92	10.9	8.6
Riverbed of Little Tukela at Winterton		0.30		0.04		-20.13		7.9
Lindequespruit at Potshini		0.70		0.08		-16.58		9.3
Khombe at Okhombe	0.13	0.19	0.02	0.03	-17.95	-18.14	6.3	6.3
<i>Soil samples</i>								
Sugar Cane at Harold Johnson Natural Reserve	0.89	1.07	0.09	0.11	-16.26	-15.80	9.6	9.7
Tree Plantation at Kranskrop		12.17		1.01		-26.38		12.0
Maize at Potshini	1.65	2.09	0.14	0.18	-16.69	-17.41	12.1	11.5
Grassland at Okhombe	1.97	1.17	0.13	0.10	-16.80	-14.63	15.2	11.7
Degraded Soil at Okhombe		0.33		0.05		-14.92		6.3

Annexe 16 : Flux totaux et spécifiques de carbone dissous et particulaire dans les rivières

	Flux totaux de carbone (10 ⁹ gC/yr)						Flux spécifiques de carbone (t gC/km ² /yr)							
	DIC		DOC		PIC	POC	TC	DIC		DOC		PIC	POC	TC
	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov
Nyando basin														
<i>Nyando River</i>														
Nyando below Obugri		20.2		9.2	0.1	1.3	30.8		6.82		3.10	0.03	0.45	10.40
Nyando at Ahero		18.7		10.2	0.1	1.7	30.7		6.62		3.61	0.03	0.62	10.87
Nyando at Ogilo	24.2	17.8	13.4	13.5	0.0	2.3	33.6	9.06	6.66	5.03	5.06	0.00	0.87	12.58
Nyando at Awasi Chemelil		15.7		9.4	0.0	1.2	26.3		10.31		6.18	0.00	0.81	17.30
Nyando at Muhoroni		8.2		2.7	0.0	0.6	11.6		6.48		2.13	0.03	0.51	9.14
<i>Tinderet River</i>														
Tinderet at Kibigori		5.0		1.7	0.1	0.6	7.4		5.16		1.81	0.12	0.63	7.71
Tinderet after junction at Songhor	4.4	3.1	7.0	1.7	0.5	0.3	5.6	8.18	5.74	13.08	3.14	0.95	0.58	10.41
Tinderet at Songhor	3.0	2.2	2.3	0.5	0.1	0.2	2.9	8.63	6.33	6.64	1.40	0.17	0.61	8.52
Tinderet at Senetwo		1.8		0.4	0.0	0.1	2.4		6.49		1.39	0.07	0.37	8.32
Tinderet near Labuiyo		1.5		0.3	0.0	0.1	1.9		7.34		1.60	0.05	0.41	9.40
<i>Tributaries on Tinderet Valley</i>														
Tributary at Kibigori		2.1		0.6	0.1	0.1	2.8		8.84		2.58	0.29	0.28	11.99
Tributary before junction at Songhor	1.1	0.8	1.5	0.3	0.0	0.1	1.1	6.45	4.58	8.85	1.56	0.05	0.31	6.49
Tributary on Nandi Hills Road		0.5		0.2	0.0	0.0	0.7		5.77		1.97	0.00	0.22	7.97
<i>Kimologit River</i>														
Kimologit near Koru		2.4		0.6	0.0	0.1	3.1		7.45		1.83	0.04	0.39	9.72
Kimologit at Fort Ternan		2.1	1.2	0.7	0.0	0.1	2.9		7.60	4.23	2.63	0.03	0.31	10.56
Kimilogit on Kipkelion Tinderet Road		0.4		0.1	0.0	0.0	0.6		5.06		1.45	0.10	0.41	7.01
<i>Kepchorian River</i>														
Kepchorian near Koru		2.5		1.5	0.0	0.2	4.3		3.73		2.25	0.00	0.34	6.32
Kepchorian at Kipkelion		1.5			0.0	0.1			4.28			0.00	0.39	
Kepchorian at Kedowa		0.4		0.1	0.0	0.0	0.6		3.36		1.13	0.07	0.26	4.83
<i>Tributary on Mau Valley</i>														
Tributary at Homa Lime	0.9	0.7	1.3	0.3	0.0	0.0	1.1	9.33	7.91	13.68	2.89	0.16	0.41	11.36
Lufilyo basin														
<i>Lufilyo River</i>														
Lufilyo at Matema		60.7		4.6	0.2	1.1	66.7		34.67		2.63	0.13	0.66	38.08
Lufilyo at Kisegeese		9.9		8.0	4.0	9.5	31.4		6.97		5.63	2.80	6.63	22.03
Lufilyo at Lufilyo		5.6		2.6	0.1	0.6	8.8		12.14		5.62	0.14	1.21	19.10
Lufilyo after Kandete confluence		3.9		1.5	0.0	0.3	5.7		15.00		5.65	0.00	1.24	21.89
Lufilyo at Luteba Village		1.1		0.2	0.1	0.3	1.6		10.06		1.83	0.73	2.48	15.10
<i>Tributaries of Lufilyo River</i>														
Kipetangambako near Mbigili		0.1		0.1	0.0	0.0	0.3		6.24		7.11	0.00	1.08	14.43
Kandete below Kandete		1.1		0.2	0.0	0.0	1.3		18.95		3.55	0.00	0.60	23.11
Katungwe at Kilasi		0.1		0.1					6.89		6.35			
High Altitude Tributary near Kikundo		0.0		0.0	0.0	0.0	0.0		5.04		1.50	0.00	0.90	7.44
Tukela basin														
<i>Tukela River</i>														
Tukela at Tukela Mouth	114.4	141.1	92.1	71.8	0.2	9.7	222.9	3.94	4.87	3.18	2.48	0.01	0.33	7.68
Tukela at Harold Johnson Natural Reserve	120.6	150.3	82.8	100.7	1.2	17.2	269.5	4.17	5.20	2.86	3.48	0.04	0.59	9.31
Tukela at Thulile	84.3	107.1	88.5		0.5	7.4		3.03	3.85	3.18		0.02	0.26	
Tukela at Tukela Ferry		52.9		40.1	6.8	8.6	108.4		3.65		2.77	0.47	0.59	7.49
Tukela at Tukela Estate		14.3		16.9	0.0	1.6	32.8		1.88		2.21	0.00	0.22	4.31
Tukela at Bergville Bowling Club		3.0		2.9	0.0	0.2	6.1		1.58		1.54	0.00	0.09	3.20
<i>Lindequespruit River</i>														
Lindequespruit near Winterton	0.5	0.9	1.0	0.4	0.0	0.0	1.4	1.69	2.84	3.02	1.28	0.00	0.15	4.27
Lindequespruit at Potshini	0.5	0.9	0.6	0.3	0.0	0.1	1.2	3.75	5.89	4.13	1.75	0.00	0.46	8.11
<i>Others Tributaries</i>														
Bloukrans at Tukela Estate		24.3		9.3	0.5	0.5	34.6		7.07		2.70	0.15	0.14	10.06
Little Tukela at Winterton	0.9	0.6	1.5		0.0	0.1		1.31	0.86	2.22		0.00	0.11	
Khombe at Okhombe	0.2	0.7	0.4	0.2	0.0	0.1	1.0	0.96	3.76	2.38	1.25	0.04	0.54	5.59

Annexe 17 : Proportions de DIC, DOC, PIC et POC en fonction du carbone total, du carbone dissous et du carbone particulaire dans les rivières

	Proportion de carbone total (% of TC)						Proportion de carbone dissous (% DC)				Proportion de carbone particulaire (% of PC)	
	DIC	DOC	PIC	POC	DC	PC	IC		OC		IC	OC
	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Mar-Apr	Oct-Nov	Oct-Nov	Oct-Nov
Nyando basin												
<i>Nyando River</i>												
Nyando below Obugi	65.6	29.8	0.3	4.3	95.4	4.6		68.8		31.2	6.3	93.7
Nyando at Ahero	60.9	33.2	0.3	5.7	94.1	5.9		64.7		35.3	4.7	95.3
Nyando at Ogilo	52.9	40.2	0.0	6.9	93.1	6.9	64.3	56.8	35.7	43.2	0.0	100.0
Nyando at Awasi Chemelil	59.6	35.7	0.0	4.7	95.3	4.7		62.5		37.5	0.0	100.0
Nyando at Muhoroni	70.8	23.3	0.3	5.6	94.1	5.9		75.3		24.7	5.8	94.2
<i>Tinderet River</i>												
Tinderet at Kibigori	66.9	23.4	1.5	8.1	90.4	9.6		74.1		25.9	15.9	84.1
Tinderet after junction at Songhor	55.2	30.1	9.1	5.6	85.3	14.7	38.5	64.7	61.5	35.3	61.9	38.1
Tinderet at Songhor	74.3	16.5	2.0	7.2	90.8	9.2	56.5	81.8	43.5	18.2	21.9	78.1
Tinderet at Senetwo	78.0	16.7	0.9	4.4	94.7	5.3		82.4		17.6	16.9	83.1
Tinderet near Labuiywo	78.1	17.0	0.5	4.4	95.1	4.9		82.1		17.9	10.5	89.5
<i>Tributaries on Tinderet Valley</i>												
Tributary at Kibigori	73.8	21.5	2.4	2.4	95.2	4.8		77.4		22.6	50.2	49.8
Tributary before junction at Songhor	70.5	24.1	0.7	4.7	94.6	5.4	42.1	74.5	57.9	25.5	13.4	86.6
Tributary on Nandi Hills Road	72.5	24.7	0.0	2.8	97.2	2.8		74.5		25.5	0.0	100.0
<i>Kimologit River</i>												
Kimologit near Koru	76.7	18.8	0.4	4.0	95.5	4.5		80.3		19.7	9.8	90.2
Kimologit at Fort Ternan	71.9	24.9	0.3	2.9	96.8	3.2		74.3		25.7	8.8	91.2
Kimologit on Kipkelion Tinderet Road	72.1	20.7	1.4	5.8	92.8	7.2		77.7		22.3	19.1	80.9
<i>Kepchorian River</i>												
Kepchorian near Koru	59.0	35.7	0.0	5.4	94.6	5.4		62.3		37.7	0.0	100.0
Kepchorian at Kipkelion												
Kepchorian at Kedowa	69.6	23.4	1.5	5.4	93.0	7.0		74.8		25.2	21.8	78.2
<i>Tributary on Mau Valley</i>												
Tributary at Homa Lime	69.6	25.4	1.4	3.6	95.0	5.0	40.5	73.3	59.5	26.7	28.1	71.9
Lufilyo basin												
<i>Lufilyo River</i>												
Lufilyo at Matema	91.0	6.9	0.4	1.7	97.9	2.1		92.9		7.1	17.0	83.0
Lufilyo at Kisegese	31.6	25.6	12.7	30.1	57.2	42.8		55.3		44.7	29.7	70.3
Lufilyo at Lufilyo	63.5	29.4	0.7	6.3	92.9	7.1		68.4		31.6	10.3	89.7
Lufilyo after Kandete confluence	68.5	25.8	0.0	5.7	94.3	5.7		72.6		27.4	0.0	100.0
Lufilyo at Luteba Village	66.6	12.1	4.8	16.4	78.8	21.2		84.6		15.4	22.7	77.3
<i>Tributaries of Lufilyo River</i>												
Kipetangambako near Mbigili	43.2	49.3	0.0	7.5	92.5	7.5		46.7		53.3	0.0	100.0
Kandete below Kandete	82.0	15.4	0.0	2.6	97.4	2.6		84.2		15.8	0.0	100.0
Katungwe at Kilasi												
High Altitude Tributary near Kikundo	67.8	20.1	0.0	12.1	87.9	12.1		77.1		22.9	0.0	100.0
Tukela basin												
<i>Tukela River</i>												
Tukela at Tukela Mouth	63.3	32.2	0.1	4.3	95.6	4.4	55.4	66.3	44.6	33.7	2.2	97.8
Tukela at Harold Johnson Natural Reserve	55.8	37.4	0.5	6.4	93.2	6.8	59.3	59.9	40.7	40.1	6.7	93.3
Tukela at Thulile												
Tukela at Tukela Ferry	48.8	37.0	6.3	7.9	85.7	14.3		56.9		43.1	44.3	55.7
Tukela at Tukela Estate	43.6	51.4	0.0	5.0	95.0	5.0		45.9		54.1	0.0	100.0
Tukela at Bergville Bowling Club	49.2	48.1	0.0	2.7	97.3	2.7		50.6		49.4	0.0	100.0
<i>Lindequespruit River</i>												
Lindequespruit near Winterton	66.5	30.0	0.0	3.5	96.5	3.5	35.9	68.9	64.1	31.1	0.0	100.0
Lindequespruit at Potshini	72.7	21.6	0.0	5.7	94.3	5.7	47.6	77.1	52.4	22.9	0.0	100.0
<i>Others Tributaries</i>												
Bloukrans at Tukela Estate	70.3	26.9	1.5	1.4	97.1	2.9		72.3		27.7	52.5	47.5
Little Tukela at Winterton												
Khombe at Okhombe	67.3	22.3	0.7	9.6	89.6	10.4	28.7	75.1	71.3	24.9	7.1	92.9

Annexe 18 : Apports et pertes en carbone dans les biefs des trois rivières et pseudo-pentes des biefs

Les valeurs négatives correspondent en absolu aux pertes et les valeurs positives aux apports.

	Pseudo-slope of the bief (m/km)	Carbon concentration of inputs (mg/l)				Carbon fluxes of inputs (10 ⁹ gC/yr)				Carbon yields of inputs (t gC/km ² /yr)			
		DIC	DOC	PIC	POC	DIC	DOC	PIC	POC	DIC	DOC	PIC	POC
Nyando basin													
<i>Nyando River</i>													
N-a	0.93	54.7	-36.1	0.1	-15.0	1.5	-1.0	0.0	-0.4	11.0	-7.3	0.0	-3.0
N-b	1.10	29.4	-108.2	2.8	-18.6	0.9	-3.3	0.1	-0.6	5.9	-21.8	0.6	-3.7
N-c	1.55	-78.9	63.8	-3.1	13.0	-2.9	2.3	-0.1	0.5	-15.9	12.8	-0.6	2.6
N-k	4.17	144.5	129.3	-0.8	11.3	7.5	6.7	0.0	0.6	29.1	26.0	-0.2	2.3
N-l	6.84	72.5	8.9	0.3	7.1	2.5	0.3	0.0	0.2	14.6	1.8	0.1	1.4
<i>Tinderet River</i>													
N-d	4.86	-4.6	-14.1	-11.9	5.8	-0.2	-0.5	-0.5	0.2	-0.9	-2.8	-2.4	1.2
N-Songhor	3.54	26.6	189.7	89.1	10.0	0.1	0.9	0.4	0.0	5.3	38.2	17.9	2.0
N-h	8.54	27.9	7.4	3.0	8.6	0.3	0.1	0.0	0.1	5.6	1.5	0.6	1.7
N-i	18.42	22.1	4.3	0.7	1.3	0.4	0.1	0.0	0.0	4.5	0.9	0.1	0.3
N-j		36.5	7.9	0.2	2.1	1.5	0.3	0.0	0.1	7.3	1.6	0.0	0.4
<i>Tributaries on Tinderet Valley</i>													
N-e		43.9	12.8	1.4	1.4	2.1	0.6	0.1	0.1	8.8	2.6	0.3	0.3
N-f	11.20	16.7	5.7	0.5	1.9	0.3	0.1	0.0	0.0	3.4	1.1	0.1	0.4
N-g		28.7	9.8	0.0	1.1	0.5	0.2	0.0	0.0	5.8	2.0	0.0	0.2
<i>Kimologit River</i>													
N-n	10.22	32.8	-13.3	0.6	4.4	0.3	-0.1	0.0	0.0	6.6	-2.7	0.1	0.9
N-o	29.49	43.0	15.5	0.0	1.3	1.7	0.6	0.0	0.1	8.7	3.1	0.0	0.3
N-p		25.2	7.2	0.5	2.0	0.4	0.1	0.0	0.0	5.1	1.5	0.1	0.4
<i>Kepchorian River</i>													
N-q	16.27	15.5	12.3	0.0	1.4	1.0	1.4	0.0	0.1	3.1	4.3	0.0	0.3
N-r	13.25	23.5		-0.2	2.2	1.1		0.0	0.1	4.7	0.0	0.0	0.4
N-s		16.7	5.6	0.4	1.3	0.4	0.1	0.0	0.0	3.4	1.1	0.1	0.3
<i>Tributary on Mau Valley</i>													
N-m		39.3	14.3	0.8	2.0	0.7	0.3	0.0	0.0	7.9	2.9	0.2	0.4
Lufilyo basin													
<i>Lufilyo River</i>													
L-a	4.79	166.0	-11.2	-12.3	-27.2	50.8	-3.4	-3.8	-8.3	155.8	-10.5	-11.5	-25.5
L-b	6.73	4.8	6.0	4.3	9.8	4.3	5.4	3.9	8.9	4.5	5.6	4.1	9.2
L-c	36.24	9.3	5.8	0.4	1.3	1.6	1.0	0.1	0.2	8.7	5.4	0.3	1.2
L-e	22.51	22.2	13.1	-1.1	0.3	1.6	1.0	-0.1	0.0	20.9	12.3	-1.0	0.3
L-h	58.73	11.0	2.0	0.8	2.7	1.1	0.2	0.1	0.3	10.2	1.8	0.7	2.5
<i>Tributaries of Lufilyo River</i>													
L-d		6.6	7.6	0.0	1.1	0.1	0.1	0.0	0.0	6.2	7.1	0.0	1.1
L-f		20.2	3.8	0.0	0.6	1.1	0.2	0.0	0.0	19.0	3.6	0.0	0.6
L-g		7.3	6.8			0.1	0.1			6.9	6.3		
L-i		5.4	1.6	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.0	1.5	0.0	0.9
Tukela basin													
<i>Tukela River</i>													
T-a	0.59												
T-b	1.96	249.4	26.4	4.1	56.6	43.3	60.6	0.7	9.8	39.6	55.5	0.7	9.0
T-c	2.65	25.5		-3.0	-0.6	54.2		-6.3	-1.2	4.1	0.0	-0.5	-0.1
T-d	2.73	26.1	25.7	11.6	11.9	14.2	13.9	6.3	6.5	4.2	4.1	1.8	1.9
t-f	2.95	13.1	10.4	0.0	1.8	9.8	13.5	0.0	1.4	2.1	2.9	0.0	0.3
T-g	2.56	8.5	9.9	0.0	0.3	2.4	2.7	0.0	0.1	1.2	1.4	0.0	0.0
<i>Lindequespruit River</i>													
T-i	1.51	2.1	5.6	0.0	-0.7	0.1	0.2	0.0	0.0	0.3	0.9	0.0	-0.1
T-k		37.1	11.0	0.0	2.9	0.9	0.3	0.0	0.1	5.9	1.8	0.0	0.5
<i>Others Tributaries</i>													
T-e		44.5	17.0	1.0	0.9	24.3	9.3	0.5	0.5	7.1	2.7	0.2	0.1
T-j		5.4	52.9	0.0	0.7	0.6	0.0	0.0	0.1	0.9	0.0	0.0	0.1
T-h		23.7	7.8	0.3	3.4	0.7	0.2	0.0	0.1	3.8	1.2	0.0	0.5

Annexe 19 : Compositions isotopiques du carbone organique des apports au bief comparées à celles du carbone organique particulaire, sédimentaires et du sol mesuré au point aval du bief

	Identifiants		$\delta^{13}\text{C-OC}$ (‰)			
	Site aval	Bief	Particulaire	Sédiment	Sol	Inputs
Nyando basin						
<i>Nyando River</i>						
	N-1	N-a	-19.81	-19.68		-14.95
	N-2	N-b	-18.63			-6.87
	N-3	N-c	-15.72			-8.48
	N-9	N-k	-16.08			-13.06
	N-10	N-l	-18.84			-13.71
<i>Tinderet River</i>						
	N-4a	N-d	-20.76			-17.38
	N-5a	N-songhor	-23.92			-29.98
	N-5b	N-h	-22.89			-22.64
	N-7	N-i	-23.16			-26.01
	N-8	N-j	-22.42			-22.42
<i>Tributaries on Tinderet Valley</i>						
	N-4b	N-e				
	N-5c	N-f	-22.28			-21.49
	N-6	N-g	-23.62			-23.62
<i>Kimologit River</i>						
	N-12a	N-n	-22.98	-20.99	-18.4	-23.17
	N-13	N-o	-22.88		-21.18	-24.22
	N-14	N-p	-20.80	-19.87		-20.80
<i>Kepchorian River</i>						
	N-12b	N-q	-21.39	-21.49		-20.11
	N-15	N-r	-22.27	-21.13		-22.68
	N-16	N-s	-20.79	-20.70		-20.79
<i>Tributary on Mau Valley</i>						
	N-11	N-m	-23.21	-19.90		-23.21
Lufilyo basin						
<i>Lufilyo River</i>						
	L-1	L-a	-30.70		-20.23	-17.64
	L-2	L-b	-19.23	-20.71		-18.87
	L-3	L-c	-24.88		-28.24	-24.38
	L-5	L-e	-25.22			-29.53
	L-8	L-h	-24.60			-24.34
<i>Tributaries of Lufilyo River</i>						
	L-4	L-d	-24.92			-24.92
	L-6	L-f	-27.42			-27.42
	L-7	L-g				
	L-9	L-i	-27.65	-23.44	-19.79	-27.65
Tukela basin						
<i>Tukela River</i>						
	T-1	T-a	-20.83	-23.04		
	T-2	T-b	-22.13	-22.78		-23.90
	T-3	T-c	-19.76	-20.78		-26.23
	T-4	T-d	-20.69			-20.30
	T-5a	t-f	-21.64			-21.27
	T-6	T-g	-22.66			-26.74
<i>Lindequespruit River</i>						
	T-8a	T-i	-27.01	-21.68		-21.24
	T-9	T-k	-25.37	-16.58		-25.37
<i>Others Tributaries</i>						
	T-5b	T-e	-22.75	-22.13		-22.75
	T-8b	T-j	-22.44	-20.13	-17.92	-22.44
	T-7	T-h	-19.56	-18.14	-14.63	-19.56

Annexe 20 : Flux spécifiques de carbone dans le monde

Pays	Rivière	Type de débit		Débit (m ³ /s)	Surface (km ²)	Flux spécifiques (t C/km ² /an)			
		Mesuré	GRDC			DOC	DIC	POC	TC
Afrique du sud	Orange	X		361.2	1000000	0.03	0.24	0.01	0.28
	Tukela		X	146.0	29000	2.48	4.87	0.33	7.68
Allemagne	Elbe	X		751.0	146000	0.65	4.22		
	Rehberg Graben river	X		0.4	10.8	5.70	2.25	1.20	9.15
Argentine	Chico	X		30.0	16800	0.09	0.73		
	Chubut	X		5.0	31680	0.01	0.14		
	Colorado	X		105.0	22300	0.17	2.68		
	Coyle	X		5.0	14600	0.06	0.21		
	Deseado	X		5.0	14400	0.07	0.56		
	Gallegos	X		40.0	610	10.05	27.75		
	Gualjaina		X	13.9	2800	0.57	4.03		
	Limay		X	193.1	3900	1.53	13.42		
	Parana	X		17998.8	2783000	1.90	1.69	0.73	4.32
	Santa Cruz	X		713.0	15550	1.19	8.72		
	Senguer		X	50.7	17500	0.13	0.68		
Australie	Mitchell	X		8.0	2500	0.35	0.38	0.25	0.98
Bangladesh	Brahmaputra	X		839.7	700000	2.71	1.29		
Belgique	Dender	X		9.0	1381	1.73	16.55	0.60	18.87
	Dijle	X		24.0	3420	1.48	11.70	0.86	14.05
	Nete	X		16.0	1605	2.27	10.96	1.95	15.17
	Scheldt	X		190.1	11400	4.16	28.89		
	Zenne	X		11.0	1150	5.89	23.20	6.16	35.25
Bolivie	Beni	X		2294.0	118330	1.21	6.05	1.47	8.73
Brésil	Acre		X	122.9	6712	1.24	10.37	1.22	12.83
	Amazon	X		208824.5	6112000	3.95	4.42	2.46	10.84
	Candeias		X	322.1	12600	1.33	3.51	1.20	6.04
	Comemoracao		X	154.9	5790	2.10	0.86	1.10	4.06
	Guaporé		X	125.4	22500	0.60	1.44	0.23	2.27
	Japura		X	14392.6	242259	6.52	4.17	1.50	12.19
	Jaru		X	123.0	7410	2.49	3.59		
	JiParana		X	1356.6	67640	1.63	1.79		
	Jurua		X	894.4	217370	0.45	1.20	0.23	1.88
	Madeira		X	34244.2	1381590	2.01	3.65	3.10	8.75
	Madeira		X	34245.0	1381590	2.01	3.65	3.10	8.75
	Mamore		X	7737.4	609000	2.03	4.01	0.96	7.00
	Negro		X	20000.0	716770	9.02	1.95	0.55	11.51
	Pimenta Bueno	X	X	214.9	8650	3.15	2.16		
Brésil	Purus		X	6296.2	362900	2.20	3.17	0.53	5.90
Cameroun	Awout	X		2.8	206	9.89	0.36		
	Mengong	X		0.0	0.6	5.57	0.37	0.79	6.73
	Nyong	X		166.0	18510	4.36	0.36	0.56	5.27
	Sanaga	X		1742.8	119300	1.61	1.89	1.48	4.98
	So'o	X		36.0	3070	5.62	0.43		
Canada	Aux Outardes	X		399.3	19062	3.17	0.40		
	Canaan		X	33.3	1340	13.94	2.18		
	Fraser	X		3549.1	220000	1.88	5.14		
	Mackenzie	X		9759.9	1787000	0.84	3.72	0.90	5.46
	Manicouagan	X		852.4	45843	3.05	0.41		
	Moisie	X		491.2	19192	3.55	1.29		
	Moose	X		1378.4	109000	7.98	6.86	0.32	15.17
	Natashquan	X		421.5	16110	4.13	0.58		
	Petit Mecatina	X		513.3	19580	4.96	0.66		
	Saint Lawrence	X		13087.2	1150000	1.35	6.10	0.27	7.72
	St John	X		663.5	34200	3.90	5.89		
	Tobique		X	86.1	4330	2.00	5.84		
Chine	Amur		X	8206.7	1630000	4.58	1.33		
	Chang Jiang	X		6401.0	1950000	6.05	13.18	2.26	21.49
	Haihe	X		17.0	260000	0.03	0.08		
	Huang He	X		1299.2	752000	0.38	2.20	8.72	11.30
	Wujiang	X		1666.7	59000	0.94	22.49		

Pays	Rivière	Type de débit		Débit (m ³ /s)	Surface (km ²)	Flux spécifiques (t C/km ² /an)			
		Mesuré	GRDC			DOC	DIC	POC	TC
Congo	Congo	X		38025.7	3698000	2.76	1.01	0.32	4.09
Costa Rica	Arboleda	X		0.2	0.461	14.21	722.93		
	Taconazo	X		0.0	0.279	4.02	11.48		
DR Congo	Oubangui	X		825.4	489000	0.15	0.35	0.03	0.53
Egypte	Nile	X		1204.1	3000000	0.06	0.31	0.06	0.44
Estonie	Ohne	X		6.9	573	7.90	14.80		
	Tanassilma	X		5.9	454	8.91	20.33		
	Tarvastu	X		1.3	108	7.15	18.78		
	Vaika Emajogi	X		13.4	1380	5.89	13.09		
France	Isere	X		157.0	5570	1.96	21.57	2.13	25.66
	Loire	X		823.9	112000	1.23	5.48	0.63	7.34
	Rhone	X		1898.1	99000	1.01	25.45	0.51	26.97
	Seine	X		500.7	78600	0.73	9.97	0.52	11.22
Gambie	Gambia	X		155.3	42000	0.27	0.53	0.12	0.91
Géorgie	Roini	X		408.8	13400	0.87	24.36	1.73	26.96
Guadeloupe	Beaugendre	X		0.3	8.17	1.27	11.67		
	Bras-David	X		0.8	11.3	3.66	11.23		
	Capesterre	X		2.1	16.6	7.74	10.97	60.00	78.71
	Corossol	X		0.6	12.52	0.82	9.39		
	Desbonnes	X		0.1	5.5	0.43	2.10		
	Deshaies	X		0.0	4.38	0.56	1.90		
	Goyaves	X		0.7	14.4	1.11	9.32		
	Lostau	X		0.3	8.04	2.12	8.60		
	Moustique Petit-bourg	X		1.3	11.5	4.48	16.14		
	Vieux-habitants	X		0.8	19.1	0.70	8.16		
Inde	Ganges	X		15622.2	1050000	1.85	10.99	1.64	14.48
Italia	Po	X		1549.5	70000	1.68	24.45		
Japon	Horonai	X		0.3	9.4	1.65	4.33	0.54	6.53
Kenya	Tana	X		4000.0	120000	0.92	18.47	6.10	25.49
	Nyando		X	18.9	2958.5363	3.10	6.82	0.45	10.37
Mozambique	Zambezi	X		3779.0	1379423	0.19	2.66	0.22	3.08
Nigeria	Niger	X		142.6	1240000	0.01	0.03		
Pakistan	Indus		X	185.9	1170000	0.03	0.05	0.01	0.09
PapuaNG	Fly	X		550.0	75000	0.89	2.83	0.35	4.07
	Kiunga	X		882.8	5200	10.76	67.32		
	Konkonda	X		941.3	5200	7.14	78.43		
	Obo	X		2544.0	18400	9.60	78.49		
	Ogwa	X		5035.2	55100	6.32	43.36		
	Strickland	X		550.0	75000	0.68	2.89	0.35	3.93
	Rhine	X		2199.2	224000	1.66	9.64	0.93	12.23
Pays-Bas	Rio Fajardo	X		1.9	70	1.51	14.09	13.38	28.98
	Rio Loco	X		1.0	175	0.33	3.64	2.84	6.81
Roumanie	Danube	X		6559.4	817000	1.39	10.11	0.86	12.36
Royaume-Uni	Aire	X		42.0	899	13.27	25.80	20.57	59.64
	Calder	X		26.0	1932	3.19	12.10	5.48	20.77
	Derwent	X		15.0	1634	1.30	9.70	1.06	12.07
	Don (2)	X		22.0	1256	2.76	14.37	5.22	22.36
	Hore	X		0.0	0.137	2.53	1.08		
	Lower Swale	X		24.0	1363	3.89	17.50	6.50	27.89
	Nidd	X		10.0	516	4.59	8.26	4.10	16.94
	Ouse	X		58.0	3315	3.59	15.74	3.67	23.00
	Cree	X		13.9	368	4.90	0.24		
	Tern		X	84.6	7486	3.81	11.48		
	Trent	X		155.0	8231	3.86	21.99	3.48	29.33
	Upper Hafren	X		0.1	1.65	3.73	1.15		
	Upper Hore	X		0.1	1.6	3.21	1.19		
	Upper Swale	X		16.0	381	8.61	32.47	44.53	85.61
	Ure	X		26.0	914	6.28	26.48	5.52	38.29
Luce	X		4.8	171	5.87	1.23			
Wharfe	X		20.0	759	3.74	21.62	8.44	33.80	

Pays	Rivière	Type de débit		Débit (m ³ /s)	Surface (km ²)	Flux spécifiques (t C/km ² /an)				
		Mesuré	GRDC			DOC	DIC	POC	TC	
Russie	Don (1)	X		655.9	422000	0.21	1.93	0.08	2.22	
	Kuban	X		424.6	57900	0.44	9.19	0.65	10.28	
	Lena	X		16636.2	2490000	1.70	2.19	0.23	4.12	
	N. Dvina	X		3485.7	348000	6.35	5.15	1.01	12.52	
	Ob	X		12802.0	2990000	1.21	2.07	0.12	3.40	
	Pechora	X		4151.1	324000	5.13	3.11	0.12	8.37	
	Yenisey	X		19646.6	2590000	1.77	2.71			
Slovénie	Kokra	X		8.0	220	1.65	33.77			
	Sava	X		138.0	2191	5.97	65.18			
	Savica	X		8.0	667	1.14	7.50			
	Savinja	X		39.0	1842	4.33	21.99			
	Sora	X		21.0	566	1.27	34.17			
	Sotla	X		6.0	558	1.30	20.75			
Suède	Abiskojokka	X		10.9	565.3	0.48	0.85			
	Ballinjokka	X		1.4	30.05	1.05	2.53			
	Boazujokka	X		14.2	70.38	5.54	15.47			
	Homojokka	X		0.3	15.9	0.94	1.10			
	Karsajakka	X		14.2	36.12	6.08	25.31			
	Miellajokka	X		0.6	51.5	0.43	0.39			
	Nissunjokka	X		14.2	0.95	259.44	429.25			
	Pessijokka	X		2.6	99.5	1.71	2.61			
	Rihtunjira	X		14.2	576.64	0.91	3.99			
	Siellajokka	X		14.2	28.8	10.27	41.08			
	Torne affluent 1	X		0.2	5.2	2.21	3.17			
	Torne affluent 2	X		0.1	5.8	0.48	0.58			
Tanzanie	Lufilyo		X	52.1	1750.7116	2.63	34.67	0.66	37.95	
Ukraine	Dnepr	X		1692.1	504000	0.52	3.18	0.10	3.79	
Uruguay	Uruguay	X		4594.8	240000	2.08	15.00	0.42	17.50	
USA	Altamaha	X		342.2	35200	2.67	1.60	0.14	4.40	
	Brazos	X		158.4	114000	0.14	1.44	0.16	1.74	
	Chena	X		8.5	5200	0.14	1.29	0.03	1.46	
	Columbia	X		7478.4	669000	0.88	4.37	0.19	5.45	
	Connecticut		X	46.0	2069.4	3.69	2.40			
	Delaware	X		484.8	29500	1.45	4.56			
	Hudson		X	405.1	20953	2.72	5.56	0.47	8.74	
	James		X	196.4	17503.2	0.80	32.23	0.10	33.13	
	Kennebec		X	277.9	13993.8	3.60	2.45			
	Klamath	X		481.7	31300	1.99	8.79			
	Kuskokwim	X		1901.3	123000	2.24	8.59			
	Mississippi	X		12992.1	3220000	1.09	3.60	0.25	4.94	
	Parker	X		2.4	155	4.38	4.76	0.40	9.55	
	Pee Dee	X		259.8	23000	0.40	1.50	0.18	2.08	
	Penobscot		X	389.2	19463.9	5.29	1.64			
	Pleasant	X	X	6.7	357	6.63	0.32			
	Potomac	X		307.4	30000	1.00	4.72			
	Saco		X	27.5	997.2	3.99	1.02			
	Sacramento	X		649.6	70000	1.05	3.43			
	Savannah	X		335.9	25500	2.29	2.04	0.37	4.70	
	Stikine	X		1584.4	53000	3.40	12.08			
	Susquehanna	X		1077.4	71000	2.11	4.26	2.92	9.29	
	Suwannee	X		301.0	25200	16.10	5.96	0.22	22.28	
	York	X		16.6	4350	1.01	0.66	0.10	1.78	
	Yukon	X		6337.6	849000	1.34	5.04	0.35	6.73	
	Vénézuéla	Apure	X		1911.1	167000	2.24	4.41	1.30	7.94
		Caroni	X		4729.0	95000	9.22	1.05	0.94	11.22
Orinoco		X		34856.9	1000000	4.50	1.70	2.00	8.20	