

# THÈSE

**En vue de l'obtention du**

# DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

**Délivré par :**

Institut National Polytechnique de Toulouse (Toulouse INP)

**Discipline ou spécialité :**

Surfaces Interfaces Continentales Hydrologie

---

## Présentée et soutenue par :

M. THIBAULT GUINALDO

le lundi 23 novembre 2020

## Titre :

Paramétrisation de la dynamique lacustre dans un modèle de surface couplé pour une application à la prévision hydrologique à l'échelle globale

---

**Ecole doctorale :**

Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

**Unité de recherche :**

Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique (CNRM-GAME)

**Directeur(s) de Thèse :**

M. AARON BOONE

M. PATRICK LE MOIGNE

**Rapporteurs :**

M. GIANPAOLO BALSAMO, ECMWF READING

Mme CATHERINE OTTLE, CNRS PARIS

Mme FLORENCE HABETS, UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

**Membre(s) du jury :**

Mme LAURENCE VIDAL, CEREGE, Président

M. AARON BOONE, ECOLE NATIONALE METEOROLOGIE TOULOUSE, Membre

M. PATRICK LE MOIGNE, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre

M. SIMON MUNIER, METEO FRANCE TOULOUSE, Invité

M. WIM THIERY, UNIVERSITE LIBRE DE BRUXELLES, Membre

# Remerciements

*Verba volant, scripta manent.*

Il est d'usage, en préambule d'un travail de thèse, de remercier ceux qui ont contribué à produire ce qui remplacera, pour certains, leur livre favori et, pour d'autres, servira d'excellent cale-meuble. Loin d'être un passage obligatoire, ce moment unique offre l'opportunité d'avoir une attention pour chacune des personnes ayant marqué ces trois années de travaux.

En premier lieu, je souhaiterais adresser un immense remerciement à mes directeurs de thèse. Tout d'abord aux deux officiels : Aaron A. Boone et Patrick Le Moigne, sans qui je n'aurais pas pris part à cette merveilleuse aventure. Merci pour votre excellence tant sur le plan scientifique qu'humain. Ensuite j'aimerais remercier un directeur officieux : Simon Munier dont nos discussions sont un exemple parfait de la notion de relativité.

Merci à Christine Lac, sans jeu de mots, qui est une chercheuse talentueuse mais surtout une personne humaine et bienveillante.

Débuter un travail de thèse c'est aussi intégrer une équipe. D'abord MOSAYC, rapidement devenue SURFACE, j'aimerais remercier des personnes qui me sont chères : Delphine, dich dich à mon Google Python personnel. Adiou Marie, la serial potière du couloir. Le duo de l'extrême : Antoine et Stéphane. Adrien qui, même au GEMAP, a su me conseiller tout au long de la thèse, Sylvie pour son écoute, Diane pour sa bienveillance et sa capacité à faire la fête, Gaëtan et Malak les petits jeunes qui feront la fierté de l'équipe. Théo et Maxime les inoubliables stagiaires.
Une pensée aussi pour VILLE et VEGEO.
Dans la grande famille du CNRM, j'aimerais remercier tous les doctorants que j'ai pu rencontrer. D'abord les anciens, Hélène D., Carole P., Tiphaine S., Quentin R., Quentin F., César S., Léo D., Alexane L., Najda V., Yann C., Marine G. Puis les docteurs ou presques-docteurs Damien S., Zied.S., Clément S., Daniel. S., Martin C., Mayeul D.
Une attention particulière à Pierre-Antoine, mon petit karaté-geek. Mary pour l'aide, les conseils et les blagues sur les footballeuses.

Enfin les copains Météo qui m'ont accepté à leur table : Julie, Hélène, Marine, Alice, Lucas et Benoit. Je ne pouvais pas finir sans citer des copains en or : Thomas le plus rayonnant des Bretons, Olivier le plus Vendéen des punks, Hugo le plus chic des Basques, Marc le plus bel accent de France et Axel le plus beau mannequin maillot de

bain moulant.

Le CNRM c'est aussi une équipe administrative dévouée : Ouria, Anita, Régine et ma chère Martine. Que la vie au CNRM est simple lorsqu'on est bien entouré !

J'aimerais ponctuer ce tour d'horizon du laboratoire en remerciant tout d'abord CTI pour leur aide et leur soutien. Vous êtes un pilier important, central et irremplaçable. Je voudrais avoir une pensée particulière pour les copains/copines du vélo : Olivier T., Véronique M., Fred S., Jean-Marie D.
A la confluence de ces deux remerciements, je terminerais en remerciant celui qui est sûrement le plus atypique et inoubliable des compagnons de route : Serge Blin.

Une réussite de thèse, ce sont aussi des personnes externes qui comptent beaucoup pour moi.
Elise, une rencontre par delà les étoiles. À nos bières du vendredi après-midi, à tes poules et à Locky.
Mes amis de longues dates. Arnaud présent depuis la 6ème, copilote de rodéo en tracteur tondeuse. David, présent depuis la 2nd, même si tu as eu un titre de docteur avant moi, tu restes avant tout un arracheur de dent. Merci à tous les copains de JDA : Laurène, Cassandre, Axel, Marine, Paul.
Agathe, que le temps a passé depuis la maternelle. À nos soirées post-journée pédagogique, aux fourmis écrasées entre lames et lamelles, à la technique australienne. Je suis heureux que tu aies trouvé chaussure à ton pied. Thomas tu es un garçon exceptionnel, tu rayonnes et c'est toujours un plaisir que de passer du temps avec toi.

J'aimerais conclure en ayant une attention particulière pour ma famille. Papa, Maman, merci de votre patience, d'avoir contribué au développement de mon oreille interne, de m'avoir toujours soutenu dans mes projets (même lorsqu'il s'agissait de partir au Sud Soudan). Vincent, je t'ai parfois fait porté le chapeau mais j'ai fait tout mon possible pour te laisser de la place, que ce soit enfant lors de nos soirées pyjama improvisées ou plus tard lors des retours de fêtes à Juillan.
La famille s'agrandit aussi du côté du Sud-Est et cela grâce à Isa, Pascal, Axelle, Arthur et maintenant Elliot. Merci de m'avoir accepté. Je remercie aussi la Bonne Mère !

Je souhaite conclure avec la personne sans qui je ne serais jamais arrivé jusqu'ici. Pauline, merci pour le nombre incalculables d'heures passées à me soutenir, à me conseiller et surtout à m'écouter parler de mes lacs, de mes doutes comme de mes certitudes. Je mesure la chance que j'ai.

# Résumé

L'hydrologie continentale s'intéresse à tous les aspects du cycle de l'eau des terres émergées et représente les flux de masse d'eau qui y sont échangés. Que ce soit dans le sous-sol ou dans le brassage continu des torrents, l'eau et les processus hydrologiques associés entretiennent un lien direct avec la dynamique atmosphérique et la variabilité climatique. De nombreuses publications révèlent l'importance des lacs dans ce cycle tout en pointant le manque de représentation dans les modèles de surface utilisés en applications climatiques.
L'étude, à l'échelle globale, de ces processus hydrologiques s'appuie sur des techniques de modélisation qui, au CNRM, passent par un système couplé composé du modèle de surface ISBA et du modèle de routage en rivière CTRIP. Ces dernières années, les progrès réalisés sur les paramétrisations et la représentation des nouveaux processus dans ces modèles ont abouti à une nette amélioration des performances du système pour des applications hydrologiques couplées avec un modèle de climat.
Dans la continuité de ces efforts, l'objectif principal de cette thèse est de développer une paramétrisation des lacs pour intégrer leur bilan de masse dans le modèle global CTRIP à 1/12°. Par ailleurs, le modèle développé, MLake, propose un diagnostic sur le marnage des lacs afin de permettre le suivi du niveau d'eau basé sur des mesures satellitaires.
Bénéficiant d'un réseau de mesures dense et de forçages climatiques haute résolution, le bassin versant du Rhône a été choisi pour évaluer localement MLake sur la période 1960-2016. Les résultats sur trois stations de jaugeage montrent une nette progression des performances de CTRIP dans la simulation des débits du Rhône. Cela se caractérise par un effet tampon avec écrêtement des débits de crues et soutien à l'étiage. La confrontation du diagnostic sur les niveaux d'eau du Léman avec des mesures locales révèle une capacité du modèle à suivre les cycles annuels et interannuels du marnage.
Une deuxième évaluation s'est ensuite portée à l'échelle globale pour confirmer le comportement du modèle dans des conditions hydroclimatiques contrastées. Cette évaluation confirme la capacité du modèle à simuler des débits réalistes mais révèle la perturbation importante du cycle hydrologique naturel par l'anthropisation. Enfin les résultats préliminaires d'une simulation globale démontrent l'intérêt d'utiliser MLake avec une amélioration des scores pour 14% des 9669 stations évaluées, principalement dans les régions arctiques.
Enfin, l'introduction d'une bathymétrie gaussienne en paramétrant l'hypsométrie des lacs, engage une réflexion sur les perspectives d'améliorations du modèle en vue d'un couplage avec un modèle de climat et de l'utilisation des données de la future mission spatiale SWOT.

# Abstract

The water cycle encompasses the main processes related to mass fluxes that influence the atmosphere and climate variability. More specifically, continental hydrology refers to the water transfer occurring at the land surface and sub-surface. Recent publications reveal the importance of lakes within the water cycle, but they also highlight the lack of representation of their dynamics in land surface models which are used for climate studies.

Modelling is one of the main methods used for the representation of these processes at regional to global scales. The land surface model system used in this thesis is composed of the ISBA land surface model coupled to the river routing model TRIP that combines the CNRM's latest developments for use in stand-alone hydrological applications or coupled to a climate model.

This PhD is focused on the development and evaluation of lake mass-balance dynamics and water level diagnostics using a new non-calibrated model called MLake which has been incorporated into the 1/12° version of the CTRIP model.

Simulated river flows forced by high resolution hydrometeorological forcings are evaluated for the Rhone river basin against *in situ* observations coming from three river gauges over the period 1960-2016. Results reveal the positive contribution of MLake in simulating Rhone discharge and in representing the lake buffer effects on peak discharge. Moreover, the evaluation of the simulated and observed water level variations show the ability of MLake to reproduce the natural seasonal and interannual cycles.

Based on the same framework, a final evaluation was conducted in order to assess the value of the non-calibrated MLake model for global hydrological applications. The results confirmed the capability of the model to simulate realistic river discharges worldwide. At 14% of the 9669 river gauge stations evaluated, which are mostly located within regions of high lake density, the new model resulted in improved simulated river discharge. The results also highlighted the strong effect of anthropization on the alterations of river dynamics, and the need for a global representation of human-impacted flows in the model.

This study has lead to several future perspectives, such as the incorporation of a parametrization of lake hypsometry for use at global scale under the hypothesis that lake bathymetry could be approximated by a Gaussian function. The implementation of such developments will improve the representation of vertical water dynamics and facilitate both the coupling of MLake within the CNRM earth system model framework and the future spatial mission SWOT for improved future global hydrological and water resource projections.

*L'histoire d'un ruisseau, même de celui qui naît et se perd dans la mousse, est l'histoire de l'infini. Ces gouttelettes qui scintillent ont traversé le granit, le calcaire et l'argile ; elles ont été neige sur la froide montagne, molécule de vapeur dans la nuée, blanche écume sur la crête des flots ; le soleil, dans sa course journalière, les a fait resplendir des reflets les plus éclatants ; la pâle lumière de la lune les a vaguement irisées ; la foudre en a fait de l'hydrogène et de l'oxygène, puis d'un nouveau choc a fait ruisseler en eau des éléments primitifs.*

Élisée Reclus
(Histoire d'un ruisseau)

*Chaque homme n'est pas lui-même seulement. Il est aussi le point unique, particulier, toujours important, en lequel la vie de l'univers se condense d'une façon spéciale, qui ne se répète jamais.*

Herman Hesse
(Demian)

# Table des matières

**Résumé** v

**Abstract** vii

**Introduction générale** 1

**1 Une introduction à l'hydrologie continentale : Contexte de l'étude** 11
- 1.1 Les différents bilans appliqués à l'hydrologie continentale . . . 12
  - 1.1.1 Le bilan énergétique à la surface de la Terre . . . 14
  - 1.1.2 Le bilan hydrologique . . . 18
- 1.2 L'observation comme première approche . . . 22
  - 1.2.1 Les mesures *in situ* . . . 23
  - 1.2.2 La télédétection . . . 25
  - 1.2.3 Vers des missions dédiées à l'étude du cycle de l'eau à l'échelle globale 29
- 1.3 La modélisation du cycle de l'eau . . . 31
  - 1.3.1 Les modèles . . . 31
  - 1.3.2 Les composantes essentielles . . . 32
  - 1.3.3 Les modèles hydrologiques . . . 37
  - 1.3.4 Les modèles de routage en rivières . . . 43
- 1.4 Introduction à la limnologie . . . 45
  - 1.4.1 Limnologie physique : conséquence du forçage thermique . . . 47
  - 1.4.2 Limnologie dynamique : les lacs en mouvement perpétuel . . . 56
  - 1.4.3 Hydrologie lacustre . . . 58
- 1.5 État de l'art de la modélisation des lacs . . . 62
  - 1.5.1 Des modèles thermiques de lacs... . . . 63
  - 1.5.2 ... vers des modèles hydrologiques . . . 65
- 1.6 Conclusion . . . 69

**2 Description des données et modèles à notre disposition** 71
- 2.1 Les bases de données . . . 72
  - 2.1.1 ECOCLIMAP . . . 72
  - 2.1.2 Global Lake DataBase . . . 74
- 2.2 SURFEX . . . 75
- 2.3 Le modèle de surface ISBA . . . 78
  - 2.3.1 Version historique : ISBA force-restore . . . 80
  - 2.3.2 Le modèle ISBA-3L . . . 82

2.3.3 Le modèle ISBA-DF . . . . . 90
2.3.4 Le traitement spécifique de la neige dans ISBA . . . . . 95
2.4 Le modèle de routage en rivière : CTRIP . . . . . 97
2.4.1 Version native : le modèle TRIP . . . . . 97
2.4.2 La version CNRM : CTRIP . . . . . 97
2.4.3 CTRIP 12D . . . . . 102
2.4.4 Les caractéristiques nécessaires au fonctionnement de CTRIP . . . . . 103
2.5 Le modèle de bilan d'énergie : FLake . . . . . 106
2.5.1 Évolution du profil de température dans la colonne d'eau . . . . . 108
2.5.2 Prise en compte des couches de neige et de glace . . . . . 110
2.5.3 Température de peau . . . . . 111
2.6 Le modèle de bilan de masse : MLake . . . . . 111
2.6.1 Création d'un masque de lac global . . . . . 112
2.6.2 Intégration des lacs dans la réseau 12D . . . . . 114
2.6.3 Correction du chevelu hydrologique . . . . . 118
2.6.4 Gestion du partage des forçages . . . . . 119
2.6.5 Processus physiques . . . . . 121
2.7 Conclusion . . . . . 126

**3 Évaluation et validation locale : Le bassin versant du Rhône 129**
3.1 Le bassin versant du Rhône . . . . . 130
3.2 Les lacs du bassin versant du Rhône . . . . . 135
3.2.1 Caractéristiques générales . . . . . 135
3.2.2 Le Léman et son rôle central . . . . . 136
3.3 La chaîne SAFRAN-ISBA-MODCOU . . . . . 138
3.4 Les configurations utilisées pour FLake et CTRIP . . . . . 142
3.5 Les données de validation . . . . . 143
3.6 Intégration des lacs sur le bassin versant du Rhône . . . . . 146
3.6.1 Apport des lacs sur les simulations de CTRIP . . . . . 146
3.6.2 Validation du modèle CTRIP-MLake . . . . . 149
3.6.3 Discussions . . . . . 157
3.7 Conclusion . . . . . 159

**4 Évaluation et validation globale 161**
4.1 Les sites d'études . . . . . 162
4.1.1 Bassin versant du lac Baïkal . . . . . 162
4.1.2 Bassin versant du lac Victoria . . . . . 164
4.1.3 Bassin versant du lac Ladoga . . . . . 166
4.2 Les forçages globaux . . . . . 168

4.2.1 Les précipitations . . . 168
4.2.2 L'évaporation . . . 169
4.3 Les caractéristiques de TRIP . . . 169
4.4 Les données de validation . . . 172
4.5 Intégration des lacs sur les bassins versants . . . 173
4.5.1 Apport des lacs sur les simulations CTRIP . . . 175
4.5.2 Validation du modèle CTRIP-MLake . . . 177
4.6 Discussions . . . 188
4.6.1 Anthropisation . . . 188
4.6.2 Baisse historique des niveaux du lac Victoria . . . 189
4.6.3 Déphasage temporel des débits des rivières boréales . . . 190
4.6.4 Sensibilité à la largeur du seuil . . . 192
4.7 Simulations à l'échelle du globe . . . 194
4.7.1 Configuration de CTRIP-12D global . . . 194
4.7.2 Résultats préliminaires . . . 196
4.7.3 Discussions . . . 205
4.8 Conclusion générale et Perspectives . . . 207

**Conclusion générale et Perspectives** **209**

## Annexes **215**

**A Critères d'évaluation du modèle MLake** **217**
A.1 Critères d'évaluation sur les débits . . . 217
A.2 Critère d'évaluation sur les hauteurs . . . 219

**B Résultats détaillés du chapitre : Évaluation et validation globale** **221**
B.1 Résultats détaillés sur les simulations de débits . . . 221
B.2 Résultats détaillés sur les simulations de de niveau d'eau . . . 223
B.3 Résultats supplémentaires CTRIP-12D . . . 225

**C Paramétrisation d'une bathymétrie adaptée à l'échelle globale** **229**
C.1 Importance de la morphologie du bassin lacustre . . . 229
C.2 Hypsométrie d'un lac pour l'échelle globale : l'approche gaussienne . . . 232
C.3 Validation préliminaires . . . 240
C.3.1 Exemples d'applications . . . 240
C.4 Discussions/Perspectives . . . 243

**D Publication issue de la conférence conjointe IAGLR-EELS** **247**

**Liste d'abbréviations** **265**

**Bibliographie** **269**

# Table des figures


1 Carte des niveaux de stress hydrique pour l'année 2019. Source : UN-WATER [2019]. . . . . 1
2 Représentation schématique du grand cycle de l'eau. Source : www.eaufrance.fr . . . . . 4
3 Principaux services écosystémiques associés au lacs. Inspirée des travaux de Schallenberg et al. [2013]. . . . . 6
1.1 Distribution spectrale du rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère et au niveau du sol. Source : Malardel [2005]. . . . . 12
1.2 Bilan radiatif zonal en moyenne annuelle et contribution du rayonnement solaire (courbe rouge), du rayonnement infra-rouge émis (courbe verte) et du rayonnement absorbé (courbe bleue). Source : Malardel [2005]. . . 13
1.3 Représentation du transport d'énergie vers les pôles par les océans (surface verte) et l'atmosphère (surface bleue). Source : Malardel [2005]. 13
1.4 Bilan radiatif global au niveau de la surface terrestre et contribution des différents processus. Adapté de Trenberth et al. [2009]. . . . . 14
1.5 Termes du bilan d'énergie de surface. . . . . 16
1.6 Représentation d'un bassin versant et de ses composantes principales. . 21
1.7 Carte des stations de mesures *in situ* du réseau GRDC : Source https://www.bafg.de/GRDC/ . . . . . 24
1.8 Principe de l'altimétrie satellite nadir. Adapté de : www.cnes.fr . . . . . 26
1.9 Principe de la technique SAR. Source : Calmant et al. [2008]. . . . . 27
1.10 Masque des eaux permanentes du bassin du lac Baïkal issu de l'analyse d'image Landsat ; Source : JRC, Pekel et al. [2016]. . . . . 28
1.11 Illustration de la mission spatiale SWOT et de son instrument KaRIn. Source : NASA. . . . . 30
1.12 Réseau d'observations au sol des précipitations opéré par Météo-France. Édition du 24/02/2020. Source : http://pluiesextremes.meteo.fr/ . . 34
1.13 Réseau Aramis des radars météorologiques opérés par Météo-France au 31/08/2019. Source : http://meteofrance.fr . . . . . 34
1.14 Représentation schématique du principe de la modélisation hydrologique prenant en entrée un hyétogramme de pluie et produisant en sortie l'hydrogramme correspondant. . . . . 38
1.15 Classification des modèles hydrologiques suivant le type de processus et la dimension spatiale. . . . . 38
1.16 Schéma présentant les différents paramètres sur un tronçon de rivière en écoulement unidirectionnel non permanent. . . . . 39

1.17 Carte mondiale représentant les lacs et réservoirs dont la superficie dépasse 10 ha et issue de la base Hydrolakes. Source : Messager et al. [2016]. . . . . 45
1.18 Bilan d'énergie à la surface du lac et quelques-uns des contributeurs à sa modification. . . . . 47
1.19 Évolution de la densité de l'eau douce en fonction de la température. . . 50
1.20 Exemple de cas de stratification pour un lac en zone tempérée. En été, l'étagement des eaux se fait en stratification directe. En hiver, la situation s'inverse et une stratification inversée se met en place. . . . . 51
1.21 (a) Occurence des sommets protubérants diurnes et nocturnes détectés par satellite au dessus de la zone des Grands Lacs Africains. (b) Nombre de sommets protubérants nocturnes détectés par satellite sur la période 2005-2013. Source : Thiery et al. [2017b]. . . . . 53
1.22 Processus de formation des phénomènes d'enneigement extrême par effet lac et composition colorée du phénomène aux États-Unis. Source photo et schéma adapté de : `https://www.weather.gov` . . . . . 54
1.23 Différence de température de l'air à 2m entre une simulation avec et sans lac (en °C). Source : Samuelsson et al. [2010]. . . . . 56
1.24 Suivi des berges de la mer d'Aral par imagerie satellite sur la période 2000-2008. Source : NASA Earth Observatory. . . . . 60
1.25 Représentation schématique du modèle de lac intégré à VIC. Source : Cherkauer et al. [2003]. . . . . 66
1.26 Schéma des processus modélisés dans le modèle LISFLOOD. Source : Burek et al. [2013]. . . . . 68
2.1 Carte d'occupation des sols issue d'ECOCLIMAP-II. . . . . 73
2.2 Carte des fractions de lacs dans ECOCLIMAP-II. Chaque pixel bleu indique la présence d'un pixel identifié comme lac. . . . . 74
2.3 Représentation de l'approche par tuile dans SURFEX et le couplage avec un modèle d'atmosphère. Source : `https://www.umr-cnrm.fr/surfex` . 77
2.4 Représentation sous-maille de la surface dans ISBA suivant la canopée, le sol et le manteau neigeux. . . . . 81
2.5 Discrétisation du sol dans les différentes versions du modèle ISBA, d'après Boone et al. [2000] . . . . . 83
2.6 Représentation du bilan d'eau comme modélisé par ISBA-3L. . . . . 87
2.7 Schéma des différents processus du modèle couplé ISBA-TRIP. . . . . 98
2.8 Réseau de rivière CTRIP au 1/12° à l'échelle globale. . . . . 99
2.9 Représentation d'un tronçon de rivière dans CTRIP et ses caractéristiques associées. . . . . 100

2.10 Représentation des rivières à différentes résolutions. . . . . 103
2.11 Présentation du profil de température et les variables pronostiques d'un lac de profondeur $h_b$ selon le modèle FLake. Adapté de Mironov [2008]. 107
2.12 Représentation de l'algorithme d'agrégation et présentation du parcours récursif à partir de la carte d'occupation des sols ECOCLIMAP-II et de la base de données de profondeur moyenne GLDB. . . . . 113
2.13 Représentation du continuum rivière-lac dans le modèle de climat régional canadien. Source : Huziy and Sushama [2017]. . . . . 115
2.14 Schéma descriptif des étapes de la construction du masque de réseau sur le bassin du lac du Bourget à 1/12°. (a) Carte ECOCLIMAP-agrégée pour le lac du Bourget. (b) Identification de la plus grande rivière (tronçon jaune) s'écoulant à travers le lac du Bourget dans le MERIT-HYDRO. (b) Identification de la rivière correspondante à 1/12° (tronçon rose). (d) Création du masque de réseau associé au lac du Bourget à 1/12° suivant le tronçon de rivière rose. . . . . 116
2.15 Masque de réseau pour le lac du Bourget et réseau CTRIP à 1/12° avant (a) et après correction (b) des incohérences hydrologiques. . . . . 118
2.16 Représentation du concept de réseau de routage tel qu'utilisé dans CTRIP au 1/12°. a) Réseau CTRIP sans lacs, b) Réseau CTRIP avec lacs. 119
2.17 Représentation du masque réseau (a) et du masque de ruissellement (b) pour le lac du Bourget à 1/12° dans le réseau CTRIP. . . . . 120
2.18 Schéma des processus impliqués dans le bilan de masse d'un lac. . . . . 122
2.19 Schéma de déversement d'un lac. Les figures du haut représentent une vue de face. Les figures du bas représentent une vue transversale. . . . . 124
2.20 Organisation générale de la routine associée au module MLake dans la structure de CTRIP en mode offline. . . . . 125
3.1 Bassin versant du Rhône et sa topographie. . . . . 131
3.2 Chroniques de débits observés et cycle annuel issues de la Banque Hydro pour des stations situées dans les unités hydrographiques du Rhône. A) Porte du Scex (Suisse), B) Pougny, C) Mâcon, D) Valence, E) Beaucaire. . 132
3.3 Représentation du réseau hydrographique du Rhône à 90m de résolution issue de MERIT-HYDRO. . . . . 135
3.4 Distribution spatiale des états écologiques du Léman exprimée en terme de probabilité d'occurrence sur la base de 1000 échantillons prélevés en 2010. *Chla*, *NH4*, *NO3*, *TP* représente respectivement les concentrations en chlorophylle-a, ammonium, nitrate et phosphore total. *SDD* est la profondeur du disque de Secchi. Source : Soulignac et al. [2019]. . . . . 137

3.5 Bassin versant du Léman et du Rhône aval jusqu'à la frontière franco-suisse. Les croix rouges localisent les stations de mesures d'où sont issues les observations de niveau d'eau fournies par Damien Bouffard (EAWAG/EPFL). Adapté de Soulignac et al. [2019]. . . . . 138
3.6 Représentation de la chaîne hydrométéorologique Safran-Isba-Modcou. Source : Soubeyroux et al. [2008]. . . . . 139
3.7 Moyenne annuelle sur la période 1958-2018 de : a) température à 2m, b) humidité spécifique à 2m, c) vitesse du vent à 10m, d) précipitation totale annuelle, e) rayonnement solaire direct, f) rayonnement solaire diffus. Source : Le Moigne et al. [2020]. . . . . 141
3.8 Représentation de (a) la largeur des rivières et (b) du numéro de séquence sur le bassin du Rhône à 1/12° dans CTRIP avant l'introduction des lacs. . . . . 143
3.9 Localisation des stations de jaugeage utilisées pour la validation des débits du modèle CTRIP-MLake. . . . . 144
3.10 Hydrogramme du Rhône simulé par CTRIP-MLake pour les quatre stations de mesures sur la période 2000-2003. A) Porte du Scex, B) Pougny, C) Valence, D) Beaucaire. . . . . 147
3.11 Hydrogrammes du Rhône simulés par CTRIP-MLake et observés pour les quatre stations de mesures sur la période 1960-2016. A) Porte du Scex, B) Pougny, C) Valence, D) Beaucaire. . . . . 150
3.12 Hydrogrammes du Rhône simulés par CTRIP-MLake et observés pour les quatre stations de mesures sur la période 1960-2016 en moyenne glissante sur 30 jours. A) Porte du Scex, B) Pougny, C) Valence, D) Beaucaire. . . . . 151
3.13 Cycles saisonniers des débits du Rhône simulés par CTRIP-MLake et observés pour les quatre stations de mesures sur la période 1960-2016. A) Porte du Scex, B) Pougny, C) Valence, D) Beaucaire. . . . . 152
3.14 Diagramme de Taylor représentant les performances des différentes configurations à simuler les débits pour les quatre stations de mesures sur la période 1960-2016. A) Porte du Scex, B) Pougny, C) Valence, D) Beaucaire. . . . . 155
3.15 Séries temporelles des variations de niveau des eaux du Léman simulées par CTRIP-MLake et observées en trois stations sur la période 1974-2013. 156
3.16 Cycles saisonniers des variations de niveau des eaux du Léman simulés par CTRIP-MLake et observés en trois stations sur la période 1974-2013. 157
4.1 Bassin versant de l'Angara depuis Irkoutsk. . . . . 163
4.2 Bassin versant du lac Victoria depuis Jinja. . . . . 165

4.3 Bassin versant de la Neva depuis Kirovsk. . . . . 167
4.4 Largeur de rivière pour le bassin de l'Angara (A), le bassin de la Neva (B) et le bassin du Nil Blanc (C). . . . . 170
4.5 Numéro de séquence pour le bassin de l'Angara (A), le bassin de la Neva (B) et le bassin du Nil Blanc (C). . . . . 171
4.6 Chroniques de débits simulés par CTRIP-MLake et des observations issues de la banque de débits GRDC et ARCTICNET sur la période 2005-2008. A) Nil Blanc (Ouganda), B) Angara (Russie), C) Neva (Russie). 175
4.7 Chroniques de débits simulés par CTRIP-MLake et des observations issues de la banque de débits GRDC et ARCTICNET sur la période 1983-2014. A) Nil Blanc (Ouganda), B) Angara (Russie), C) Neva (Russie). 178
4.8 Cycles annuels des débits simulés par CTRIP-MLake et des observations de la banque de débits GRDC et ARCTICNET sur la période 1983-2014. A) Nil Blanc (Ouganda), B) Angara (Russie), C) Neva (Russie). . . . . 179
4.9 Distribution des critères de NSE et KGE pour chaque site suivant le facteur multiplicatif appliqué à la largeur du seuil sur la période 1983-2014. A) Nil Blanc (Ouganda), B) Angara (Russie), C) Neva (Russie). . . 180
4.10 Séries temporelles des variations de niveau d'eau simulées par CTRIP-MLake et des observations issues d'Hydroweb sur la période 1993-2014. A) Lac Victoria (Ouganda), B) lac Baïkal (Russie), C) Lac Ladoga (Russie). 182
4.11 Cycles saisonniers des variations de niveau d'eau simulées par CTRIP-MLake et des observations issues d'Hydroweb sur la période 1993-2014. A) Lac Victoria (Ouganda), B) lac Baïkal (Russie), C) Lac Ladoga (Russie). 183
4.12 Diagramme de Taylor représentant, pour les différentes configurations du modèle, les performances de CTRIP-MLake à simuler les marnages sur la période 1983-2014 pour le Nil Blanc (A) et l'Angara (B), sur la période 1983-2006 pour la Neva (C). . . . . 186
4.13 Diagramme de Taylor représentant, pour les différentes configurations du modèle, les performances de CTRIP-MLake à simuler les débits sur la période 1983-2014 pour le lac Baïkal (A) et le lac Ladoga (B), sur la période 1983-2006 pour le lac Victoria (C). . . . . 187
4.14 Cycle annuel de l'épaisseur des manteaux neigeux simulés et observés pour deux sites d'observations en Saskatchewan (Canada). Source : Napoly et al. [2020]. . . . . 191
4.15 Cycle annuel de la température du sol entre la surface et 100 cm simulé par ISBA et MEB et observé sur un site d'pbservation en Saskatchewan (Canada). Source : Napoly et al. [2020]. . . . . 191

4.16 Cycle saisonnier des débits simulés pour les trois bassins d'études avec et sans la correction des flux par FLake sur la période 1983-2014. A) Nil Blanc. B) Angara. C) Neva. . . . . 195
4.17 Carte des scores de NSE (A) et de $NSE_{log}$ (B) pour la simulation CTRIP-12D globale sur la période 1978-2014. . . . . 198
4.18 Carte des scores de KGE (A) et de corrélation (B) pour la simulation CTRIP-12D globale sur la période 1978-2014. . . . . 199
4.19 Carte globale des différences de NSE (A) et de $NSE_{log}$ (B) entre les deux configurations présentant l'impact de l'ajout de MLake sur la période 1978-2014. . . . . 200
4.20 Carte globale des différences de KGE et de corrélation entre les deux configurations présentant l'impact de l'ajout de MLake sur la période 1978-2014. . . . . 201
4.21 Distribution des scores de NSE (A), $NSE_{log}$ (B) et KGE (C) présentant le pourcentage de stations au dessus de chaque classes de valeurs sur la période 1978-2014. . . . . 203
4.22 Hydrogrammes des débits simulés par CTRIP-MLake et observés pour quatre bassins sur la période 1978-2014. A) Angara, B) Neva, C) Niagara, D) Lockhart. . . . . 204

B.1 Hydrographe des débits simulés par CTRIP-MLake et observés pour des stations à l'aval de barrage sur la période 1978-2014. A) Rivière Chelan, B) Barrage Hoover (USA), C) Volga (Russie). . . . . 226
B.2 Hydrographe des débits simulés par CTRIP-MLake et observés pour des stations où les scores sont dégradés sur la période 1978-2014. A) Mackenzie (Canada), B) Ob (Russie). . . . . 227
B.3 Hydrographe des débits simulés par CTRIP-MLake et observés pour des stations à l'aval de barrage sur la période 1978-2014. A) Rivière Chelan (USA), B) Barrage de Hoover (USA), C) Ob (Russie), D) Volga. . . . . 227
B.4 Hydrographe des débits simulés par CTRIP-MLake et observés pour des stations à l'aval de barrage sur la période 1978-2014. A) Rivière Chelan (USA), B) Barrage de Hoover (USA), C) Ob (Russie), D) Volga. . . . . 228

C.1 Exemple de courbe hypsométrique pour le bassin sud du lac Baïkal. Source : Piccolroaz and Toffolon [2013] . . . . . 231
C.2 Représentation de la bathymétrie d'un lac et de ses paramètres sous l'hypothèse de la fonction de Gauss $z(r, \theta)$ . . . . . 233
C.3 Figure d'illustation du développement du volume d'un lac dans les trois cas possibles. (a) $V_d < 0.33$, lac convexe. (b) $V_d = 0.33$, lac conique. (c) $V_d > 0.33$, lac concave. . . . . 238

C.4 Distribution du RMSD entre les hypsométries théoriques (cône, gaussienne) et l'hypsométrie empirique pour le lac Tana. . . . . 241
C.5 Série temporelle des variations d'altitude de la cote de surface du lac Namco issue de la plateforme Hydroweb sur la période 2005-2020. . . . 242
C.6 Distribution du RMSD entre les hypsométries théoriques (cône, gaussienne) et l'hypsométrie empirique pour le lac Namco. . . . . 243

# Liste des tableaux


1 Répartition globale des stocks d'eau dans les principaux compartiments en millions de $m^3$ et les temps de rétention associés. . . . . 2

1.1 Principaux modèles résolvant le bilan d'énergie pour les lacs . . . . . 64
1.2 Principaux modèles résolvant un bilan de masse pour les lacs . . . . . 65

2.1 Présentation des 19 types de végétation d'ECOCLIMAP-II. . . . . 73
2.2 Présentation de l'évolution des options de physique dans ISBA : $*$ représente des améliorations supplémentaires aux processus physiques. 79

3.1 Principales caractéristiques du bassin versant du Rhône avant son delta. 131
3.2 Caractéristiques des principaux lacs du bassin versant du Rhône. . . . . 136
3.3 Principales caractéristiques du Léman. Adapté de CIPEL [2019]. . . . . 136
3.4 Configuration des différentes simulations effectuées sur le bassin versant du Rhône. . . . . 146
3.5 Comparaison des scores entre les débits observés et simulés au niveau des quatre stations de mesures . . . . . 149
3.6 Scores détaillant les performances des différentes configurations pour la simulation des niveaux du Léman. . . . . 156

4.1 Configuration des différentes simulations effectuées sur chacun des bassins fluviaux. . . . . 174

B.1 Résultats issus des simulations de débits pour les trois sites d'études sur la période 1974-2018. . . . . 222
B.2 Résultats issus des simulations de variations du niveau d'eau pour les trois sites d'études à l'échelle globale sur la période 1974-2018. . . . . 223
B.3 Répartition des 5533 stations par classe de scores hydrologiques pour la simulation CTRIP-MLake 12D . . . . . 225
B.4 Répartition des différences de scores NSE, $NSE_{log}$, KGE et scores de NIC suivant leurs classes de valeurs pour les 5533 stations de la simulation CTRIP globale sur la période 1978-2014. . . . . 225

C.1 Principales caractéristiques du lac Tana et du lac Namco. . . . . 241

# Introduction générale

L' eau liquide est une ressource qui peut sembler abondante par son omniprésence à la surface de la Terre mais qui est à la fois rare et unique. Sa présence est aussi importante pour l'émergence et le maintien de la vie que pour les paysages qu'elle façonne, les territoires qu'elle délimite et les écosystèmes, peu connus mais riches, qu'elle héberge.
Pourtant, sa préservation et son accès sont de plus en plus mis en péril sous l'effet conjugué de la croissance démographique, du développement socio-économique et des dérèglements climatiques. Alors que l'accès à des conditions suffisantes d'alimentation en eau potable est un droit fondamental, le dernier rapport des Nations Unies sur la mise en valeur des ressources en eau fait état d'une situation alarmante. Au 21$^{e}$ siècle, pas moins de deux milliards de personnes vivent dans des pays en situation de stress hydrique permanent et ce chiffre atteint quatre milliards si les pénuries saisonnières sont prises en compte [UN-WATER, 2019]. Quasiment tous les pays sont touchés par des pénuries saisonnières même si les pays faisant face aux pénuries les plus élevées sont situés en Afrique du Nord et au Moyen/Proche-Orient (Figure 1).
Cette pression anthropique tend à croître puisque la consommation d'eau augmente de 1% par an depuis 1980 et devrait continuer à augmenter jusqu'à 2050 pour être 20% à 30% plus élevée qu'aujourd'hui [Burek et al., 2016].

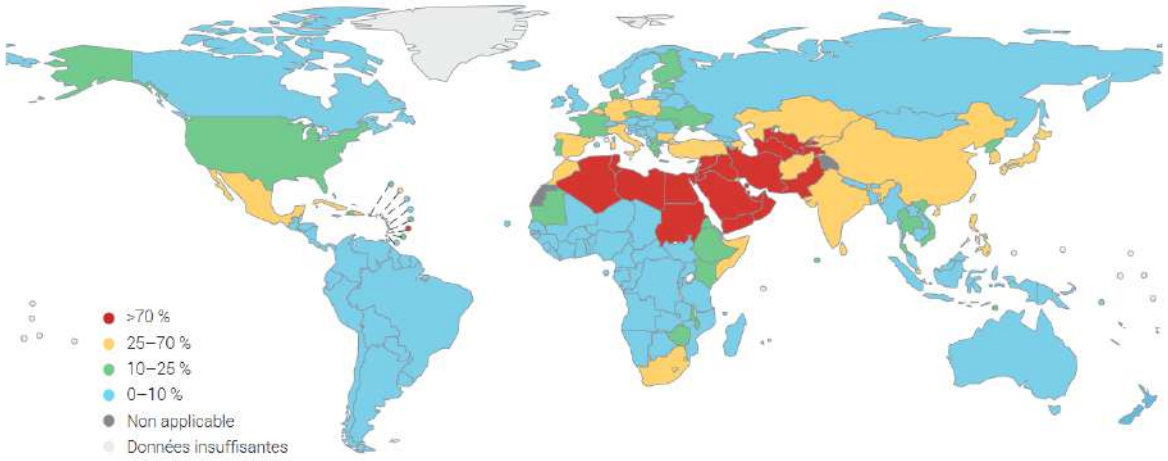



FIGURE 1 – Carte des niveaux de stress hydrique pour l'année 2019. Source : UN-WATER [2019].

Lorsqu'on y regarde de plus près, seule une infime proportion, 2.5%, de l'eau liquide est douce, dont les trois quarts sous forme de glace, ce qui rend cette ressource encore plus précieuse et limitée. Le tableau 1 représente la fraction des réserves totales

des eaux douces et salées à l'échelle du globe répartie par réservoir et les temps de rétention associés. Ces données montrent la prépondérance de l'eau salée par rapport à l'eau douce mais aussi que les stocks peuvent être impactés de différentes manières par des perturbations externes, à cause de la variabilité de leurs temps de rétention. Ainsi les eaux souterraines, malgré un stock conséquent, sont, d'une part, difficilement accessibles et, d'autre part, possèdent des temps de rétention longs. Ces réserves d'eau sont particulièrement sensibles aux moindres perturbations telles que les abaissements de nappes qui peuvent avoir des conséquences quasi-irréversibles. D'un autre côté, les rivières ont des temps de rétention plus courts et donc un taux de renouvellement élevé. En contrepartie, les quantités stockées en surface sont moindres et la ressource est moins pérenne et plus sujette aux variations saisonnières. Dans un contexte où l'homme prélève un volume d'eau douce deux fois supérieur à toute la quantité qui ruisselle sur le globe il apparaît donc nécessaire de repenser notre mode de consommation.

Tableau 1 – Répartition globale des stocks d'eau dans les principaux compartiments en millions de $m^3$ et les temps de rétention associés.

| | Nom | Volume (milliers de $km^3$) | Pourcentage des réserves totales d'eau | Pourcentage des réserves totales d'eau douce | Temps de rétention |
|---|---|---|---|---|---|
| Réserves salées | Océans | 1338000 | 96.6 | - | 3,100 ans |
| | Aquifères | 12570 | 0.91 | - | 300 ans |
| | Lacs salés | 85 | 0.006 | - | 10-1,000 ans |
| Réserves eau douce | Glaciers/Pergélisols | 24364 | 2.5 | 69.5 | 16,000ans |
| | Aquifères | 10530 | | 30 | 300 ans |
| | Lacs d'eau douce | 91 | | 0.26 | 1-100ans |
| | Humidité du sol | 16.5 | | 0.05 | 280 jours |
| | Atmosphère | 12.9 | | 0.04 | 9 jours |
| | Zones humides | 11.5 | | 0.03 | / |
| | Rivières, fleuves | 2.12 | | 0.006 | 12-20 jours |
| | Biosphère | 1.12 | | 0.003 | / |

La variabilité de la distribution spatio-temporelle de l'eau liquide est un moteur dans l'émergence d'enjeux à court et long terme. Les régions où la ressource se raréfie doivent faire face à des problèmes de pénuries, d'aridifications et de désertifications amenant les populations à se déplacer. À l'inverse, l'abondance provoque une augmentation de la récurrence d'évènements climatiques exceptionnels qui mettent en péril la sécurité de pays entiers. C'est par exemple le cas du Bangladesh où la montée des eaux

océaniques accentue les conséquences liées aux inondations en période cyclonique.
Par ailleurs, l'accès à l'eau potable n'est pas seulement défini par des critères quantitatifs mais aussi qualitatifs. Ainsi, 65% des eaux fluviales sont considérées comme menacées [Vörösmarty et al., 2010] et cette dégradation des écosystèmes aquatiques devient un enjeu majeur dans un contexte où nos sociétés ont besoin des services écosystémiques existant et où les conflits autour de la gestion de l'eau se multiplient.

Le changement climatique exacerbe ces difficultés et ces inégalités en provoquant des risques majeurs pour l'équilibre des écosystèmes globaux mais aussi pour nos sociétés. Alors qu'un milliard de personnes vit dans des zones inondables [Di Baldassarre et al., 2013], le changement climatique contribue à une augmentation significative de l'occurence des crues à l'échelle du globe. Les conséquences de cette augmentation sont multiples et variées. Elles devraient aussi engendrer une augmentation de 580% du nombre de personnes affectées par les crues [Alfieri et al., 2015] et altérer les régimes d'écoulements et les périodes d'enneigement à l'échelle continentale [Forzieri et al., 2014, Ribes et al., 2019, Schneider et al., 2013] et globale [Rodell et al., 2018].

L'hydrologie, qui s'intéresse à tous les aspects du mouvement de l'eau sur Terre, ses conséquences sur l'environnement et nos sociétés, permet d'étudier ces phénomènes, à la confluence de domaines comme la glaciologie, la météorologie, la chimie ou encore la géographie. Étymologiquement, le mot "hydrologie" fait référence à l'étude de l'eau dans sa globalité et traduit plus précisément l'étude de son cycle. C'est pourquoi il incombe à l'hydrologue, au-delà de s'intéresser aux équations de bilan d'eau aux différentes échelles, de comprendre et d'illustrer ce système complexe, hétérogène et en constant renouvellement.
Les champs d'applications de l'hydrologie sont - donc - à la fois vastes et parfaitement définis par le cycle de l'eau. Celui-ci correspond au mouvement et renouvellement perpétuel de l'eau sur Terre que ce soit sous la forme de glace, de liquide ou de vapeur. Il décrit ainsi les connections entre les processus, plus ou moins distants, qui le composent (évaporation, infiltration, ruissellement). Il sert aussi de support à la représentation des principes physiques clés comme la conservation de la masse et illustre les changements globaux.
Les études dans le domaine de l'hydrologie continentale se portent plus particulièrement sur les échanges d'eau se produisant au niveau des terres émergées et répond aux enjeux liés à la ressource en eau et à la protection des biens et des personnes par la prévision du risque inondation ou de sécheresse. Sur des temps plus longs, l'hydrologie continentale s'attache à étudier des solutions d'adaptation et d'atténuation afin d'éviter des situations dramatiques environnementales comme l'augmentation des sécheresses ou humaines comme l'émergence de zones de conflits et permettant

de garantir la pérennité des stocks d'eau. L'ensemble de ces éléments montre toute l'importance de représenter les processus d'hydrologie continentale pour le suivi global de la dynamique climatique [Alkama et al., 2008, Douville et al., 2016].

La figure 2 recense l'ensemble des processus qui agissent sur les particules d'eau et décrivent le cycle de l'eau.




FIGURE 2 – Représentation schématique du grand cycle de l'eau. Source : `www.eaufrance.fr`

Ainsi en isolant une particule d'eau océanique, il est possible de tracer les différents chemins qui s'offrent à elle. Sous l'effet de forçages atmosphériques, la particule d'eau s'évapore, elle s'élève par flottabilité et vient alimenter l'atmosphère en vapeur. Dans l'atmosphère, la particule est soumise en continu à des contraintes dynamiques et thermodynamiques qui peuvent la transporter sur des distances plus ou moins grandes vers des zones où les conditions sont favorables à une modification de ses propriétés et notamment à sa condensation : nous observons ce phénomène par la formation de nuages. Si ces nuages deviennent précipitants alors la goutte d'eau retourne vers la surface, qu'elle soit océanique ou continentale, où différents itinéraires s'offrent à elle. Dans le premier cas, la goutte d'eau rejoint son point de départ : l'océan et le cycle est fermé. Dans le second cas, la goutte d'eau peut ruisseler pour rejoindre une rivière puis un fleuve, être stockée dans un lac pour finalement revenir à son point de départ : l'océan. La goutte d'eau peut aussi s'évaporer directement après avoir atteint la surface et par conséquent revenir dans l'atmosphère. Enfin elle peut interagir avec la surface terrestre et le sol pour revenir dans l'atmosphère par évaporation ou évapotranspiration selon qu'elle a été interceptée par la végétation, captée par ses racines ou

encore s'infiltrer dans le sol pour alimenter les aquifères. Ces différents itinéraires sont accessibles à toute goutte d'eau liquide. Dans le cas de précipitations solides, l'eau peut être stockée sous forme de neige ou de glace au niveau de la banquise ou des régions montagneuses. Tant qu'elle ne fond pas, cette eau reste stockée et ne participe pas aux écoulements de surface.

À chaque étape du cycle correspond une échelle de temps qui caractérise les processus physiques et les interactions des compartiments entre eux. Ces échelles ont une très grande importance dans la caractérisation des phénomènes physiques et dans la compréhension des rétroactions entre les compartiments et leur évolution à court et long terme. Ainsi les sécheresses, même saisonnières, peuvent conduire à des déficits en eaux souterraines et avoir un effet irréversible à l'échelle humaine du fait d'un "effet mémoire" des aquifères [Cuthbert et al., 2019, Lam et al., 2011]. Ces effets sont plus ou moins locaux et il est primordial d'intégrer les facteurs anthropiques, de plus en plus présents, dans la représentation du cycle de l'eau [Abbott et al., 2019]. Ces facteurs anthropiques agissent de façon plurielle que ce soit au travers de pollutions, de l'utilisation de l'eau pour l'agriculture ("eaux vertes"), de la modification d'occupation des sols ou par la perturbation des équilibres bioécologiques et des écoulements en lien avec le changement climatique.

Les lacs représentent environ 20% de tout le stock en eau douce de surface [Messager et al., 2016]. Inégalement répartis à la surface terrestre, on compte pas moins de 117 millions de lacs, dont la superficie dépasse 0.002 $km^2$, soit l'équivalent de 3.7% des terres émergées [Verpoorter et al., 2014]. Les régions qui bénéficient d'une densité lacustre élevée se trouvent principalement dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord comme la Scandinavie ou le nord canadien.
Malgré l'abondance de cette ressource dans des régions en première ligne face au changement climatique, les processus hydrologiques associés sont peu ou mal représentés dans les modèles hydrologiques et climatiques globaux. De plus, la pression environnementale croissante sur les lacs a déjà commencé à altérer cette ressource vitale. Des études récentes montrent les effets des altérations climatiques et anthropiques sur les systèmes lacustres et mettent en garde contre les conséquences irréversibles pouvant advenir [Jenny et al., 2020, Woolway et al., 2020]. Ces impacts se présentent sous des formes diverses qui vont de la réduction de la couverture en glace [Sharma et al., 2019] à des modifications conséquentes des stocks [Wang et al., 2018b] en passant par l'acidification des eaux [Phillips et al., 2015] ou l'augmentation des concentrations en micropolluants et microplastiques [Eerkes-Medrano et al., 2015, Schwarzenbach et al., 2006], voir l'asséchement total menant à la disparition de l'écosystème lacustre.
Au-delà des impacts sur les propriétés physiques et chimiques associées aux lacs, c'est

donc tout l'écosystème lacustre qui subit des modifications. La structure écologique, notamment les réseaux trophiques, et le fonctionnement de ces écosystèmes entretiennent un vaste tissu de services, appelés services écosystémiques, dont la société en retire un bénéfice socio-économique. Une structure non exhaustive est schématisée par la Figure 3. Les modifications locales des conditions sont ainsi sans frontières thématiques et altèrent l'ensemble de ces services.

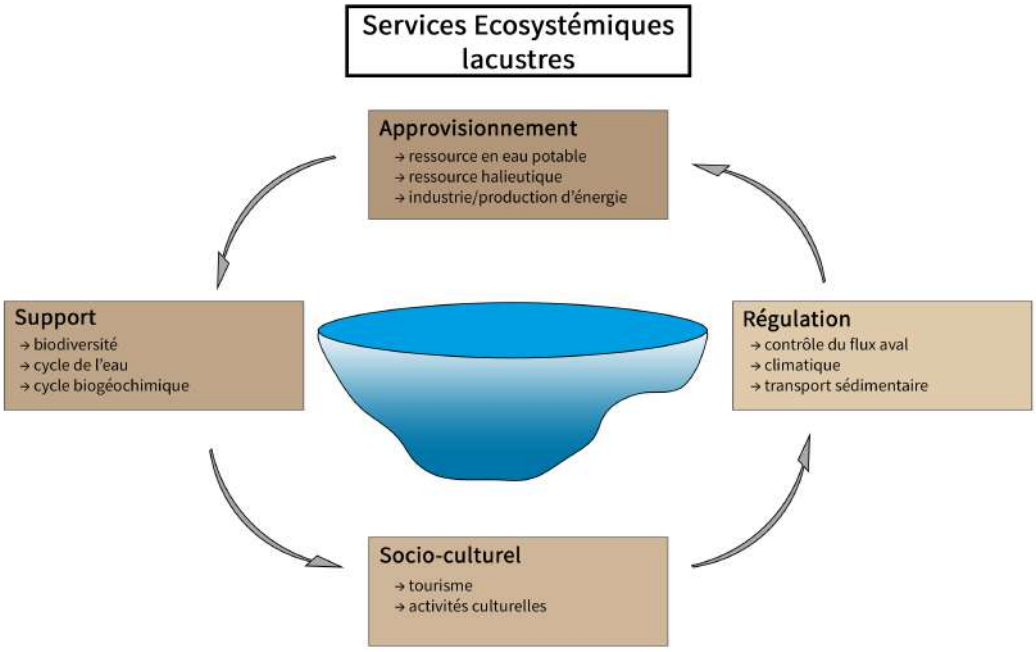



FIGURE 3 – Principaux services écosystémiques associés au lacs. Inspirée des travaux de Schallenberg et al. [2013].

La modélisation joue un rôle majeur dans la description des processus environnementaux puisqu'elle permet dans certains cas de pallier les limites de l'observation. La complexité des processus et la diversité des échelles spatiales et temporelles font que l'observation reste limitée voire impossible dans certaines circonstances. En complément de ces mesures, les modèles rendent compte d'une représentation de la réalité simplifiée sur des échelles spatio-temporelles plus étendues.
Depuis les travaux pionniers de Manabe [1969] à la fin des années 60 ou de Deardorff [1977], les modèles de surface (LSM) proposent aujourd'hui une description plus réaliste de processus physiques hétérogènes et de leur complexité à l'interface sol-atmosphère [Levis, 2010]. Cependant ces modèles étaient limités car ils ne pouvaient pas initier les transferts latéraux de masse. C'est ainsi que les modèles de routage en rivière (RRM) ont vu le jour en permettant alors le transfert d'eau issu des modèles de surface à travers le réseau hydrographique et par la même occasion de fermer le cycle de l'eau. Les RRMs sont aujourd'hui indispensables à la simulation des débits mais

aussi à la caractérisation de l'hydrologie locale, régionale et globale que ce soit dans le cadre de la prévision des crues et des sécheresses ou plus généralement dans le suivi de la ressource en eau [Ducharne et al., 2003, Lam et al., 2011, Lucas-Picher et al., 2003, Zajac et al., 2017].

Malgré un développement précoce du bilan d'énergie des lacs à l'échelle globale [Le Moigne et al., 2016, Piccolroaz et al., 2020, Woolway et al., 2017a], les lacs ont mis plus de temps à être considérés comme une composante hydrologique essentielle dans les RRMs. Du fait de leur prédominance dans certains processus hydrologiques régionaux et grâce à la meilleure résolution des modèles de climat, les lacs représentent, depuis quelques années, un intérêt majeur dans les développements hydrologiques et climatiques régionaux et globaux [Bowling and Lettenmaier, 2010, Burek et al., 2013, Cherkauer and Sinha, 2010].

### Objectifs d'étude

Au sein des développements des modèles de surface utilisés au Centre National de Recherche Météorologiques (CNRM) pour la prévision hydrologique et climatique, ma thèse vise à répondre à des objectifs explicites et d'actualités concernant l'hydrologie et, plus spécifiquement, l'intégration des lacs dans un système hydrographique global. Ce travail s'appuie sur les développements récents du modèle de routage CTRIP couplé à la plateforme de modélisation SURFEX [Decharme et al., 2019] en vue d'une paramétrisation, à l'échelle du globe, de la dynamique massique des lacs. Plus particulièrement, cette thèse s'attache à quantifier l'effet du bilan de masse des lacs sur la modélisation de l'hydrologie continentale et les enjeux inhérents.
Pour cela, la thèse aborde les objectifs de recherche suivants :

— **Développer** un modèle non calibré de bilan de masse MLake capable d'améliorer la simulation des débits de rivières par CTRIP à l'échelle globale ;

— **Proposer** un diagnostic sur les variations de niveau d'eau dans les lacs pour un suivi dans le passé, le présent et le futur ;

— **Améliorer** la caractérisation des zones à enjeux par le biais d'une représentation de la bathymétrie des lacs applicable à l'échelle globale.

### Plan du manuscrit

Pour répondre à ces objectifs de recherche, le manuscrit est divisé en quatre chapitres.

Le premier chapitre pose le contexte de l'étude ainsi que son cadre théorique. Pour cela une présentation des bilans régissant le cycle de l'eau est proposée en guise d'introduction aux techniques à notre disposition pour l'observer et le modéliser. Par ailleurs, des considérations théoriques en limnologie et hydrologie lacustre sont proposées pour assurer une compréhension des enjeux du développement du bilan de masse des lacs.

Le chapitre 2 décrit, de façon succinte, les modèles utilisés dans cette thèse et notamment les processus physiques nécessaires à la production et au transfert de masse à travers les différents compartiments. Ce chapitre s'attache à décrire la plateforme de modélisation de la surface SURFEX, le modèle de surface ISBA, le modèle de routage CTRIP ainsi que le modèle résolvant le bilan d'énergie des lacs FLake. Enfin il présente le modèle de bilan de masse MLake, au coeur de cette thèse, ses hypothèses ainsi que

les étapes de son développement.

Le chapitre 3 porte sur l'évaluation et la validation de MLake dans une configuration locale restreinte au bassin versant du Rhône. L'évaluation sur cette zone est motivée par la disponibilité de forçages haute résolution issus de la chaîne opérationnelle SAFRAN-ISBA-MODCOU et d'un réseau de mesures conséquent. Elle consiste, premièrement, à analyser les performances du système CTRIP-MLake par rapport aux simulations de référence CTRIP sur cette zone. S'en suit une double validation effectuée d'abord en comparant les simulations et les observations de débits sur trois stations de jaugeage, puis en analysant la cohérence des variations de niveau du Léman.

Après cette évaluation locale, le chapitre 4 propose une évaluation et une validation régionale sur trois bassins versants présentant des conditions hydrométéorologiques variées. Après cette validation, une simulation à l'échelle globale a permis de confirmier l'intérêt de prendre en compte le bilan de masse des lacs dans les régions où leur densité est forte.

Les perspectives amenées par ce travail de thèse, et notamment le besoin de dissocier la dynamique de masse propre aux barrages des lacs naturels, sont abordées dans une conclusion globale. Plus généralement, l'importance de l'impact anthropique est indéniable et la modélisation hydrologique doit nécessairement prendre en compte ces effets. Enfin les avancées dans le domaine de l'hydrologie lacustre passent aussi par une approche géomorphologique à développer afin d'intégrer pleinement l'hypsométrie des lacs dans la résolution du bilan de masse.

Chapitre 1

# Une introduction à l'hydrologie continentale : Contexte de l'étude

## Sommaire


**1.1 Les différents bilans appliqués à l'hydrologie continentale . . . . . 12**
1.1.1 Le bilan énergétique à la surface de la Terre . . . . . 14
1.1.2 Le bilan hydrologique . . . . . 18
**1.2 L'observation comme première approche . . . . . 22**
1.2.1 Les mesures *in situ* . . . . . 23
1.2.2 La télédétection . . . . . 25
1.2.3 Vers des missions dédiées à l'étude du cycle de l'eau à l'échelle globale 29
**1.3 La modélisation du cycle de l'eau . . . . . 31**
1.3.1 Les modèles . . . . . 31
1.3.2 Les composantes essentielles . . . . . 32
1.3.3 Les modèles hydrologiques . . . . . 37
1.3.4 Les modèles de routage en rivières . . . . . 43
**1.4 Introduction à la limnologie . . . . . 45**
1.4.1 Limnologie physique : conséquence du forçage thermique . . . . . 47
1.4.2 Limnologie dynamique : les lacs en mouvement perpétuel . . . . . 56
1.4.3 Hydrologie lacustre . . . . . 58
**1.5 État de l'art de la modélisation des lacs . . . . . 62**
1.5.1 Des modèles thermiques de lacs... . . . . 63
1.5.2 ... vers des modèles hydrologiques . . . . . 65
**1.6 Conclusion . . . . . 69**


L'intérêt de ce chapitre introductif est d'aborder les principes généraux qui régissent les processus de production et de transfert des masses d'eau au sein du système Terre et dont les lacs en sont une composante. Ainsi la description des différents bilans qui composent le cycle de l'eau et les moyens à notre disposition pour l'observer et le modéliser vont être abordés. La description exhaustive des composantes du cycle de l'eau pourrait à elle seule faire l'objet d'un travail de recherche et c'est pour cela que

l'accent est mis sur la composante centrale de cette thèse : les lacs.
Un bref état des lieux sur les connaissances en limnologie physique et dynamique est proposé afin de comprendre les enjeux de la modélisation lacustre et les processus inhérents à ces plans d'eau tout en permettant de mieux circonscrire la problématique liée au bilan d'eau lacustre.
D'un point de vue thématique, ce chapitre sert aussi à détailler le contexte général et les objectifs à atteindre pour représenter la dynamique des lacs à l'échelle globale.

## 1.1 Les différents bilans appliqués à l'hydrologie continentale

Les processus physiques, quels qu'ils soient, sont dépendants d'une source d'énergie. Cela s'applique évidemment aux processus hydrométéorologiques dont la principale source d'énergie provient du rayonnement solaire. Au sommet de l'atmosphère, le rayonnement solaire, dont le spectre est représenté sur la figure 1.1, a une valeur constante égale à 1 368 $W.m^{-2}$.

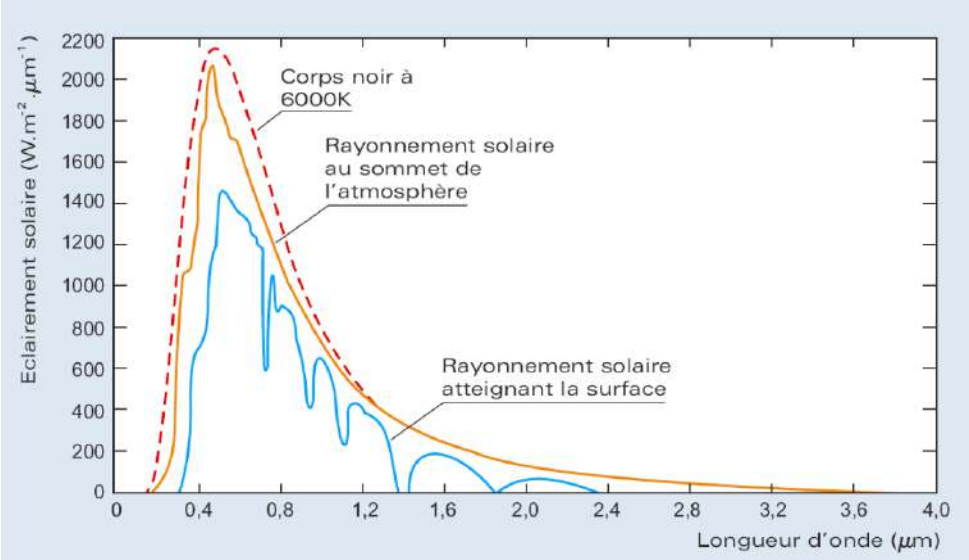



FIGURE 1.1 – Distribution spectrale du rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère et au niveau du sol. Source : Malardel [2005].

Le rayonnement solaire se répartit en tout point de notre planète suivant des caractéristiques spatiales (comme la longitude et la latitude) et temporelles (telles que l'heure ou le jour de l'année). Minimale aux pôles et maximale à l'équateur, la variation d'intensité du rayonnement engendre un bilan radiatif, en moyenne annuelle, déficitaire pour les régions polaires et excédentaire pour les régions équatoriales (Figure 1.2). Pourtant le système surface-atmosphère reste équilibré énergétiquement à l'échelle globale grâce

à une compensation de ce déséquilibre radiatif par le biais des circulations atmosphériques et océaniques qui transportent l'énergie des régions tropicales aux régions polaires (Figure 1.3). En France, le Gulf Stream est une manifestation visible de ce type de mécanisme océanique global qui permet à la façade Atlantique de bénéficier d'une température océanique douce tout au long de l'année.

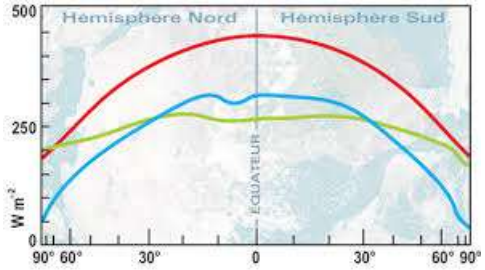



FIGURE 1.2 – Bilan radiatif zonal en moyenne annuelle et contribution du rayonnement solaire (courbe rouge), du rayonnement infra-rouge émis (courbe verte) et du rayonnement absorbé (courbe bleue). Source : Malardel [2005].

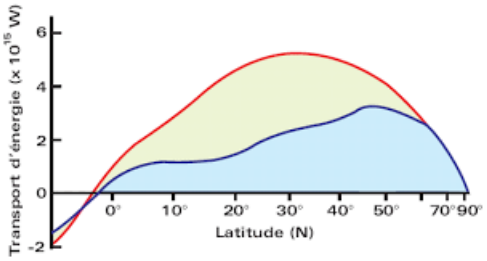



FIGURE 1.3 – Représentation du transport d'énergie vers les pôles par les océans (surface verte) et l'atmosphère (surface bleue). Source : Malardel [2005].

En pénétrant dans l'atmosphère, le rayonnement solaire est soumis à de nombreux mécanismes qui déterminent la quantité résiduelle d'énergie atteignant effectivement la surface de la Terre. Si l'on se soustrait aux hypothèses de l'optique et qu'on isole un rayon solaire, il est possible de décrire un ensemble de phénomènes qui vont agir sur ce rayon, comme la réflexion, la transmission ou l'absorption, représenté sur la figure 1.4. En moyenne climatologique, chaque processus interagit de façon plus ou moins importante avec le rayonnement. La part de réflexion sans changement de longueur d'onde est de 30% tandis que l'absorption du rayonnement par l'air et les nuages compte pour 19%. Finalement, seulement 51% de l'énergie solaire initiale est effectivement absorbée par la surface terrestre.

Grâce à cet apport d'énergie et à ses variations spatio-temporelles, deux grands cycles d'échanges se mettent en place au niveau de la surface et redistribuent les excédents entre les différents compartiments du système Terre :

- le cycle de l'énergie, décrit par le premier principe de la thermodynamique ;
- le cycle de l'eau, décrit par l'équation de continuité.

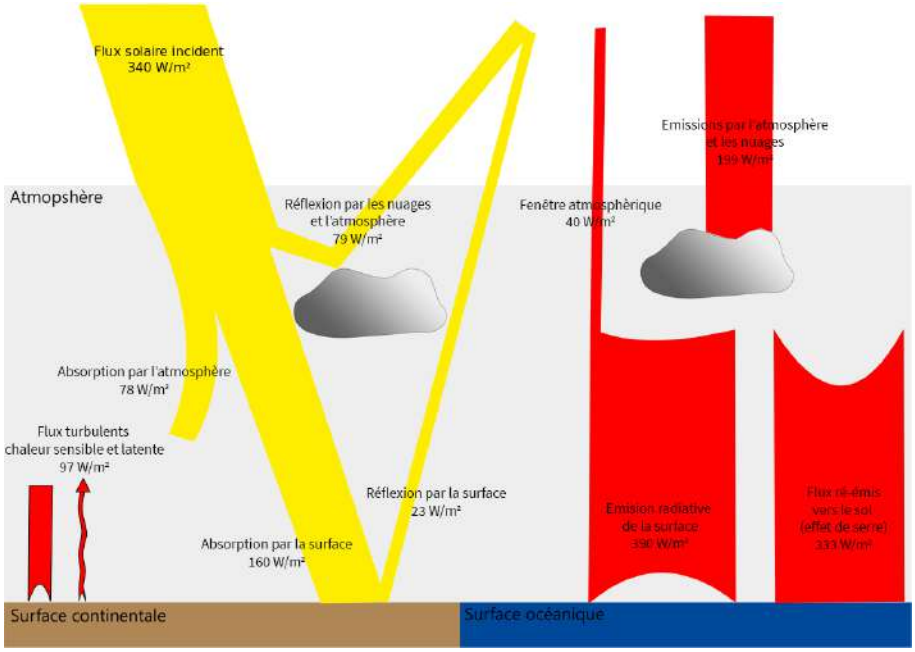



FIGURE 1.4 – Bilan radiatif global au niveau de la surface terrestre et contribution des différents processus. Adapté de Trenberth et al. [2009].

Ces cycles sont dépendants l'un de l'autre et interagissent en permanence ; en témoigne l'augmentation de la température de surface recevant une certaine quantité d'énergie (un lac par exemple) qui se traduit par une augmentation des flux d'évaporation associés à une perte de masse.
Pour compléter les cycles globaux, il faut noter qu'il existe un troisième cycle, celui du carbone, primordial dans l'étude du système Terre et notamment dans un contexte de changement climatique d'origine anthropique, mais qui ne sera pas détaillé dans ce manuscrit.

### 1.1.1 Le bilan énergétique à la surface de la Terre

Comme une source d'énergie est indispenable à l'évolution des processus hydrométéorologiques, il est naturel de débuter la description des bilans de surface par celle du bilan énergétique. Le système considéré lors de l'étude du bilan énergétique de surface consiste en un couple défini par la surface et la couche limite atmosphérique situé au-dessus. La surface correspond à la partie, considérée immobile, où se développent les activités humaines et dont les caractéristiques propres conditionnent la limite basse de l'atmosphère. Lieu d'échanges énergétiques et d'humidité, elle est aussi la source de pollutions et de turbulence atmosphérique.
La couche limite atmosphérique, quant à elle, est la partie de l'atmosphère directement impactée par la surface, par frottements, et dont les temps caractéristiques d'évolutions sont courts. L'ordre de grandeur de son épaisseur est le kilomètre et elle est fortement impactée par le cycle diurne. La turbulence y est faible la nuit à cause de la

stabilisation de l'atmosphère et plus forte la journée sous l'effet de la convection. Par ailleurs, c'est bien souvent à son sommet que l'on peut observer la formation de nuages.

Ce couple échange constamment de l'énergie sous forme de chaleur, du rayonnement et de la matière ce qui influence les caractéristiques propres à chacun et contraint leurs évolutions. Ainsi c'est la connaissance de ces échanges et notamment l'évolution des variables qui les caractérisent qui conditionne l'étude du cycle énergétique. Les variables énergétiques de surface ont des temps de réponse rapides et sont contraintes par les capacités thermiques des couches qu'elles représentent. La différence de température entre une rivière et sa berge lors d'une journée estivale est un exemple facilement observable des variations énergétiques de surface. L'apparition de gradients est conditionnée par des paramètres essentiels comme la profondeur de pénétration du rayonnement, la capacité d'absorption de la surface et l'albédo. Au niveau d'un sol nu la profondeur de pénétration est de l'ordre de quelques millimètres alors qu'elle peut atteindre plusieurs mètres pour les grands fleuves. Ces différences contribuent à la formation de zones plus ou moins propices aux échanges énergétiques (par exemple avec l'apparition de brises) mais contribuent aussi à l'hétérogénéité des réponses de ces surfaces face à des contraintes extérieures. Par conséquent, même si les échanges dépendent du type de surface et des variables thermodynamiques dans l'environnement, il est possible de dégager des grandes tendances de flux échangés intervenant à l'interface surface-atmosphère comme résumé par la figure 1.4 en section précédente.

Le bilan énergétique de surface consiste en un équilibre entre le bilan radiatif (apport ou perte d'énergie), le flux de conduction dans le milieu (par exemple le sol ou l'eau) et les flux convectifs liés à l'activité turbulente.

Le bilan d'énergie en surface s'écrit sous la forme :

$$R_n = LE + H + G \tag{1.1}$$

avec $R_n$, le flux radiatif net correspondant à la différence entre le flux radiatif reçu et le flux radiatif émis par la surface, $H$ le flux de chaleur sensible, $LE$ le flux de chaleur latente et $G$ le flux de chaleur échangé par conduction dans le milieu considéré. Tous ces flux s'expriment en $W.m^{-2}$.

Ces différents termes sont illustrés sur la figure 1.5.

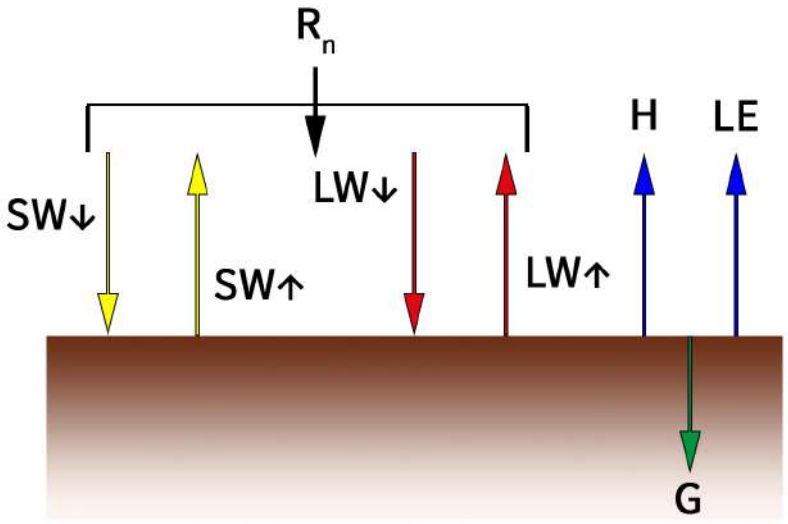



FIGURE 1.5 – Termes du bilan d'énergie de surface.

Le bilan radiatif net se décompose en deux types de rayonnements. D'un côté, le rayonnement solaire à courtes longueurs d'ondes et de l'autre le rayonnement infrarouge à ondes longues. Le rayonnement solaire issu de la photosphère est assimilé à celui d'un corps noir de température 6000 K dont le maximum d'intensité est émis dans le visible (0.48 $\mu$.m). La surface de la Terre ayant, quant à elle, une température moyenne aux alentours de 300 K, émet une intensité maximale dans l'infrarouge (10 $\mu$.m) [(1)].

Le bilan radiatif, qui évolue selon le cycle diurne, équivaut donc à la somme algébrique des composantes ascendantes et descendantes des rayonnements solaire et infrarouge et s'écrit :

$$R_n = SW\downarrow + SW\uparrow + LW\uparrow + LW\downarrow \tag{1.2}$$

avec $SW\downarrow$ le rayonnement solaire incident transmis jusqu'à la surface, $SW\uparrow$ le rayonnement solaire réfléchi par la surface, $LW\uparrow$ le rayonnement infrarouge émis par la surface, $LW\downarrow$ le rayonnement infrarouge reçu par la surface. Tous ces flux s'expriment en W.m$^{-2}$.

(1). Ces longueurs d'ondes, de maximum d'émission $\lambda_{max}$, sont issues de la loi de déplacement de Wien selon $\lambda_{max} = \frac{a}{T}$. a est une constante égale 2897 $\mu$.m.K et T est la température du corps noir (K).

Le bilan sur les courtes longueurs d'ondes dépend du rayonnement solaire incident et de l'albédo $\alpha$ de la surface (fraction du rayonnement réfléchi) tel que :

$$SW_{\text{total}} = SW\downarrow + SW\uparrow = (1-\alpha)\, SW\downarrow \tag{1.3}$$

De la même façon, le bilan sur les longueurs d'ondes infrarouges dépend de la capacité d'un corps à émettre de l'énergie c'est-à-dire son émittance. Cette émittance dérive de la température d'un corps noir et est décrite par le loi de Stefan :

$$M(T) = \sigma T^4 \tag{1.4}$$

avec $\sigma$ la constante de Stefan-Boltzmann qui vaut $5.67.10^{-8}$ W.m$^{-2}$.K$^{-4}$.

Le bilan sur le rayonnement infrarouge se divise aussi suivant une part d'infrarouge reçue $LW\downarrow$ et une part émise par la surface $LW\uparrow$ qui peut se résumer suivant :

$$LW_{\text{total}} = LW\uparrow + LW\downarrow = -\left(\varepsilon\sigma T^4 + (1-\varepsilon)LW\downarrow\right) + LW\downarrow \tag{1.5}$$

avec $\varepsilon$ l'émissivité (-) et $T$ la température du corps (K).

Le bilan convectif est représenté par les flux turbulents, en surface, de chaleur sensible $H$ et de chaleur latente $LE$. La chaleur sensible est définie comme la quantité d'énergie nécessaire pour augmenter la température d'un corps sans changement d'état (en W.m$^{-2}$). La chaleur latente est la quantité d'énergie nécessaire pour augmenter la température d'un corps lors d'un changement d'état (en W.m$^{-2}$).
Les flux turbulents en surface peuvent s'exprimer de la façon suivante :

$$H = \rho_0 c_p \overline{w'\theta'} \tag{1.6}$$

$$LE = \rho_0 L_v \overline{w'q'} \tag{1.7}$$

avec $\rho_0$ la masse volumique de l'air (kg.m$^{-3}$), $c_p$ la capacité thermique à pression constante de l'air (J.kg$^{-1}$.K$^{-1}$), $L_v$ la chaleur latente de vaporisation de l'air (J.kg$^{-1}$), $\overline{w'\theta'}$ le flux cinématique vertical de chaleur (m.K.s$^{-1}$), $\overline{w'q'}$ le flux cinématique vertical d'humidité (m.s$^{-1}$).

Enfin le flux de conduction représente les échanges de chaleur par conduction thermique entre la surface et le milieu considéré. Ce bilan s'écrit suivant la loi de Fourier qui détermine la quantité de chaleur transmise par agitation thermique et dépend des

caractéristiques de conduction du milieu et donc de sa composition :

$$G = -\lambda \overrightarrow{grad} T \tag{1.8}$$

avec $\lambda$ la conductivité thermique ($W.m^{-1}.K^{-1}$), T la température du milieu (K).

Tous ces termes (rayonnement et flux de chaleur) sont, par convention, positifs s'ils sont reçus par la surface et négatifs s'ils sont émis par la surface.
Le bilan énergétique à la surface s'équilibre donc suivant :

$$(1-\alpha)\, SW\downarrow + \varepsilon(LW\downarrow - \sigma T^4) = H + LE + G \tag{1.9}$$

Pendant la journée, le rayonnement solaire réchauffe la surface en lien avec une augmentation des flux infrarouges (la surface est assimilée à un corps noir). L'augmentation de la température de la surface engendre le déclenchement de phénomènes convectifs et un mélange par turbulence qui va réchauffer l'atmosphère. Pendant la nuit sur Terre, le rayonnement infrarouge, typiquement déficitaire, est compensé par un flux de chaleur positif provenant du sous-sol ou par un flux turbulent (si la différence de température entre la surface et la partie basse de l'atmosphère est positive). Ce système complexe est fondamental pour l'étude des phénomènes de basses couches, tel que le brouillard, et l'étude des surfaces, pour le suivi des sécheresses.

### 1.1.2 Le bilan hydrologique

Comme nous l'avons évoqué dans l'introduction générale, le cycle de l'eau présente différents enjeux comme la gestion quantitative de l'eau en tant que ressource ou levier économique. Cette question est d'ores et déjà d'une importance capitale et tend à s'accentuer dans le contexte d'évolutions globales auquel devra faire face l'humanité dans les prochaines décennies.
Ainsi le bilan hydrologique permet de quantifier les rétroactions qui lient le climat à la variabilité spatiale et temporelle de la ressource en eau. Par exemple, la question des conséquences d'un déficit en pluie sur l'humidité des sols, les débits fluviaux et la recharge des eaux souterraines peut être abordée en étudiant ce bilan.
Les études les plus récentes révèlent qu'une personne sur cinq dans le monde n'a pas accès à une quantité suffisante d'eau et seulement un tiers a accès à une eau de qualité acceptable [WHO, 2010]. Ce stress est particulièrement inégal à travers le monde : certaines régions concentrent une grande quantité d'eau, par exemple la région des Grands Lacs Américains contient 20% des réserves mondiales d'eau douce de surface [Messager et al., 2016], tandis que d'autres souffrent d'un stress hydrique important comme par exemple les pays de la péninsule arabique. Ces inégalités tendent, par

ailleurs, à s'accentuer par une rapide dégradation de la qualité et une réduction de la disponibilité en eau [UN-WATER, 2019]. Au cours des 50 dernières années, la consommation d'eau a doublé et cette tendance s'accélère encore puisque l'utilisation d'eau augmente chaque année pour satisfaire les besoins accrus par la croissance démographique et le développement économique [Wada et al., 2013]. Associées à ces enjeux, émergent des problématiques sur l'approvisionnement en eau qui aggravent les pénuries saisonnières et mettent en exergue les modifications dues au changement climatique. Il est, par conséquent, primordial d'accroître la compréhension, l'observation et l'anticipation des processus du cycle de l'eau pour prévoir et anticiper les futures évolutions, pour limiter l'appauvrissement de la ressource et assurer la sécurité des personnes et des biens.

Lorsque l'on parle de bilan hydrologique, il est question de tous les phénomènes induisant un mouvement et un renouvellement de l'eau sur Terre. Ce bilan concerne l'eau continentale, de surface et souterraine, l'eau des mers et des océans ainsi que l'eau atmosphérique et représente l'état de ce système sur une période donnée.
La répartition de l'eau sur Terre respecte une distribution variable suivant les différents compartiments que l'on tente d'observer et de modéliser. En moyenne, la quantité d'eau stockée est plus ou moins stable et les océans représentent le principal réservoir d'eau liquide avec 75% des ressources mondiales sous forme d'eau salée, non directement potable.
Cependant, comme nous l'avons dit en introduction de ce manuscrit, chaque compartiment du cycle de l'eau possède des caractéristiques spatio-temporelles propres qui définissent les échanges entre les réservoirs. Une connaissance précise de la répartition entre ces différents compartiments et de leurs interactions assure une meilleure compréhension des enjeux liés à l'eau mais informe aussi sur la sensibilité de chaque compartiment face aux perturbations potentielles.

Le cycle de l'eau est complexe et la connaissance limitée de certains processus ralentit sa modélisation. En prenant en compte tous les processus du cycle de l'eau il est possible de le diviser en trois catégories :

- les précipitations ;
- les écoulements ;
- l'évaporation.

Ces trois classes quantifient de manière précise les différents échanges et processus qui décrivent le cycle de l'eau.

L'équation qui traduit les flux se base sur le principe de continuité. Elle caractérise le bilan de quantité d'eau entre l'entrée et la sortie de chaque système, pour une période donnée sous la forme :

$$\frac{dS}{dt} = E - S \tag{1.10}$$

avec $dS$ la variation de stock pendant le temps considéré, $E$ et $S$ les quantités d'eau entrant et sortant de ce système.

Ce bilan d'eau est généralement exprimé en volume même si la hauteur d'eau, aussi appelée "lame d'eau" (définie comme le rapport du volume ruisselé sur la surface drainée), est privilégiée en hydrologie pour exprimer les quantités d'eau en $mm$. Dans le cadre de cette thèse, les stocks du bilan d'eau sont exprimés sous forme de masse (kg).

Afin d'avoir une vision générale de ce cycle, il est nécessaire de préciser une notion importante en hydrologie : l'échelle. Quelle soit temporelle ou spatiale, l'échelle à laquelle on se place pour étudier le cycle de l'eau est importante car d'elle dépend la qualité des forçages et des données d'évaluation. De l'échelle dépend aussi la caractérisation de la variabilité spatiale des processus, principal enjeu de l'hydrologie et de la représentation de phénomènes tels que les crues [Beven, 2001, Blöschl and Sivapalan, 1995]. Précédemment l'échelle temporelle à été abordée afin de caractériser la sensibilité des compartiments hydrologiques à des évolutions de leurs propriétés. En hydrologie, deux échelles spatiales sont couramment utilisées avec pour chacune des conditions d'applications spécifiques à respecter.
Pour commencer, la première échelle correspond à la vision la plus complète du bilan d'eau c'est-à-dire l'échelle du globe. Cette échelle est caractérisée par l'équation du bilan hydrique :

$$\frac{d\overline{S}}{dt} = \overline{P} - (\overline{R_{tot}} + \overline{ET}) = 0 \tag{1.11}$$

avec $\overline{S}$ le stock moyen annuel, $\overline{P}$ les précipitations moyennes annuelles, $\overline{R_{tot}}$ la valeur moyenne du ruissellement total annuel et $\overline{ET}$ l'évapotranspiration moyenne annuelle. Toutes les variables sont exprimées en $mm.s^{-1}$.

Lorsqu'on applique l'équation de continuité au cycle de l'eau global, il en résulte, qu'indépendamment des processus que l'on étudie, le stock global S est conservé. Plus précisément, malgré les évolutions et les modifications qui interviennent aux échelles plus petites, la quantité d'eau, sous toutes ses formes, n'évolue pas et cela indépendamment du temps. C'est une condition importante dans le développement de modèles

décrivant le cycle de l'eau car elle garantit la fermeture du bilan d'eau dans le système et assure une meilleure compréhension des flux de masse entre les compartiments.

La deuxième échelle importante en hydrologie est celle bassin versant. Le bassin versant est une unité géographique hydrologiquement close sur laquelle se base l'étude du cycle hydrologique. Le bilan hydrologique du bassin versant est réalisé à un exutoire situé en aval (Figure 1.6). Plus précisément, un bassin versant est la zone couvrant toute la surface topographique drainée par un cours d'eau et ses affluents à l'amont d'une section choisie. Par conséquent, une goutte d'eau tombant à l'extérieur de la ligne de partage des eaux (souvent une ligne topographique) ne peut pas rejoindre l'exutoire et ne contribuera donc pas au débit de ce bassin.

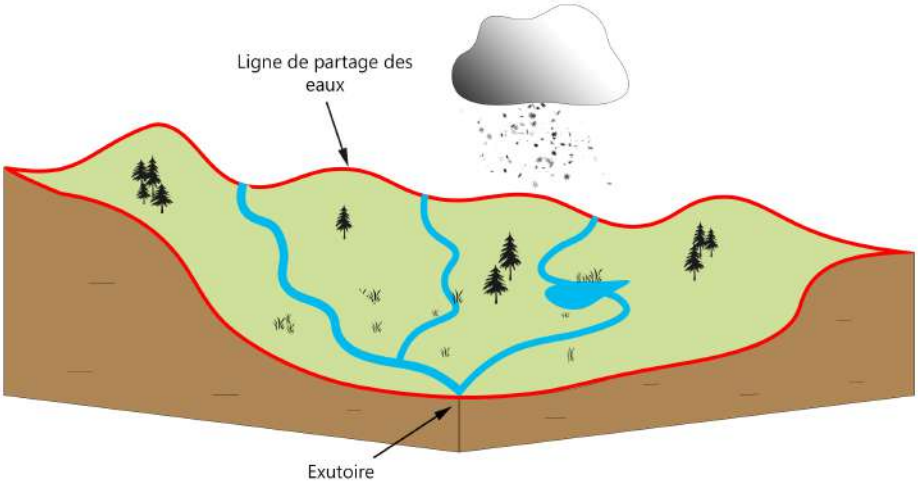



FIGURE 1.6 – Représentation d'un bassin versant et de ses composantes principales.

Sur une année hydrologique $i$, l'équation de continuité s'applique à cette unité hydrologique sous la forme :

$$\Delta S_i = P_i - (R_i + ET_i) \tag{1.12}$$

avec respectivement $S_i$, $P_i$, $R_i$ et $ET_i$ le stock annuel, le volume précipité, le volume ruisselé et le volume évapotranspiré au cours de l'année hydrologique $i$. Toutes les variables sont exprimées en mm.

Contrairement à l'année civile, une année hydrologique couvre le cycle annuel de l'eau à l'échelle du bassin versant : cette période est définie sur 12 mois à partir du mois de plus basses eaux. En France, l'année hydrologique débuté au $1^{er}$ septembre et se termine le 31 août de l'année suivante.

Le bassin versant est caractérisé par des paramètres physiques et un comportement hydrologique qui vont déterminer sa réponse à des événements hydrométéorologiques. La surface drainée, le coefficient de ruissellement, la longueur hydraulique, la pente, la forme du bassin et son temps de concentration sont les caractéristiques essentielles qui permettent de décrire le bassin versant.

À l'opposé de l'échelle globale, ce bilan hydrique n'est pas constant et évolue suivant des facteurs climatiques, morphologiques ou géologiques en induisant une évolution à court, moyen ou long terme pour les variables étudiées. Dans ce cas, le stock associé évolue au détriment ou au profit des bassins versants voisins. À titre d'exemple, la variabilité climatique impacte fortement les bassins versants méditerranéens qui voient une intensification régionale des extrêmes de pluie [Ribes et al., 2019, Tramblay et al., 2013] avec, paradoxalement, une diminution des cumuls et des durées de précipitations [Folton et al., 2019]. Malgré tout, les réponses hydrologiques à ces perturbations sont localement variables, notamment en matière de débit, et des zones climatologiquement proches peuvent engendrer des réactions hétérogènes. Ces perturbations dépendent fortement des caractéristiques intrinsèques des bassins versants et ne sont que peu liées aux changements de régimes de précipitations. Ces différences rendent les réponses inégales au sein d'une même zone géographique.

## 1.2 L'observation comme première approche

Depuis le début de l'humanité, l'observation est la pierre angulaire de la compréhension de l'environnement qui nous entoure. Galilée, Newton, Maxwell et tant d'autres ont vu émerger leurs découvertes de l'expérience. Aujourd'hui, l'observation est toujours au cœur de la science que ce soit en physique, en chimie, en sociologie ou bien en anthropologie. L'hydrologie ne fait pas exception et cette section balaie de façon non exhaustive les différents outils à notre disposition pour observer et étudier les processus hydrométéorologiques.
Que les observations soient adaptées à la représentation locale des processus ou bien porteuses d'une vision plus globale des mouvements d'eau, les observations sont nécessaires à la calibration et la validation d'études. Les développements techniques, par exemple dans le domaine spatial ou de la physique ondulatoire, ont permis une diversification des instruments qui, aujourd'hui, ne sont plus seulement des adaptations d'outils éprouvés dans d'autres domaines mais sont bien des moyens spécifiquement dédiés à l'observation des surfaces d'eau libre continentale.

### 1.2.1 Les mesures *in situ*

Instruments historiques et essentiels à l'étude du cycle hydrologique, les stations *in situ* ont permis un suivi de l'eau précis, à long terme et représentant spatialement les divers réservoirs hydrologiques. Même s'il reste des biais considérables suivant les techniques, aujourd'hui tous les compartiments du cycle de l'eau sont observés.

Dans le cadre du suivi des cours d'eau, l'observation quantitative et qualitative est possible soit par l'implantation de stations permanentes, soit par le biais de campagnes de mesures. Parmi les instruments permanents utilisés en hydrologie, les stations limnimétriques, composées d'une échelle limnimétrique, de capteurs et d'un enregistreur, mesurent en continu la hauteur de la surface libre d'un cours d'eau par rapport à sa hauteur initiale. L'échelle limnimétrique, dont l'altitude est rattachée au système universel de référence d'altitude (NGF IGN69) est fixée au bord du cours d'eau de sorte à mesurer le marnage (différence entre la cote à l'étiage et la cote des hautes eaux). La hauteur d'eau est lue grâce au limnigraphe, généralement via un radar ou un ultrason puis est transmise à un enregistreur qui l'archive en vue d'une reconstitution des chroniques de débits. Connaissant la hauteur d'eau, le débit est déduit d'une courbe de tarage spécifiquement construite pour la station. En complément, des campagnes de jaugeages sont effectuées régulièrement pour affiner la connaissance des couples débit/hauteur d'eau et de leurs évolutions. Ces campagnes ont pour but de déterminer les plages de variabilité des débits ainsi que les modifications morphologiques des cours d'eau par le biais de méthodes comme le jaugeage au moulinet ou l'ADCP (Acoustic Doopler Current Profiler).
Les réseaux d'observations sont entretenus par divers organismes qui traitent et mettent à disposition ces données. En France les hauteurs d'eau d'environ 3200 stations sont archivées, analysées et distribuées librement par la Banque Hydro (http ://www.hydro.eaufrance.fr/). À l'échelle globale, les mesures de débits en rivières des principaux bassins mondiaux sont collectées et diffusées par le GRDC (Globale Runoff Data Center, figure 1.7). Ce centre de données international, sous l'autorité de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM), regroupe et met à disposition environ 4000 stations réparties sur 30 pays et plus de 9900 stations lorsque les archives de stations sont incluses, pour des chroniques pouvant remonter jusqu'à 200 ans.

De nombreux instruments ont vu le jour pour capturer la diversité des variables et des paramètres qui caractérisent les lacs. Pour ce qui est des caractéristiques thermiques et optiques, l'observation profite d'avancées notables. Dans le cadre du suivi de la température des eaux, des appareils de mesures thermiques par profilage (profileur

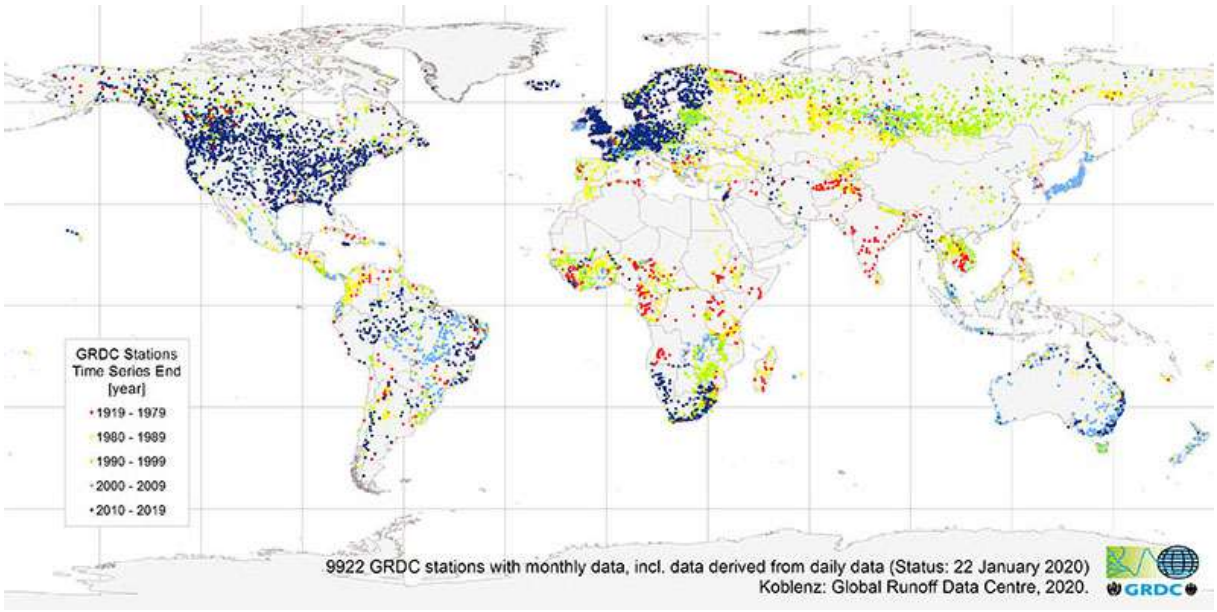



FIGURE 1.7 – Carte des stations de mesures *in situ* du réseau GRDC : Source `https://www.bafg.de/GRDC/`

température-profondeur) ou par mouillage (thermomètres immergés) sont aujourd'hui disponibles. Les propriétés optiques reposent, quant à elles, sur des techniques de mesures de la transparence de l'eau comme par exemple la mesure par disque de Secchi : constitué d'un disque de 20 cm de diamètre divisé en quatre quadrants (2 peints en noir et 2 peints en blanc) et lesté sur une échelle graduée, le principe repose sur une relation entre la transparence de l'eau et la profondeur de disparition du disque.

Le suivi hydrodynamique à l'intérieur des bassins lacustres souffre d'un manque de mesures directes *in situ* et se fait plutôt par le biais de variables diagnostiques comme la cote d'eau ou par l'utilisation d'objets dérivants à la surface. Certains lacs sont, aujourd'hui, instrumentés avec une association de stations limnimétriques à flotteurs et de courantomètres afin de caractériser les mouvements d'eau. Sur ce principe et pour combler ce manque, le projet lExplore lancé en 2019 par l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne a pour objectif de collecter un maximum d'informations en continu sur la physique, la chimie et la dynamique du Léman (https ://wp.unil.ch/lexplore/). Ces stations de mesures s'appuient sur des techniques éprouvées et fiables mais elles n'informent que sur une zone géographique relativement peu étendue et dépendante de la physionomie des environnements proches et des contraintes climatiques locales.

Ces disparités fortes entre les territoires donnent lieu à une hétérogénéité dans les mesures et limitent l'extrapolation aux zones non jaugées. Si l'on se place le long d'un cours d'eau, la couverture spatiale du réseau de mesures est bien inférieure à l'échelle

temporelle de variations des processus tel que le débit. Un autre inconvénient se pose en période d'inondations où la structure dynamique des rivières rend particulièrement difficile la connaissance des débits par mesure des hauteurs d'eau du fait des variations haute fréquence, du transport solide mais aussi du débordement de la rivière qui rend caduque les courbes de tarage. De plus, ces dernières décennies les mesures *in situ* en hydrologie ont souffert de nombreuses discontinuités dans leurs chroniques et pour beaucoup ne respectent plus les exigences de qualité et d'accessibilité en temps réel [Hannah et al., 2011, Shiklomanov et al., 2002, Van Dijk et al., 2016]. Tous ces inconvénients s'ajoutent à des limites d'ordre économique et humain comme les coûts de maintenance élevés, une stagnation du déploiement d'instruments dans des bassins non jaugés et l'avènement des techniques de télédétection entraînant ainsi une diminution conséquente du nombre de stations de mesures *in situ* [Pavelsky et al., 2014]

### 1.2.2 La télédétection

Les besoins croissants de notre société pour une gestion quantitative de la ressource en eau se sont vite confrontés aux limites de l'observation *in situ*. Le développement du suivi des surfaces continentales par satellites a offert une solution alternative face à la nécessité d'observer de façon homogène des systèmes isolés, peu accessibles et donc peu instrumentés.
Les données satellitaires sont, aujourd'hui, pleinement intégrées à la chaîne d'études scientifiques et possèdent un poids important dans la modélisation des processus de surface notamment par le développement des techniques d'assimilation de données. Plus particulièrement, les développements se sont axés sur deux champs complémentaires : celui de la mesure altimétrique et celui de la mesure optique. Cela a conduit à la première mission spatiale haute résolution dont l'un des objectifs principal est l'étude et le suivi de l'hydrologie continentale : la mission Surface Water and Ocean Topography (SWOT ; `https://swot.jpl.nasa.gov/`).

#### 1.2.2.1 La mesure de la hauteur des lacs

Alsdorf et al. [2003] a démontré que les questions liées à la gestion quantitative de la ressource en eau dans un contexte de changement climatique et de croissance démographique ne pouvaient se reposer exclusivement sur un réseau composé de stations *in situ*. Cette idée avait déjà germé à la fin des années 70 quand, profitant du succès des missions spatiales en océanographie comme GEOS-3 (1975) et SEASAT (1978), l'hydrologie a développé la première mission de mesure altimétrique nadir dédiée : GEOSAT (1985). Depuis cette époque et profitant de l'élan donné par les premières missions conjointes CNES/NASA pour l'océanographie comme TOPEX/POSEIDON en 1992 [Fu et al., 1994], l'altimétrie satellite radar a apporté une amélioration notable

dans le suivi des surfaces et des hauteurs d'eaux continentales et notamment pour le suivi des lacs [Abarca-Del-Rio et al., 2012, Calmant et al., 2008]

Le principe de l'altimétrie repose sur la mesure du temps de trajet aller-retour d'une onde réfléchie à la surface observée. Le temps de trajet de l'onde est ensuite converti pour retrouver la distance entre le satellite et la surface située à la verticale de celui-ci. Connaissant, de manière précise, l'altitude du satellite par rapport à son ellipsoïde de référence (erreur centimétrique sur la mesure de l'orbite), il est aisé d'extraire la cote d'eau de la surface observée (Figure 1.8) à travers l'équation :

$$H = Alt - R + Corr \tag{1.13}$$

avec $H$ la hauteur mesurée de la surface réfléchissante, $Alt$ l'altitude du satellite par rapport à l'ellipsoïde, $R$ la différence d'altitude entre le satellite et la surface réfléchie appelée "range", $Corr$ les facteurs appliqués pour notamment compenser les effets de l'ionosphère sur le faisceau.

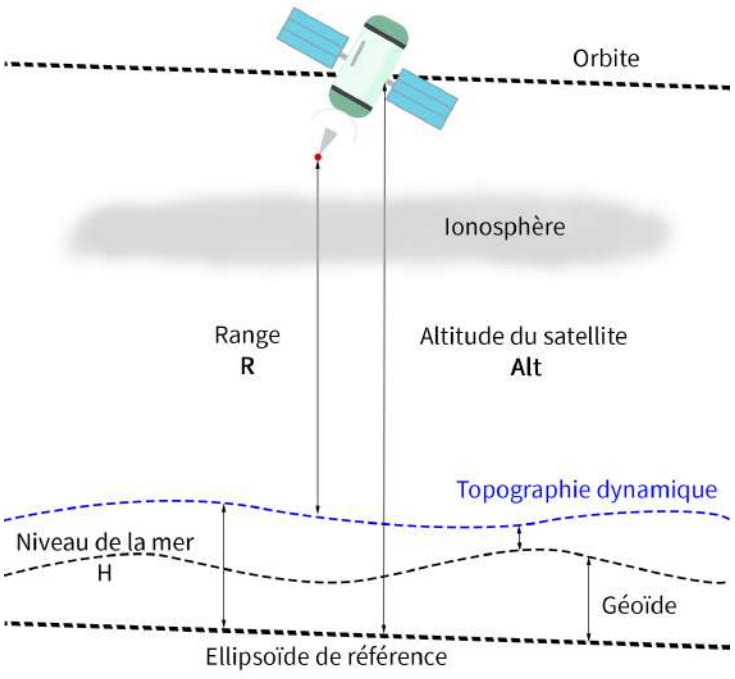



FIGURE 1.8 – Principe de l'altimétrie satellite nadir. Adapté de : www.cnes.fr

L'avènement de ce type d'observation a eu un impact majeur sur l'hydrologie continentale et la mise en place d'un système de surveillance des lacs [Birkett, 1995] et des rivières [Birkett, 1998, Kouraev et al., 2004]. De plus, la réanalyse des différentes missions a démontré l'intérêt de reconstruire des chroniques pour la gestion des eaux

continentales, technique qui donne des résultats très précis sur les hauteurs de surface libre des lacs [Berry et al., 2005].
Cependant, l'altimétrie nadir se concentre sur les zones directement à la verticale du satellite limitant ainsi la couverture spatiale et la quantité de points couvrant effectivement un cours d'eau ou un lac. De plus, le choix de l'orbite résulte d'un compromis entre répétitivité temporelle et spatiale, cette durée variant entre 10 jours et 35 jours introduit des biais dans le suivi des surfaces.

#### 1.2.2.2 La mesure de l'étendue des lacs

L'altimétrie joue un rôle essentiel pour le suivi des hauteurs d'eau, cependant pour avoir une vision complète sur la dynamique des eaux continentales et l'évolution de leur stock il est nécessaire de connaître leur étendue. Dans la constellation de satellites, des instruments optiques suivent et cartographient les étendues d'eau afin de compléter le spectre d'observations. À la différence de l'altimétrie nadir, les instruments optiques observent, de façon passive, une zone dans la direction perpendiculaire à l'azimut (2) du satellite. Pour observer cette zone, les imageurs possèdent une visée oblique qui va définir la taille et la résolution de l'image.
Du fait de la résolution limitée des images de ces instruments, de nouveaux instruments, utilisant des techniques comme le radar à synthèse d'ouverture (SAR pour Synthetic Aperture Radar en anglais) sont, aujourd'hui, embarqués à bord des satellites optiques (Figure 1.9).

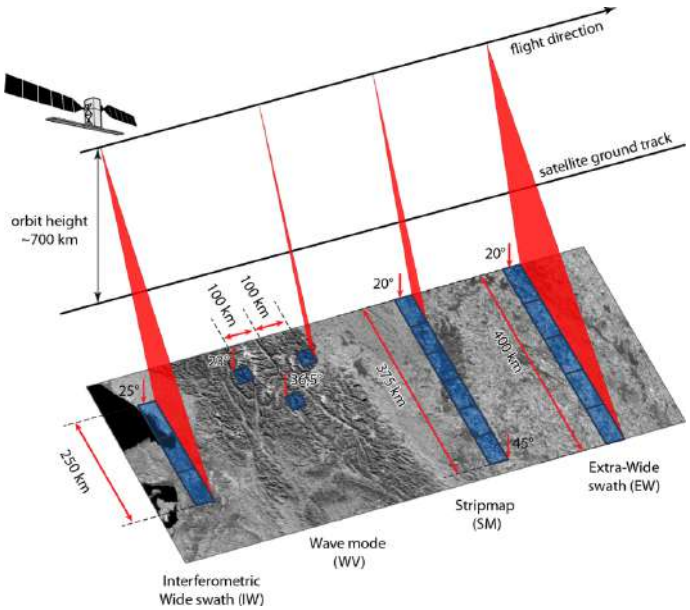



FIGURE 1.9 – Principe de la technique SAR. Source : Calmant et al. [2008].

(2). L'azimut correspond à la dimension parallèle à l'avancée du satellite. La dimension perpendiculaire est appelée portée.

Cette technique se base sur des principes d'optique ondulatoire et la modification de la phase d'une onde induite par la réflexion sur une surface. Dans cette configuration, une zone est observée par plusieurs faisceaux issus du même radar. La combinaison des informations provenant de ces multiples faisceaux donne une mesure de l'amplitude et de la phase de l'onde rétrodiffusée depuis le point. L'intersection de tous ces faisceaux réduit la surface observée et simule donc l'ouverture d'un instrument "synthétique" dont l'antenne est plus grande que la fenêtre d'émission initiale des satellites.

Ces missions spatiales ont abouti à une meilleure cartographie des surfaces en eau notamment en assurant une distinction entre lacs, rivières et plaines d'inondation. Cependant la distinction des différents types de zones humides reste notamment limitée par la résolution des instruments. Des avancées en imagerie optique ont comblé le fossé qui existait sur le suivi à long terme de ces surfaces et la distinction avec les surfaces à proximité. Ainsi, Pekel et al. [2016] a traité des millions d'images Landsat à une résolution de 30m quantifiant ainsi les évolutions de surface en eaux sur les 30 dernières années. Ces cartes à très haute résolution constituent une avancée majeure car elles assurent un suivi global mais aussi régional des surfaces recouvertes de façon permanente ou semi-permanente en eau tout en appréhendant les causes de ces modifications (Figure 1.10).

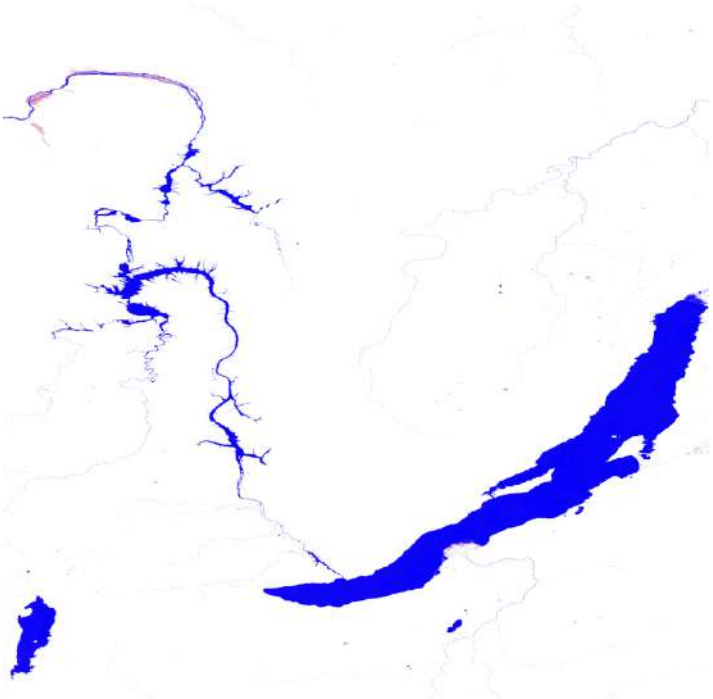


FIGURE 1.10 – Masque des eaux permanentes du bassin du lac Baïkal issu de l'analyse d'image Landsat ; Source : JRC, Pekel et al. [2016].

### 1.2.3 Vers des missions dédiées à l'étude du cycle de l'eau à l'échelle globale

Un pas a été franchi dans le suivi global des eaux continentales avec l'arrivée de missions spatiales gravimétriques comme GRACE (Gravity Recover And Climate Experiment) en 2002 et GRACE-FO (Follow-On) en 2018. Ces missions ont la particularité de ne pas effectuer de mesure directe vers la surface de la Terre mais d'utiliser les fluctuations d'un signal dans le domaine des micro-ondes entre deux satellites identiques gravitant à une distance de 220 km l'un de l'autre. Ces fluctuations sont attribuées à des variations du champ gravitationnel terrestre qui, aux échelles de temps mensuelles et interannuelles, sont imputées à des anomalies du stock global d'eau liquide et à des redistributions dans les réservoirs de surface et souterrains [Tapley et al., 2004]. Cette mission spatiale est utilisée dans les étapes de validation des modèles hydrologiques [Niu and Yang, 2006] mais aussi dans la recherche des conséquences du changement climatique et de l'anthropisation sur les évolutions du stock en eau [Rodell et al., 2018].

Les temps de revisite assez longs et la courte durée de vie des missions obligent à s'appuyer sur, au minimum, deux missions spatiales pour étudier précisément des étendues d'eau. Par conséquent, la détermination de chroniques de suivi de ces étendues passe obligatoirement par une phase de réanalyse et de mise en cohérence. Dans la suite du travail de Alsdorf et al. [2003] il a été mentionné la nécessité d'une mission spatiale unique couvrant toutes les spécificités de l'hydrologie continentale. Ces caractéristiques doivent reposer sur une résolution spatio-temporelle fine : environ 100m pour une durée de revisite de quelques jours. Ces recommandations ont pour but de surveiller les variations de hauteurs des principaux cours d'eau et lacs sur des durées adaptées à l'étude de la dynamique des rivières et notamment des ondes de crues. Cette mission doit aussi être particulièrement adaptée à l'étude de bassins non (ou très peu) jaugés dans un cadre global et s'adapter aux contraintes temporelles des dynamiques de l'hydrologie continentale [Alsdorf et al., 2007]. De ces besoins est né le projet conjoint CNES/NASA Surface Water and Ocean Topography (SWOT) dont le lancement du satellite est prévu en 2021. Les instruments et les caractéristiques de cette mission sont regroupés dans le rapport de Fu et al. [2012].

La principale innovation de la mission SWOT concerne l'utilisation d'un interféromètre InSAR (Synthetic Aperture Radar Interferometer) en bande Ka (fréquence de 35.75 GHz) comme charge utile principale [figure 1.11, Biancamaria et al., 2016]. De part et d'autre du satellite, deux fauchées de 50km, séparées l'une de l'autre de 20km, produisent un interférogramme traité pour produire une image des hauteurs d'eau.

Le principe de l'interférométrie se base sur une triangulation du signal. Les signaux rétrodiffusés sont captés par deux antennes et les hauteurs d'eau sont déduites de la différence de phase entre ces signaux.

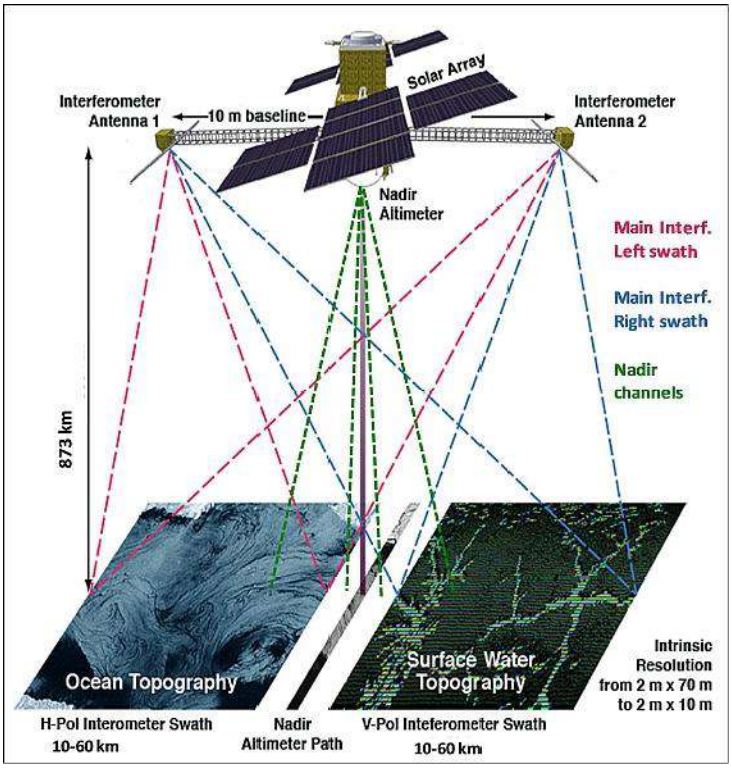



FIGURE 1.11 – Illustration de la mission spatiale SWOT et de son instrument KaRIn. Source : NASA.

Cette technique assure une résolution pour les données brutes d'environ 6m dans la direction azimuth et dans un intervalle variant de 10 à 60 m pour la portée. La résolution horizontale attendue des produits issus de ces mesures (comme les hauteurs d'eau) est de l'ordre de 100 m.
Grâce à ces caractéristiques SWOT effectuera des mesures de très haute précision. Pour les hauteurs d'eau les précisions attendues sont centimétriques et pour les pentes la précision sera de l'ordre de 1.7 cm/km. De plus, l'objectif de SWOT est de fournir des informations nécessaires à la production de masques d'étendues d'eau avec un seuil de détection allant de 100 m pour la largeur de rivière et de 250 m x 250 m pour les lacs et plaines d'inondation. Le cycle temporel permet une couverture globale tous les 21 jours avec une cartographie de la majorité des étendues d'eau et rivières tous les 10 jours. Les applications de cette mission sont nombreuses, par exemple, la mesure des débits, associée à la mesure des variations de hauteur, est utile pour le suivi des variations de stocks d'environ deux tiers des lacs et réservoirs du monde. Cela permettra une étude globale du cycle de l'eau répondant aux contraintes de la modélisation [Biancamaria et al., 2016, Crétaux et al., 2016].

Des études ont déjà démontré l'intérêt des observations synthétiques SWOT pour le suivi des lacs [Crétaux et al., 2016, Gao et al., 2016, Lee et al., 2010]. SWOT est adapté à la compréhension du rôle des lacs dans le système hydrologique global et plus particulièrement dans la modélisation de leur dynamique. Le consensus sur la distribution globale des lacs n'est pas strict. Cela est notamment dû à la dépendance de l'estimation de leur distribution aux techniques d'observations et d'analyse. SWOT joue un rôle important dans la fourniture de données de distribution, mais assure aussi une information sur la dynamique spatio-temporelle de ces systèmes. Ainsi 65% des variations du stock des eaux lacustres doivent être suivis par la mission SWOT [Biancamaria et al., 2009] avec une estimation précise de la densité de lacs dont l'extension spatiale est supérieure à 0.06 $km^2$ (équivalent au lac du Capitello en Corse). Ces données sont essentielles à une bonne compréhension du rôle des lacs dans le cycle hydrologique.

## 1.3 La modélisation du cycle de l'eau

La complexité des processus liés au cycle de l'eau et la diversité des échelles spatiales et temporelles associées rendent les études grandeur nature impossibles à mener. Afin de se soustraire à cette difficulté, il est nécessaire d'utiliser des modèles numériques qui schématisent les principes physiques étudiés. Ces modèles rendent compte d'une certaine réalité tout en s'appuyant sur des connaissances précises des processus et des observations. Ils sont adaptés aux conditions morphologiques et climatiques des zones étudiées mais aussi à l'échelle d'étude.

### 1.3.1 Les modèles

Il est de plus en plus courant, même en dehors des sciences, d'entendre parler de "modèle". Quotidiennement lorsque l'on regarde les prévisions météorologiques elles sont, en partie, issues de modèles atmosphériques. Aussi les différents exercices de projections climatiques du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) ont mis en avant les "modèles de climat". Plus récemment encore, la crise sanitaire a mis en lumière les différents modèles épidémiologiques.
Quelle que soit la thématique étudiée, un modèle est défini par un ensemble de paramètres, de variables, d'équations et de conditions aux limites qui constituent la structure générale et l'état d'un système.

Dans une vision souvent trop manichéenne, l'observation et la modélisation sont opposées alors qu'elles sont justement complémentaires. L'observation est à l'origine du développement de nos connaissances actuelles, cependant ses limites apparaissent

rapidement lorsque les systèmes étudiés sont aussi complexes que le cycle de l'eau. Pour appréhender cet environnement, l'hydrologue et plus généralement le scientifique s'est, donc, doté d'outils pour représenter les processus étudiés.

Les modèles hydrologiques sont nés de cet intérêt pour l'étude de tout ou une partie du cycle de l'eau. Il serait, bien sûr, naïf de croire que les enjeux de compréhension sont résolus simplement par le développement de modèle. En effet, les modèles reposent sur les connaissances à l'état de l'art des systèmes et proposent une vision simplifiée des phénomènes réels.
En ce sens, l'hydrologue modélisateur doit poser des hypothèses sur la représentation des systèmes et donner un cadre au modèle afin de garantir la description la plus correcte possible. Ce cadre repose donc sur un travail amont non négligeable qui est présenté dans la suite de la section. Il est, par conséquent, important de définir les processus que l'on veut représenter aux échelles spatio-temporelles de l'étude. Puis il faut fixer le cadre scientifique et notamment réfléchir à l'utilisation qui en sera faite pour déterminer quelle famille de modèle choisir.

### 1.3.2 Les composantes essentielles

La modélisation hydrologique est un sujet partagé par plusieurs disciplines scientifiques s'inscrivant dans un contexte d'amélioration de la connaissance des systèmes de surface. De plus, les observations sont entachées d'erreurs et, seules, ne sont pas suffisantes pour caractériser les processus physiques notamment pour le suivi, la prévision et la prévention. Le développement rigoureux d'un modèle hydrologique nécessite toutefois de connaître et de choisir judicieusement les composantes essentielles à la représentation réaliste de l'environnement d'étude. Celles-ci sont à la confluence de différents processus en entrées et sorties liés par les bilans de masse et d'énergie. De plus, elles participent à la production de flux entre l'amont et l'exutoire des bassins. Les composantes essentielles à la modélisation hydrologique grande échelle sont détaillées dans les sections suivantes.

#### 1.3.2.1 Les précipitations

Les précipitations désignent l'ensemble des hydrométéores qui, après condensation, arrivent au sol. Qu'importe leur phase ou type (pluie, neige, grêle), les précipitations sont classées en deux catégories décrites par leur cumul (en mm) ou leur intensité (en $mm.s^{-1}$) :

- Les pluies convectives associées à l'élévation rapide d'une masse d'air chargée d'humidité et résultant d'une instabilité verticale de l'air ;
- Les pluies stratiformes associées aux zones de basses pressions et résultant d'une condensation verticale lente et uniforme d'une masse d'air humide.

L'estimation du cumul et de l'intensité des précipitations est un enjeu majeur des études hydrologiques et de leurs applications [Winter, 1995]. En effet, les précipitations sont le forçage le plus important pour l'estimation du bilan en eau [Stisen et al., 2012, Yilmaz et al., 2005]. Toutefois, la précision sur la mesure des précipitations dépend de nombreux facteurs comme le relief et l'évolution spatio-temporelle de la perturbation qui conditionnent la réaction du bassin versant et donc le type d'écoulement. L'estimation des cumuls de précipitations est la source majeure d'incertitudes en hydrologie [Fekete et al., 2004]. Cette estimation repose sur un réseau d'observations dense et éprouvé mais dont la variabilité spatiale est la plus complexe à appréhender.

Le réseau d'observations pour les précipitations se compose de trois principaux types d'appareils.

- le pluviomètre qui mesure le cumul d'eau tombée dans un intervalle de temps donné en utilisant un auget, un cylindre gradué ou un capteur optique ;
- le pluviographe qui enregistre la hauteur instantanée d'eau ;
- le radar, instrument le plus récent, qui estime l'intensité de précipitations, par le biais de la mesure de réflectivité, sur de grandes superficies et une hauteur intégrée.

À ce jour, Météo-France opère un peu moins de 3000 stations pluviométriques (Figure 1.12) complétées par 32 radars météorologiques (Figure 1.13) qui donnent une bonne couverture spatiale du territoire métropolitain.

La précision et la fiabilité de chaque instrument dépend des conditions météorologiques. Par exemple, les mesures par pluviomètre sont biaisées dans les zones exposées aux vents ou dans le cas de précipitations neigeuses. Dans tous les cas et malgré les progrès techniques des mesures, la couverture spatiale hétérogène d'un territoire reste le facteur limitant dans la mesure de précipitations avec l'apparition de zones blanches [Maddox et al., 2002] qui impactent la précision de la réponse modélisée et introduit des erreurs [Segond et al., 2007]. La qualité de l'estimation dépend donc de la disponibilité des données [Ly et al., 2013] ce qui peut amener des biais importants dans les modèles hydrologiques notamment dans le cas de modèles distribués, sensibles aux positions des stations de mesures [Bell and Moore, 2000, Nicótina et al., 2008]. Des études ont démontré la grande variabilité des prévisions hydrologiques par rapport à la

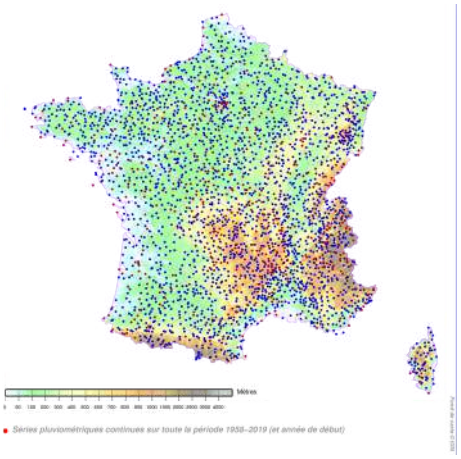


FIGURE 1.12 – Réseau d'observations au sol des précipitations opéré par Météo-France. Édition du 24/02/2020. Source : `http://pluiesextremes.meteo.fr/`

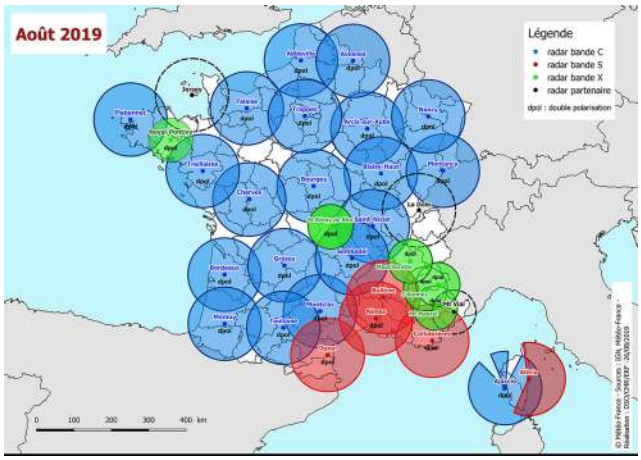



FIGURE 1.13 – Réseau Aramis des radars météorologiques opérés par Météo-France au 31/08/2019. Source : `http://meteofrance.fr`

précision des mesures de précipitations [Kavetski et al., 2006]. Une estimation précise de la distribution spatiale et temporelle des chroniques de pluies est, par conséquent, essentielle dans ces modèles [Jatho et al., 2010, Mercogliano et al., 2013].

#### 1.3.2.2 L'évaporation

L'évaporation correspond au changement de phase d'une particule d'eau liquide sous forme gazeuse. En modélisation, ce processus est généralement couplé à la transpiration pour évaluer les flux de masses échangés entre la surface et l'atmosphère. Dans le cas particulier d'un changement de phase entre une particule de glace ou de neige sous forme gazeuse, on parle de sublimation.

L'évaporation est le terme qui assure le couplage entre le bilan d'énergie et le bilan de masse de surface. La part de rayonnement solaire absorbée par la surface contribue à son réchauffement et au changement d'état de son contenu en eau. Ce processus physique s'observe sur des surfaces humides (humidité dans le sol ou surface saturée) et dépend de l'humidité relative (3) à pression et température constantes.
La transpiration correspond à la réponse de la végétation à ce même rayonnement solaire. Les végétaux captent de l'eau via les racines ou l'interceptent via les feuilles. Cette eau circule au sein de l'ensemble de la plante pour ensuite rejoindre les stomates, orifices qui régulent les échanges gazeux entre la plante et l'atmosphère, où elle s'évapore si elle n'est pas utilisée pour la photosynthèse.
L'évapotranspiration est un processus qui varie dans le temps (cycle diurne, saisonnier) et dans l'espace (latitude, longitude) suivant la quantité de rayonnement solaire reçu.

(3). Rapport entre la pression de vapeur saturante et la pression de vapeur dans l'air.

Ainsi le volume d'eau évapotranspiré est plus important, à même latitude, en été qu'en hiver.

Comme pour l'évaporation, la sublimation est liée à un déséquilibre entre la pression de vapeur saturante et la pression de l'air à l'interface glace-atmosphère. Son impact est particulièrement important dans les régions arctiques ou montagneuses où elle retarde les ruissellements printaniers associés à la fonte nivale [Box and Steffen, 2001, Stigter et al., 2018, Vionnet et al., 2014]. Dans les régions arctiques, la fraction des précipitations qui rejoint l'atmosphère par sublimation est comprise entre 10 à 50% des précipitations avec des disparités expliquées par les approches utilisées, la localisation et la période d'observation [Groot Zwaaftink et al., 2013, Pomeroy and Essery, 1999]. Dans certaines régions, le taux de sublimation peut même atteindre 100% [Liston and Sturm, 2004].

Pour ce qui est de l'estimation de l'évaporation, il existe aujourd'hui deux approches complémentaires, la première se basant sur des formules empiriques issues de l'expérience et une seconde profitant des développements en télédétection spatiale.
La méthode empirique d'estimation recommandée par la Food and Agriculture Organisation (FAO) [Allen et al., 1998] est celle de Penman-Monteith [Monteith, 1965]. Cette équation se base sur la caractérisation d'une surface de référence recouverte par une végétation de type gazon non soumis à un stress hydrique, de hauteur uniforme égale 0,12 m, d'albédo 0,23 et d'une résistance de surface de 70 $s.m^{-1}$. D'autres méthodes empiriques se basent sur l'estimation de l'évaporation en utilisant des instruments tels que le lysimètre ou le bac à évaporation. À cela s'ajoute l'existence d'un réseau mondial d'observations FLUXNET qui permet d'avoir accès à des données d'évaporation, issues de mesures des flux turbulents, pour plus de 500 sites [Baldocchi et al., 2001]. La sublimation est plus difficilement observable, des techniques similaires existent (suivi des flux turbulents ou gravimétriques) mais c'est bien souvent sur la modélisation que repose son estimation [Groot Zwaaftink et al., 2013, MacDonald et al., 2010].
Les méthodes de télédétection se basent sur une combinaison de variables de surface tels que la température de surface, le Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) ou encore l'humidité du sol pour estimer les flux turbulents de chaleur latente. Ainsi des produits d'évapotranspiration sont disponibles à l'échelle globale à partir de données optiques issues de missions spatiales comme MODIS [Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer, Salomonson et al., 2002].

#### 1.3.2.3 Ruissellement/Infiltration

Comme nous l'avons vu en introduction de ce manuscrit, plusieurs itinéraires s'offrent à une goutte d'eau de surface : elle peut s'écouler sous forme de ruissellement ou bien s'infiltrer et contribuer aux écoulements de sub-surface. Le ruissellement correspond à toute l'eau liquide s'écoulant à la surface du sol. L'infiltration, quant à elle, correspond à la part d'eau liquide qui s'infiltre dans le sol par différents processus. À l'interface entre sol et sous-sol se trouve une zone importante qui assure les transferts d'eau pour l'alimentation racinaire des végétaux.

Le fait qu'une goutte d'eau ruisselle ou s'infiltre dépend des propriétés hydriques du sol qui varient spatialement et temporellement. Ainsi le couvert végétal mais aussi le type de roches constituant le sous-sol vont agir sur la porosité du sol et sur la conductivité hydraulique. Par exemple, les sols bétonnés anthropisés sont plus favorables au ruissellement que les sols nus naturels ce qui explique l'accentuation des vitesses d'écoulement des eaux et donc l'intensité des crues dans les zones urbanisées [Fox et al., 2012, Nirupama, 2007]. Le ruissellement n'est pas uniquement lié aux précipitations et dans des régions comme les zones arctiques, c'est la fonte nivo-glaciaire qui les alimente. Pour autant les processus de ruissellement et leurs caractéristiques restent similaires.
Les ruissellements de surface se produisent de deux façons : dans le cas où l'intensité de la pluie est supérieure à la capacité d'infiltration du sol on parle de ruissellement Hortonien et dans le cas où le sol est préalablement saturé, on parle de ruissellement de Dunne.
Le couple ruissellement/infiltration repose donc sur des contraintes physiques particulières qui sont dépendantes de facteurs internes et externes. Dans le cas où le sol est non saturé, l'eau peut s'infiltrer dans des pores et, sous l'effet de la gravité, percoler verticalement pour alimenter un réseau souterrain constitué de rivières et d'aquifères. Ces réservoirs souterrains représentent, par définition, l'ensemble des zones comprenant la partie saturée permanente, appelée nappe phréatique, ainsi que sa zone d'infiltration. Dans le cycle de l'eau, les rivières sont généralement connectées à un réseau de sub-surface alimenté par un aquifère dont les échanges dépendent du gradient de charge hydraulique entre la rivière et l'aquifère.

#### 1.3.2.4 Les débits

Les composantes du cycle hydrologique présentées dans les paragraphes précédents participent à la production des masses d'eau qui transitent au niveau du sol et du sous-sol et assurent la continuité du cycle de l'eau. Les échanges entre ces réservoirs s'effectuent par le biais de transferts latéraux définis sous forme de débits. Ces flux

correspondent, par définition, à la quantité d'eau qui traverse une section choisie sur une période fixée. Seuls les débits de surface participant aux échanges entre les rivières et les lacs seront abordés ici.

L'étude des écoulements d'eau à surface libre est la composante du bilan hydrologique directement accessible pour l'observation et l'exploitation et donc une des données les plus étudiées en hydrologie. Développée au 19$^{e}$ siècle, cette branche de l'hydraulique étudie les écoulements dont l'interface entre l'eau et l'air est libre. Suite aux développements théoriques comme l'introduction de la formule de Manning-Strickler ou de techniques comme l'ADCP, la connaissance des débits de la plupart des rivières est aujourd'hui assez précise (en général moins de 5% d'incertitude) et seulement limitée par les coûts économiques et humains des campagnes de mesures.

La connaissance du débit des rivières est essentielle pour la caractérisation du continuum écologique et du bon état écologique des masses d'eau associées. Les affluents transportent des éléments nutritifs et renouvellent les eaux nécessaires au développement de la vie dans les masses d'eau. Les émissaires, quant à eux, permettent un équilibre volumique en évacuant le trop-plein d'eau en période de hautes eaux.

### 1.3.3 Les modèles hydrologiques

Le concept général de modélisation hydrologique consiste à déterminer numériquement l'impact d'une modification, par exemple une pluie, sur le système et ses processus, par exemple une crue. Ce concept est présenté sur la figure 1.14.

Pour cela, le modèle s'attache à produire l'hydrogramme en un point d'un bassin, pris typiquement à l'exutoire, en réponse à la pluie nette tombée sur la totalité du bassin. Plus particulièrement, les modèles hydrologiques déterminent, grâce à une fonction de production, la quantité d'eau qui participe aux écoulements. Cette fonction caractérise la fraction de pluie nette (4) qui s'écoule effectivement en un point donné. Ces modèles évaluent ensuite la répartition temporelle des écoulements à l'exutoire connaissant la fonction de transfert du bassin. Cette fonction détermine l'hydrogramme de crue à partir du hyétogramme produit grâce la fonction de production.

Cette discrétisation peut se retrouver dans la philosophie des modèles hydrologiques suivant qu'ils traitent de la fonction de production ou de la fonction de transfert.

(4). Quantité de pluie qui ruisselle strictement à la surface du terrain en réponse à une averse.

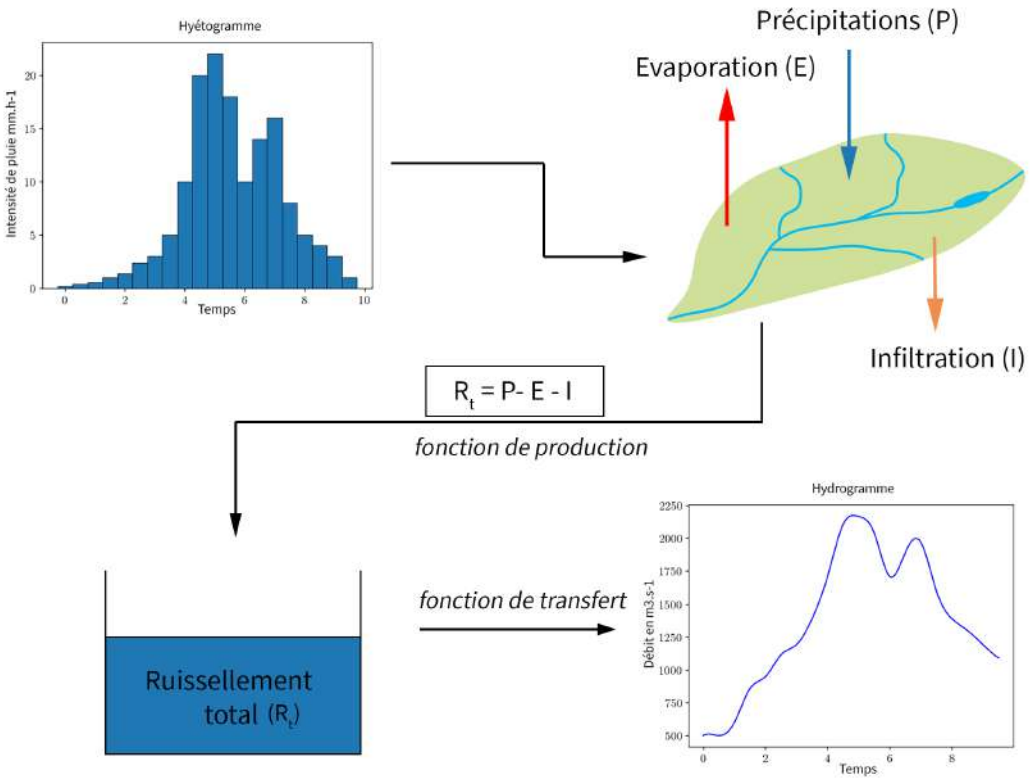



FIGURE 1.14 – Représentation schématique du principe de la modélisation hydrologique prenant en entrée un hyétogramme de pluie et produisant en sortie l'hydrogramme correspondant.

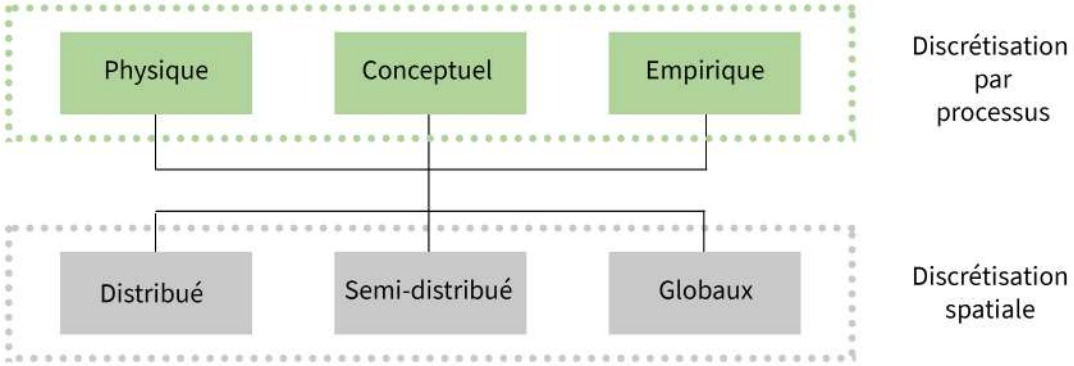



FIGURE 1.15 – Classification des modèles hydrologiques suivant le type de processus et la dimension spatiale.

Dans un soucis de clarté, les différents modèles hydrologiques sont couramment classés en groupes basés sur des critères communs. Ces critères s'appuient sur une discrétisation qui peut être spatiale, temporelle ou par la méthode de résolution des processus. Dans la suite de cette section, nous nous focaliserons sur la discrétisation spatiale et par processus. La figure 1.15 donne une proposition de classification pour les modèles hydrologiques.

#### 1.3.3.1 Classification suivant la méthode de résolution

Une première classification des modèles hydrologiques consiste à les séparer suivant la méthode dont les processus hydrologiques sont définis.

Les modèles à base physique ou "mécanistes" obéissent à une structure contrainte par le principe de conservation, utilisent des lois empiriques (notamment concernant les frottements) et résolvent les équations de Saint-Venant (ces équations sont la forme des équations de Navier-Stokes intégrées selon la hauteur). Elles participent au transfert de masse vers l'aval du bassin. Dans le cas d'un écoulement unidirectionnel sans transport solide décrit par la figure 1.16, ces équations sont composées de l'équation de continuité :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h\overline{u}}{\partial x} = 0 \tag{1.14}$$

et de l'équation de conservation de la quantité de mouvement :

$$\rho\frac{\partial \overline{u}}{\partial t} + \rho\overline{u}\frac{\partial \overline{u}}{\partial x} = \rho g \sin\theta - \rho g \cos\theta \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{\tau}{h} \tag{1.15}$$

avec $\tau$ la contrainte de frottement, $\rho$ la masse volumique de l'eau, $\overline{u}$ la vitesse moyenne, $h$ la hauteur caractéristique, $\theta$ l'angle entre l'horizontale et un vecteur normal à la pente du lit de la rivière.

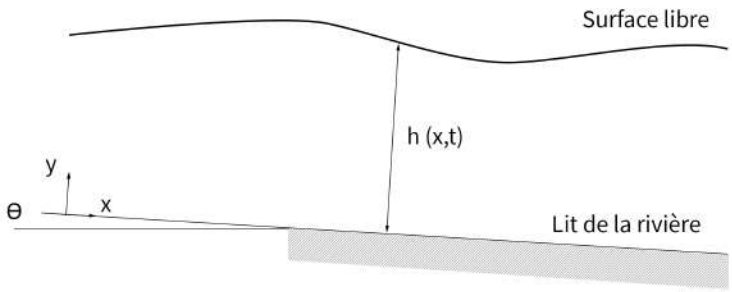



FIGURE 1.16 – Schéma présentant les différents paramètres sur un tronçon de rivière en écoulement unidirectionnel non permanent.

Les modèles mécanistes prennent en compte explicitement un ensemble de processus physiques, souvent les processus prédominants, et ont donc des domaines de validité très grands. De plus, les équations résolues permettent un éventail d'applications large et une compréhension précise des processus physiques car elles permettent de résoudre des problèmes uni- ou multi-dimensionnels. Ce type d'approche est utilisé dans de nombreux domaines comme la modélisation hydrodynamique pour l'étude de crues. Cependant, ces modèles sont contraints par la connaissance précise du bassin, les coûts de calcul conséquents et souvent limitant (dans le cas de résolution fine ou de zone d'étude grande) et reposent sur un réseau d'observations dense.

Les modèles empiriques, ou modèles pluie-débit, pour leur part s'appuient sur les observations pour reproduire une dynamique des variables de sortie (les débits) en fonction de variables d'entrée (les cumuls de précipitations). Ces modèles ne cherchent pas à identifier des mécanismes spécifiques ou à décrire des processus élémentaires. Ils s'appuient sur une analyse fréquentielle ajustée sur des observations pluie-débit pour reconstituer des séries chronologiques liant une intensité de pluie et à un débit (*e.g.* lois de type Gumbel ou Generalized Extreme Value pour la construction de courbe Intensité-Durée-Fréquence). Une étape de calage est obligatoire afin de déterminer les fonctions et les paramètres qui s'ajustent au mieux aux observations.
Ce type de modèle s'adapte particulièrement bien à un réseau de mesures parcellaires mais constitué de longues séries temporelles. De plus, ces modèles peuvent s'appuyer sur des techniques modernes telle que l'intelligence artificielle afin d'affiner les relations statistiques et de gérer des quantités de données importantes. Par contre, il reste un inconvénient majeur à ces modèles : l'hypothèse principale considère que le schéma physique reste stable dans le temps ce qui implique que pour tout changement de physique il faut reprendre le modèle à la base et redéfinir ses caractéristiques. Ce type d'approche empêche, par ailleurs, toute interprétation physique des résultats. Un exemple de modèle est celui de "Fabret" décrit par l'équation :

$$Q(t+\Delta t) = \frac{a-1}{a} Q(t) + \frac{S.b(t)}{3,6.a.\Delta t'} \prod(t) \tag{1.16}$$

avec $a$ le coefficient de décrue, $b(t)$ un coefficient de production de pluie, $S$ la surface du bassin versant, $\Delta t'$ le délai de prise en compte de la pluie et $\prod(t)$ le cumul de pluie entre t et t+$\Delta$t.

Les modèles conceptuels peuvent être vus comme des modèles de complexité intermédiaire. En effet, la paramétrisation ne se base pas explicitement sur des lois physiques comme dans les modèles mécanistes, pour autant elle apporte une grande adaptabilité avec des coûts de calculs souvent raisonnables. L'idée est de représenter

les processus par des approches simplifiées, des analogies ou des lois empiriques. Une analogie traditionnellement utilisée est l'approche 'réservoir' qui compartimente les différents processus comme pour le modèle LISFLOOD du CEPMMT [Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme, Burek et al., 2013]. Ces compartiments échangent des flux résultant d'une résolution du bilan de masse sur chaque réservoir de sorte que :

$$\frac{dS}{dt} + \tau S = cste \tag{1.17}$$

avec $S$ le stock et $\tau$ le temps caractéristique.

Le réservoir a une capacité de rétention proportionnelle au ruissellement reçu. La représentation des flux de masses au sein d'un bassin versant est ainsi vue comme un ensemble de réservoirs connectés dont les caractéristiques sont définies *a priori*. Ces modèles sont adaptés à des applications diverses comme la prévision du risque inondation ou les études climatiques. L'inconvénient majeur porte sur l'obligation de caler certains paramètres ce qui peut rendre ces modèles complexes et difficilement exportables notamment dans le cas où une représentation détaillée de chaque réservoir est indispensable. En particulier, la nécessité de caler un grand nombre de paramètres peut conduire à des problèmes d'équifinalité liés au fait que plusieurs combinaisons de paramètres peuvent amener à des performances égales, les processus représentés par ces paramètres se compensant les uns avec les autres.

#### 1.3.3.2 Classification suivant l'échelle spatiale

Une autre manière de définir des classes de modèles repose sur une discrétisation spatiale. En effet, l'hétérogénéité spatiale est un enjeu majeur dans le développement des modèles hydrologiques car elle conditionne leur performance et leur adaptabilité [Blöschl and Sivapalan, 1995]. Les modèles peuvent être divisés en trois familles suivant l'unité élémentaire considérée. L'unité choisie traduit alors le niveau de détail attendu pour la représentation des processus par le modèle.

La première famille est celle des modèles globaux dont l'unité élémentaire est le bassin versant. Ces modèles ont des applications à l'échelle globale et prennent les bassins versants comme des entités uniques. Dans ce cas il n'y a aucune prise en compte des variabilités spatiales des paramètres. En outre, ces modèles sont très utiles pour la prévision des crues (notamment les modèles de type GR) car simples, robustes et bien adaptés à chaque bassin versant via le calage des paramètres.
Ici, ces modèles ne sont pas utilisés car le but est de caractériser des processus, à la fois pour mieux comprendre les mécanismes du cycle de l'eau et pour pouvoir anticiper les impacts des changements climatiques et anthropiques sur ces mécanismes.

Il existe également des modèles dit "distribués" ou "spatialisés" qui prennent en compte explicitement la variabilité spatiale des caractéristiques du bassin et la variabilité spatiale des forçages. Dans ce cas, un maillage régulier est utilisé dont l'unité élémentaire est une cellule de cette maille. C'est le maillage le mieux adapté pour expliciter la variabilité spatiale. Dans un cadre d'étude plus large, ce genre de modèle apporte des informations sur l'évolution future des systèmes, par exemple dans le contexte de changement climatique. En contrepartie, ce type d'approche demande de grande quantité de données à fournir afin de décrire, de façon assez détaillée, la zone étudiée et par conséquent de grandes ressources de calcul. Un autre inconvénient est le problème de surparamétrage qui se pose lors de la spatialisation. En effet, afin de caractériser chaque zone unitaire il faut un nombre équivalent d'observations indépendantes ce qui devient compliqué sur des territoires très hétérogènes.

La dernière famille de modèles hydrologiques est dite "semi-distribuée" et se situe dans un entre-deux. Les surfaces sont classées par types dont les comportements hydrologiques sont comparables pour chaque classe. L'unité élémentaire est le sous-bassin versant. Par conséquent, les bassins versants sont divisés en sous-bassins caractérisés par des processus et des paramètres similaires (*e.g.* discrétisation par altitude ou par sous-bassins versants géologiques). Ce type d'approche présente aussi un bon compromis entre la prise en compte de la variabilité spatiale et le contexte opérationnel. Le modèle TOPMODEL [TOPography based hydrological MODEL, Beven and Kirby, 1979] est un exemple de modèle semi-distribué notamment utilisé en couplage avec un modèle de surface pour la prévision des crues rapides au CNRM. Ce modèle calcule des échanges d'eaux latéraux en prenant en compte seulement le ruissellement de Dunne suivant un indice topographique préalablement affecté à chaque sous-bassin. Ces indices se basent sur la capacité de rétention en eau du sol en un point par rapport à la pente et l'aire drainée sur ce même point.

De plus en plus, les modèles rassemblent les caractéristiques de plusieurs familles pour combiner plusieurs avantages. En effet, la structure des modèles font qu'ils négligent généralement la dynamique de la végétation et sont sensibles à la variabilité spatiale de processus comme la précipitation. Pour la prévision du risque de crues en temps réel, telle qu'effectuée au Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations (SCHAPI), des modèles semi-empiriques semi-conceptuels, comme le modèle Génie Rural pour la Prévision [GRP, Berthet, 2010, Tangara, 2005], sont utilisés. Le modèle, calé grâce à des chroniques de pluie et de débit observées, utilise la pluie nette (fraction des précipitations qui contribue totalement à l'écoulement) sur le bassin versant en entrée pour déterminer le débit à l'exutoire. Une partie

conceptuelle, sous la forme d'un réservoir de production, assure la transformation de cette pluie en ruissellement transféré ensuite à un deuxième réservoir, le réservoir de transfert, qui calcule la propagation dans le réseau hydrologique.

### 1.3.4 Les modèles de routage en rivières

Les modèles de surface effectuent les bilans d'énergie et d'eau sur chaque maille en se focalisant sur les transferts verticaux entre l'atmosphère, la surface et le souterrain. Les modèles de routage représentent la fonction qui assure le transfert latéral de masse d'une maille amont à une maille aval du réseau, ces transferts comprennent le ruissellement jusqu'à la rivière puis la propagation dans le réseau. Les modèles de routage en rivières (RRM) sont des modèles hydrologiques qui s'attachent à convertir le ruissellement total (5) généré par la fonction de production en débit, dont l'écoulement gravitaire est imposé par la topographie. Ces modèles sont indispensables à la fermeture du cycle de l'eau du continuum continent-océan-atmosphère. Ces modèles sont aussi utiles pour comprendre des phénomènes tels que les apports d'eau douce en mer Méditerranée modifiant notamment la salinité et les circulations océaniques, facteurs importants des épisodes méditerranéens [Sauvage et al., 2018] ou les effets du Rhône sur la circulation du Léman [Halder et al., 2013].

Les modèles de routage se répartissent en deux classes : les modèles hydrodynamiques et hydrologiques. Dans le cas d'un modèle hydrodynamique, le routage se base sur la résolution des équations de Saint-Venant (equation 1.17) auxquelles sont appliquées des hypothèses simplificatrices utiles à la réduction des coûts de calcul. Ces hypothèses portent sur la caractérisation de l'onde de propagation suivant un terme prédominant dans les équations de quantité de mouvement.

Lorsque l'amplitude et le temps de variation de la hauteur sont faibles, l'écoulement se rapproche alors d'un état de régime permanent ; la vitesse d'écoulement de chaque section s'adapte quasi-instantanément à une modification de la profondeur de la rivière. Dans ce cas de figure, les termes de pression et d'inertie sont négligeables et on parle d'onde **cinématique**. Le système se réduit à un équilibre entre le terme de frottement et le terme de gravité associé à l'équation de continuité :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + c(h)\frac{\partial h}{\partial x} = 0 \tag{1.18}$$

avec $c$ la vitesse de propagation de l'onde sur la section.

(5). Volume d'eau disponible pour l'écoulement.

Dans certains cas de figure, l'amplitude est trop importante pour négliger le gradient de pression ; on parle alors d'onde **diffusive**. Les hypothèses d'ondes cinématique et diffusive sont facilement vérifiées dans un contexte de crue lente où la propagation de l'onde est peu impactée par les termes inertiels. À l'inverse, lorsque que la pente est faible, l'équilibre se fait entre le terme d'inertie et le gradient de pression : on parle d'onde **dynamique**.
Ces modèles hydrauliques sont couramment utilisés dans des études locales et régionales mais nécessitent des informations précises sur la topographie et les caractéristiques physiques des tronçons de rivière considérés.

Dans le cas d'un modèle de routage hydrologique l'approche privilégiée est conceptuelle. Les équations représentent la continuité massique ou volumique sur une section de rivière en estimant un volume stocké sur la base des débits entrants et sortants. Ce schéma est résolu de proche en proche et le diagnostic effectué à partir du volume calculé permet de déterminer les nouvelles conditions d'écoulement.

Le choix des équations conditionne le calcul des vitesses d'écoulement et permet de classer les différents modèles de routage de rivières. Dans le cas du modèle TRIP (Total Runoff Integrating Pathways), utilisé au CNRM, la vitesse d'écoulement est constante et uniforme ce qui rend les effets de la résolution, et indirectement d'une meilleure représentation de la topographie, minimes sur les débits simulés. Par ailleurs, les modèles historiques à réservoirs linéaires considéraient une vitesse constante dans le temps mais spatialement dépendante de paramètres tels que la topographie ou les caractéristiques physiques des tronçons de rivières. Avec une résolution grossière, ces modèles lissaient les débits par une limitation des effets de la topographie sur les vitesses notamment sur les événements de crue [Vörösmarty et al., 1989]. Dans les modèles actuels, le consensus se porte sur le choix d'une vitesse variable dans le temps et dans l'espace dépendante de l'équation de Manning :

$$\overline{u} = K_s R_h^{\frac{2}{3}} i^{\frac{1}{2}} \tag{1.19}$$

avec $\overline{u}$ la vitesse moyenne de l'écoulement dans la section ($m.s^{-1}$), $K_s$ le coefficient de rugosité de Strickler ($m^{\frac{1}{3}}.s^{-1}$), $i$ la pente hydraulique ($m.m^{-1}$) et $R_h$ le rayon hydraulique (m).

Par ailleurs, les schémas de routage se différencient aussi par leurs paramétrisations physiques. Les plus complets vont associer les aquifères, les plaines d'inondations, les lacs et les barrages [Burek et al., 2013, Decharme et al., 2019, Hanasaki et al., 2006, Lam et al., 2011, Yamazaki et al., 2011] tandis que les autres, souvent les modèles historiques,

se limitent à la partie fluviale [Coe, 1998, Vörösmarty et al., 1989].

Nous verrons en détail dans le chapitre 2 la version de TRIP développée au CNRM et les hypothèses qui permettent une application à l'échelle globale couplée avec le schéma de surface ISBA du modèle de climat ARPEGE.

## 1.4 Introduction à la limnologie

Les lacs dont la superficie est supérieure à 0.002 $km^2$ (soit une maille de 140m x 140m) sont au nombre de 117 millions et représentent 3.7% des terres émergées [Verpoorter et al., 2014]. Cependant, leur distribution géographique est inégale avec une densité lacustre particulièrement élevée dans l'hémisphère Nord et plus particulièrement dans les hautes latitudes comme en Scandinavie et au Canada [Downing et al., 2006, Figure 1.17].

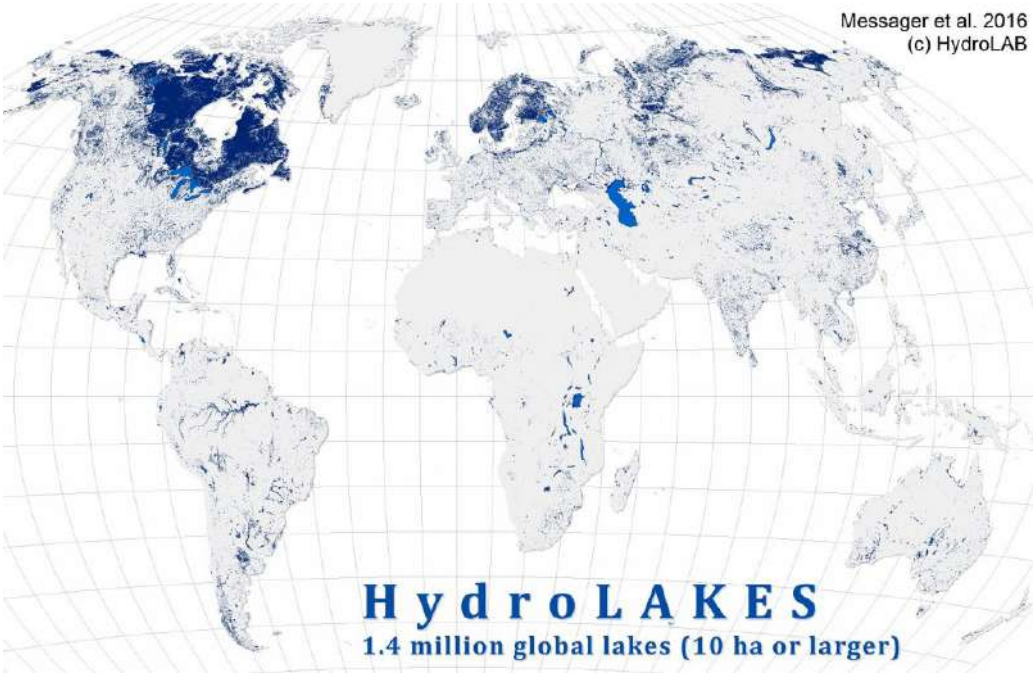



FIGURE 1.17 – Carte mondiale représentant les lacs et réservoirs dont la superficie dépasse 10 ha et issue de la base Hydrolakes. Source : Messager et al. [2016].

Les lacs jouent un rôle triple à l'échelle de la planète. En modulant les amplitudes diurnes et saisonnières de la température de la couche limite de surface, ils sont des acteurs majeurs dans les échanges de flux énergétiques entre la surface et l'atmosphère [Long et al., 2007]. Ils représentent aussi une source secondaire d'humidité et peuvent déclencher ou amplifier des conditions de précipitations [Miner and Fritsch, 1997]. Les lacs jouent aussi un rôle de zone tampon hydrologique entre l'amont et l'aval d'un cours d'eau [Spence, 2006]. Totalement intégrés dans le système hydrologique,

ils interagissent avec tous les composants du cycle de l'eau [Müller Schmied et al., 2014]. Leur hydrologie dépend fortement des apports en eau par les affluents (*e.g.* en période de crues ou de fonte nivale), de l'évaporation estivale et des conditions météorologiques [Marsh and Lesack, 1996, Winter, 2004]. Ces inter-dépendances particulièrement élevées amènent à des situations historiques de baisse du niveau d'eau [Gronewold et al., 2016, Wurtsbaugh et al., 2017]. Les lacs sont, par ailleurs, des indicateurs de développement socio-économique en offrant un nombre important de services écosystémiques [Sarch and Birkett, 2000, Schindler, 2009]. Parmi ces services, les lacs sont une source d'eau douce non négligeable et de nourriture pérenne ainsi qu'un lieu attractif pour le tourisme [Sterner et al., 2020]. Ces services directement ou indirectement fournis par les zones lacustres sont des leviers économiques et de développement locaux et régionaux dont le bénéfice est estimé entre 169 et 403 USD par habitant et par an [Reynaud and Lanzanova, 2017].

Ces zones d'intérêt unique et leur sensibilité face à des modifications des conditions externes en font des indicateurs fiables des signatures du changement climatique ou de pollutions d'origine anthropique [IPCC, 2013, Vincent, 2009]. Ainsi, les lacs voient leurs paramètres physiques influencés par les modifications climatiques [Adrian et al., 2009]. Parmi les plus notables il est possible de noter la hausse de la température de surface [O'Reilly et al., 2015, Woolway et al., 2017a], la réduction de la durée de couverture en glace [Sharma et al., 2019], la modification de leur dynamique donnant lieu à des changements de régime [Woolway and Merchant, 2019] et le dérèglement de nombreux équilibres chimiques, biologiques et physiques [Kraemer et al., 2017, Yvon-Durocher et al., 2012]. La variation du stock en eau de ces dépressions est, entre autres, responsable de ces changements par une dynamique directement corrélée aux modifications des régimes pluviométriques et/ou à une pression croissante de l'anthropisation [Gownaris et al., 2018, Kolding and van Zwieten, 2012].
Constituant une composante essentielle des recherches sur le cycle hydrologique, l'étude des lacs à l'échelle globale a un intérêt particulier dans les domaines de l'environnement, de l'agriculture, de la météorologie et de la gestion de la ressource [Schindler, 2009, Seekell et al., 2014]. L'eau stockée tout au long du cycle hydrologique réagit au moindre changement d'équilibre, qu'il soit atmosphérique ou hydrogéologique [Bouchez et al., 2015, Dinka et al., 2014, Wang et al., 2018b]. Cette eau peut aussi influencer de nombreux domaines comme l'écologie [Dudgeon et al., 2006] ou l'économie [Rast and Straskraba, 2000]. Par ailleurs, les petits lacs sont des proxys de changements rapides alors que les grands lacs sont révélateurs de changements de plus grande amplitude.
Il est courant de séparer l'étude des propriétés physiques des lacs en deux branches qui, loin d'être équitablement développées, sont complémentaires. D'un côté se trouve

l'étude des caractéristiques physiques, telles que la température, la densité ou encore les propriétés optiques et acoustiques, regroupée dans le domaine de la *limnologie physique*. De l'autre se trouve l'étude des mouvements verticaux et horizontaux de ces plans d'eau regroupée dans le domaine de la *limnologie dynamique*. Il est évident que ces deux branches ne résument pas à elles seules la complexité des processus lacustres qui font des lacs des zones à la fois uniques du point de vue de la biodiversité et des caractéristiques chimiques. Pour avoir une vision complète d'autres domaines, tout autant nécessaires à la représentation des processus intrinsèques aux lacs, devraient être étudiés, comme par exemple l'étude du cycle du carbone [Tranvik et al., 2009].

### 1.4.1 Limnologie physique : conséquence du forçage thermique

Le riche héritage scientifique de la limnologie physique provient de l'importance de la température dans les processus lacustres [Adrian et al., 2009]. Comme composants du système Terre, les lacs sont soumis au bilan d'énergie de surface et à des contraintes thermiques qui modifient leurs caractéristiques. En retour, les variations du bilan interne forcent les propriétés de l'environnement proche. Que ce soit à des échelles temporelles courtes ou longues, la présence de lacs en tant que machines thermiques ne peut pas être négligée [Balsamo and Belward, 2017].

#### 1.4.1.1 Le bilan énergétique des lacs

À l'intérieur du système Terre, les différents composants, soumis à des forçages extérieurs, possèdent leurs propres bilans thermiques. Les lacs ne font pas défaut à cette règle et leur bilan énergétique se compose des mêmes termes que le bilan global avec un équilibre entre le forçage radiatif, la convection et le stockage de chaleur comme illustré sur la figure 1.18.

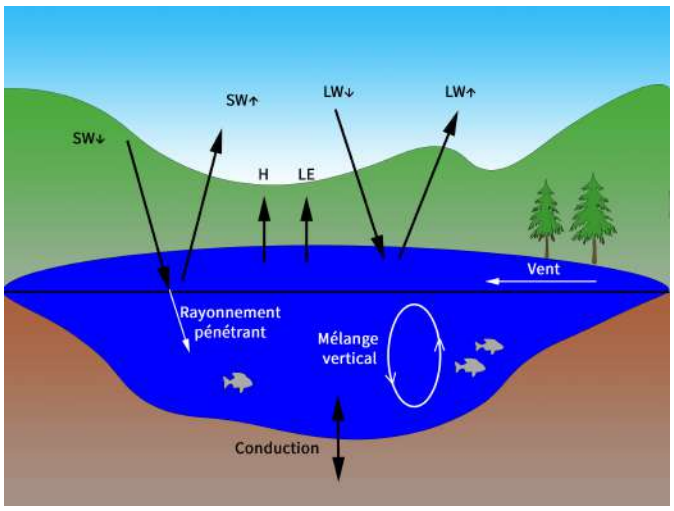



FIGURE 1.18 – Bilan d'énergie à la surface du lac et quelques-uns des contributeurs à sa modification.

L'apport énergétique du rayonnement solaire, qui dépend des paramètres atmosphériques, de la position géographique et varie dans le temps, suit les règles vues dans la Section 1.1.1. Le bilan radiatif moyen au niveau des lacs est positif avec des pertes par émission d'infrarouge compensées par une forte absorption du rayonnement solaire.

Ce bilan est tout de même inégal avec les lacs tropicaux (Lac Tanganyika, Lac Turkana) recevant en moyenne 292 W.m$^{-2}$ quand les lacs boréaux (Lac Onega, Lac Saimaa) n'en reçoivent en moyenne que 106 W.m$^{-2}$. Des disparités existent aussi dans la transparence des lacs et leur capacité à réfléchir le rayonnement solaire. Ainsi l'albédo d'un lac non gelé se situe en moyenne aux alentours de 0.06 induisant une faible réflexion du rayonnement incident à la surface et donc une pénétration plus importante du rayonnement dans le lac en comparaison d'un sol nu. Le coefficient d'absorption du lac est sélectif et dépend de la longueur d'onde mais aussi de la concentration en matières dissoutes et en suspension. Pour l'eau pure, ce coefficient se situe autour de 0.48 $\mu$m [(6)]. Ce coefficient sert dans l'estimation de la capacité d'absorption décrite par la loi de Beer-Lambert :

$$I(z) = I_0 e^{-\eta z} \tag{1.20}$$

avec $I(z)$ l'intensité lumineuse à la profondeur $z$ , $I_0$ l'intensité lumineuse avant pénétration dans le milieu et $\eta$ le coefficient d'absorption du milieu ($m^{-1}$). Ce coefficient d'absorption permet aussi de déterminer les zones d'intérêt particuliers comme la zone photique, siège des principaux processus biologiques.

La partie infrarouge du bilan radiatif modifie les propriétés thermiques du lac en tant que source d'énergie quand le lac se réchauffe et en tant que puits quand il se refroidit. En moyenne annuelle, ce bilan énergétique est déficitaire par rapport à l'atmosphère et les lacs émettent un rayonnement infrarouge thermique aux alentours de 10 $\mu$m [Touchart, 2002].
Concernant le bilan calorifique, les lacs échangent de la chaleur sensible par convection avec l'atmosphère. Bien que fortement dépendants du gradient thermique à l'interface lac/atmosphère, ces échanges peuvent résulter d'efforts mécaniques, tel que le vent, qui vont modifier les conditions de stabilité de la surface. Si les contraintes mécaniques persistent et qu'elles déplacent suffisamment de masses, des remontées d'eau froide au niveau des berges des lacs peuvent apparaître. Ces phénomènes, communément appelés "upwellings", participent aux mélanges des eaux, à leur oxygénation et à l'apport de nutriments.

(6). Cette valeur correspond à une longueur d'onde dans le bleu

Le dernier terme du bilan d'énergie correspond au bilan de chaleur latente qui se résume pour les lacs au terme puits d'évaporation imposé par les conditions thermodynamiques, mécaniques ou morphologiques. L'évaporation lacustre dépend, en premier lieu, des conditions de pression à sa surface suivant la loi de Dalton. Cette loi exprime la quantité évaporée comme proportionnelle à la différence entre pression de vapeur à la surface du plan d'eau et la pression partielle de vapeur dans l'atmosphère. Cela se résume en disant que l'évaporation potentielle augmente lorsque la pression atmosphérique diminue (typiquement pour les lacs d'altitude tels que les lacs du plateau Tibétain) ou que l'humidité relative de l'air situé au-dessus est faible (et directement lié à la température de l'air). Dans un second temps, les efforts mécaniques, de façon similaire au bilan de chaleur sensible, influencent la quantité d'eau évaporée. L'évaporation est proportionnelle, jusqu'à une certaine limite, à la vitesse du vent qui évacue les couches atmosphériques superficielles humides et les remplace par des couches où l'humidité relative est plus faible. Enfin l'évaporation dépend des caractéristiques physiques du lac et notamment de sa superficie. Ainsi plus un lac a une emprise spatiale importante plus l'air en mouvement au-dessus aura de chance d'atteindre une humidité relative maximale. Le taux d'évaporation lacustre est très variable suivant les lacs mais reste le terme dominant du bilan thermique des lacs tropicaux soumis aux alizés tel que le lac Tchad et pouvant perdre plus de 2 m d'eau par an par simple évaporation [Bouchez et al., 2015, Pham-Duc et al., 2020].

#### 1.4.1.2 La température au sein des lacs

Le bilan énergétique modifie directement la température des lacs et, en premier lieu, la température de surface. La température d'un lac varie ainsi au cours de l'année suivant les conditions atmosphériques et le cycle saisonnier mais le lac subit aussi des modifications thermiques journalière liées au cycle diurne. Bien sûr ces variations ne sont pas comparables à celle d'un sol nu mais sont source de turbulence et assurent un bon fonctionnement écologique du plan d'eau [Bouffard and Wüest, 2019].
Les échanges énergétiques entre le lac et son environnement se traduisent directement par les évolutions internes de sa température. La répartition thermique horizontale et verticale conditionne de nombreux processus physiques et biologiques. Parmi ceux-ci la stratification joue un rôle majeur dans l'évaluation de l'état écologique d'un plan d'eau notamment en modifiant les échanges verticaux d'oxygène et donc les conditions propices à la production primaire [Elçi, 2008, Piccolroaz et al., 2015].

Par définition, la température et la pression influencent la masse volumique de l'eau douce. À une pression de surface constante de 1013,25 hPa, le profil de température suit une parabole dont le foyer se situe à 3.98 °C, appelée température de densité maximale (Figure 1.19).

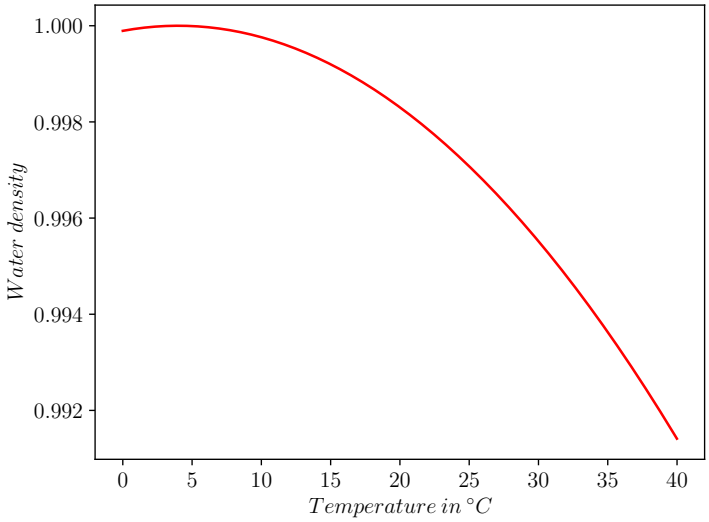



FIGURE 1.19 – Évolution de la densité de l'eau douce en fonction de la température.

Cela signifie qu'une particule d'eau subissant un refroidissement à pression constante voit sa densité diminuer et aura tendance à plonger au fond du lac si les conditions le permettent. Tant que la température de la particule reste au dessus de la limite de 3.98°C elle continue de plonger sous des couches d'eau plus chaudes et donc moins denses. Par contre, si la température continue de décroître le volume de la particule commence à se dilater et voit alors sa densité augmenter de nouveau. Étant donnée la forme de l'équation d'évolution de la densité de l'eau, un écart thermique constant se traduira par un écart de densité d'autant plus grand qu'on s'éloigne du foyer de la parabole. Cet effet est vrai pour les eaux de surface mais se complexifie en profondeur par l'action de la pression hydrostatique qui comprime les particules d'eau. En plongeant, la particule subit alors une variation adiabatique de sa température causée par un transfert du travail des forces de pression vers la particule sous forme de chaleur. Ces effets de pression biaisent les mesures de températures de profondeur. Pour se soustraire à ces effets il est donc préférable d'utiliser des paramètres non biaisés comme la température et la densité potentielle. Les effets thermiques ne sont pas l'objet de cette étude mais sont essentiels pour comprendre la façon dont sont construits les modèles thermiques de lac, le lecteur se tournera donc vers des articles spécialisés pour obtenir plus de détails.

#### 1.4.1.3 Stratification

L'étude et la connaissance du profil de température vertical au sein des lacs a mis à jour un phénomène déjà connu en océanographie issu de la relation non-linéaire entre la température et la densité de l'eau : **la stratification verticale saisonnière**. Cette caractéristique distingue les lacs des cours d'eau qui l'alimentent et conditionne toute la chaîne trophique. Dans un lac d'eau douce, la stratification apparaît lorsqu'est observé un étagement des masses d'eau suivant un profil de température qui est soit direct soit inversé (Figure 1.20).

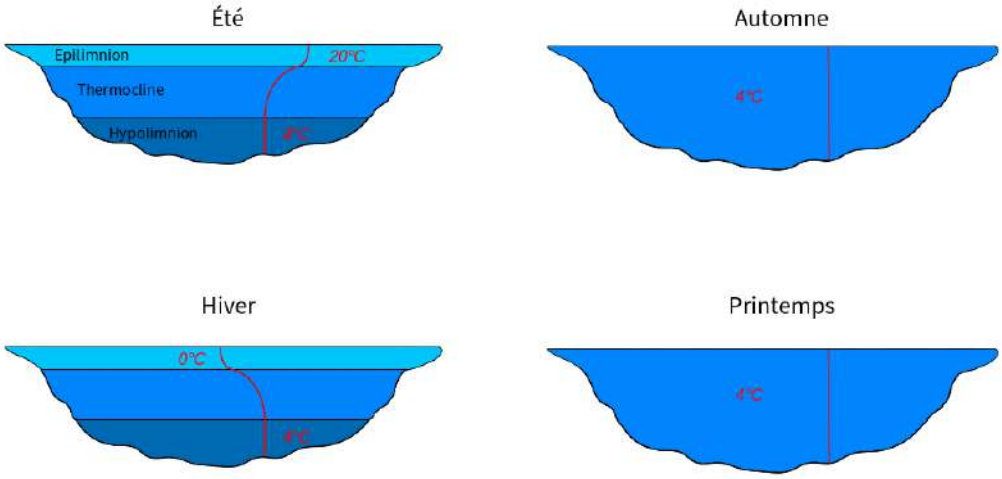



FIGURE 1.20 – Exemple de cas de stratification pour un lac en zone tempérée. En été, l'étagement des eaux se fait en stratification directe. En hiver, la situation s'inverse et une stratification inversée se met en place.

Dans le sens direct, la température diminue avec la profondeur amenant à un étagement des masses d'eau avec les eaux chaudes et moins denses en surface et les eaux froides et denses en profondeur. Pour les lacs assez profonds, la température diminue jusqu'à la valeur de densité maximale soit environ 4 °C. Dans le sens inverse, la température croît avec la profondeur. Cette situation se rencontre lorsque les eaux plus froides que la température maximale de densité se retrouvent au dessus de masses d'eau à la température de densité maximale.
Les états de stratification trouvent généralement leurs origines dans un forçage thermique comme la température de l'air ou dans un forçage mécanique comme le vent [Snortheim et al., 2017]. La stratification est d'autant plus forte que le forçage est intense et dure dans le temps, ainsi les longues périodes de gel rencontrées en Sibérie accentuent le gradient de température entre l'interface glace-eau liquide et le fond du lac. Parmi tous les états possibles, il existe aussi une situation non stratifiée appelée **homothermie** qui correspond à un profil de température homogène sur toute la profondeur du lac. Suivant la localisation et les forçages externes, les états de stratification

peuvent se succéder ou alors un seul état peut dominer tout au long de l'année comme c'est le cas pour les lacs tropicaux.
En se basant sur cette micticité, trois grandes familles de lacs se distinguent :

- les lacs **méromictiques** dont les eaux se mélangent moins d'une fois par an ;
- les lacs **monomictiques** dont les eaux se mélangent une seule fois par an. On parle de lac monomictique chaud lorsque le mélange s'effectue à l'automne sans que la température de l'eau ne descende au dessous de 4 °C. À l'inverse, la température de l'eau d'un lac monomictique froid ne dépasse jamais 4 °C et le brassage des eaux se produit en été ;
- les lacs **polymictiques** dont les eaux se mélangent plus d'une fois par an. C'est notamment le cas des lacs **dimictiques** dont les eaux se mélangent deux fois par an comme présenté sur la figure 1.20. La polymicticité n'a pas de limite et certains lacs peuvent avoir des eaux qui se mélangent quotidiennement.

Bien sûr cette classification est générale et ne prend pas en compte les détails distinguant les lacs dont les eaux ne se mélangent que partiellement ou même de façon irrégulière.

Dans un cadre idéal, cet étagement saisonnier des masses d'eau serait associé à un profil de température décroissant de manière exponentielle. Or les profils observés présentent une partie concave au niveau de la couche de surface puis une inversion du profil dans une couche intermédiaire pour tendre vers un profil convexe exponentiel dans la couche la plus profonde. Cette "anomalie" a amené une distinction entre ces couches saisonnières. Se distingue dans un premier temps, la couche superficielle nommée *épilimnion* qui est directement influencée par le cycle diurne ou le vent. C'est une couche soumise à la turbulence et couramment appelée couche de mélange pour traduire les processus convectifs qui s'y produisent. Dans un second temps, se trouve la *thermocline* qui est définie soit comme le point d'inflexion du profil de température, soit comme la couche ayant un gradient de température de plus d'un degré par mètre. Quelle que soit sa définition, cette couche représente une "barrière thermique" entre la surface et le fond du lac qui inhibe tous les échanges gazeux ou nutritifs [Shimoda et al., 2011]. Enfin au-delà de cette couche intermédiaire existe *l'hypolimnion* qui correspond aux eaux profondes dont la température est constante proche de 4 °C. Cette couche n'existe pas dans tous les lacs et dépend notamment de la profondeur du lac. Du fait de la présence de la thermocline au-dessus, cette couche est considérée comme relativement stable d'un point de vue mécanique et souvent isolée de l'influence de la surface [Wetzel, 1983].
La stratification est notamment dépendante de la température moyenne de la colonne

d'eau [Kraemer et al., 2015, Lewis Jr, 1996] et de la morphologie du lac [Butcher et al., 2015, MacIntyre and Melack, 2010] avec un impact fort sur les conditions de mélange.

#### 1.4.1.4 Les lacs comme conditions à la limite des modèles atmosphériques

Ces conditions thermiques et énergétiques particulières font que les lacs ont une influence sur les échanges de flux d'énergie avec l'atmosphère par rapport aux autres surfaces continentales [Le Moigne et al., 2013, Potes et al., 2017]. Les flux de chaleur latente, pouvant être importants, font des lacs des sources d'humidité qui fixent des conditions limites locales et régionales à l'atmosphère en modifiant les caractéristiques de la couche limite atmosphérique [Li et al., 2015, Verburg and Antenucci, 2010, Woolway et al., 2017b]. Plus globalement, les conditions atmosphériques modifient les caractéristiques de la surface des lacs et notamment celles d'albédo, de rugosité et de capacité thermique. La section précédente a montré que cette dernière est, elle-même, dépendante du vent et des conditions de stratification et de mélange [Bouffard and Wüest, 2019]. Ces modifications entrainent aussi une modification du bilan d'énergie de surface et des flux d'énergie avec l'atmosphère [Dutra et al., 2010]. La prise en compte du bilan d'énergie associé aux lacs en tant que source d'humidité statique corrige donc les termes de flux de chaleur. Cette correction est due à une augmentation de l'évaporation potentielle. Par conséquent, la présence de lacs peut avoir une incidence sur le climat régional tel qu'en Afrique de l'Est ou en Scandinavie où ils modifient les régimes de pluies que ce soit en intensité mais aussi en couverture spatiale [Samuelsson et al., 2010, Thiery et al., 2015].

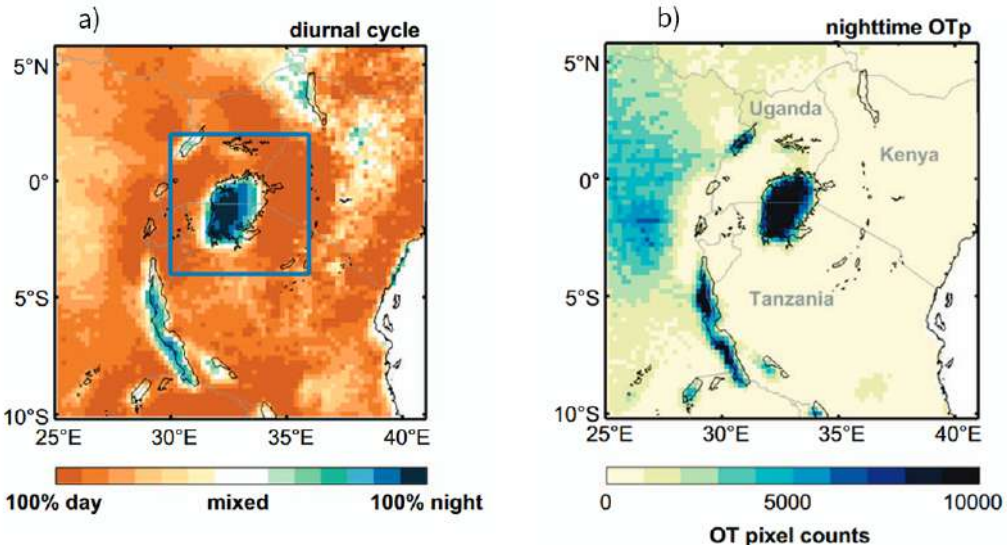



FIGURE 1.21 – (a) Occurence des sommets protubérants diurnes et nocturnes détectés par satellite au dessus de la zone des Grands Lacs Africains. (b) Nombre de sommets protubérants nocturnes détectés par satellite sur la période 2005-2013. Source : Thiery et al. [2017b].

Les lacs jouent un rôle à l'échelle locale dans le développement et l'intensification de cellules convectives comme au niveau du Lac Majeur [Pujol et al., 2011], du Lac Victoria [Thiery et al., 2016] ou du Lac Malawi [Koseki and Mooney, 2019]. Ces signatures influencent notamment le régime de précipitations journalières. Au niveau du lac Victoria, le cycle diurne de précipitations convectives au dessus du lac est modifié par rapport aux surfaces environnantes avec une activité convective maximale pendant la nuit [Thiery et al., 2017b]. Ce phénomène est lié au processus de brise qui apparaît à la frontière entre le lac et la rive et qui provoque une divergence diurne du flux atmosphérique et une convergence nocturne. Associées à l'humidification continue de l'atmosphère par le plan d'eau, il est possible de détecter des anomalies positives de précipitations sur le lac au cours de la nuit [figure 1.21, Koseki and Mooney, 2019, Thiery et al., 2016].

À l'échelle régionale, les lacs influencent les conditions atmosphériques en réponse à des conditions synoptiques particulières. Les effets de lacs sur les précipitations sont particulièrement documentés du fait de leurs fréquences et de leurs intensités sur le pourtour des Grand Lacs Américains [Niziol et al., 1995]. Dans le cas de conditions synoptiques où des masses d'air froides polaires sont advectées sur les Grand Lacs Américains, la présence de cette source humidité enrichit rapidement les masses d'air en vapeur d'eau et engendrent des cumuls de neige sur les côtes sud-est opposées au flux principal. Ces cumuls peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres en quelques heures (Figure 1.22).

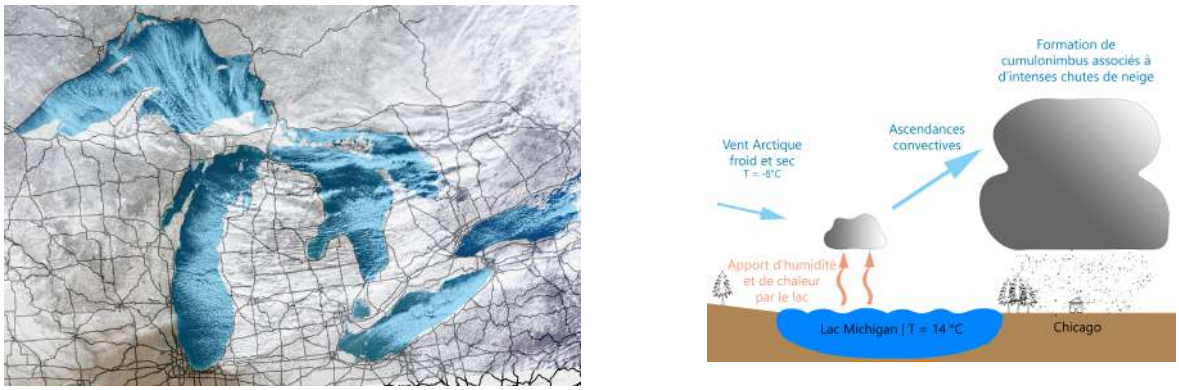



FIGURE 1.22 – Processus de formation des phénomènes d'enneigement extrême par effet lac et composition colorée du phénomène aux États-Unis. Source photo et schéma adapté de : https://www.weather.gov

L'intégration des lacs dans les modèles de prévisions du temps améliore la prévision de précipitations à l'échelle régionale. Ainsi, la présence de lacs provoquerait une augmentation des cumuls convectifs de l'ordre de 20% et des anomalies négatives jusqu'à 70% en juin en Finlande [Samuelsson et al., 2010]. Ces effets ont des conséquences majeures dans les applications météorologiques et climatiques puisque

ces améliorations ont abouti à une réduction des biais systématiques des modèles climatiques [Le Moigne et al., 2016].
Dans la même optique, Balsamo et al. [2012] confirme une réduction des erreurs de prévisions météorologiques sur les températures de l'air au printemps et en été, dans ces mêmes régions, par la résolution du bilan d'énergie lacustre dans le couplage surface-atmosphère.

#### 1.4.1.5 L'importance des lacs en climat

Le bilan énergétique des lacs est aussi important pour les études climatiques. Les lacs ont une influence sur les climats locaux et régionaux aux échelles saisonnières, interannuelles et séculaires [Bonan, 1995, Bowling and Lettenmaier, 2010, Le Moigne et al., 2016, Martynov et al., 2012, Samuelsson et al., 2010]. Les lacs font varier la dynamique des stocks d'énergie de surface mais conditionnent aussi les échanges entre les différents acteurs de ce bilan d'énergie. Ainsi Dutra et al. [2010] démontre l'influence de l'ajout des lacs dans le partage des flux d'énergie de surface à l'échelle globale. L'ajout d'une paramétrisation du bilan d'énergie propre aux lacs améliore les estimations de stockage énergétique et influe sur les estimations d'évapotranspiration. Plusieurs études ont démontré qu'à l'échelle régionale, la température de l'air à 2 m (T2m) est modifiée par la présence de lacs et cela proportionnellement à leur densité [Le Moigne et al., 2016, Samuelsson et al., 2010]. Dans ses travaux, Krinner [2003] a montré que l'influence climatique des lacs était particulièrement visible en été dans les régions boréales lorsque ceux-ci sont libre de glace. L'inertie thermique intrinsèque aux lacs provoque un décalage ainsi qu'une atténuation des réponses de températures de surface par rapport aux échelles temporelles classiques de variations des températures atmosphériques. En d'autres termes, des anomalies négatives de T2m au cours du printemps/été et positives au cours de l'automne/hiver apparaissent. Loin d'être négligeables, ces anomalies de température sont, en moyenne, de l'ordre du degré et des anomalies dépassant 1.5 °C ont été mesurées autour des lacs Ladoga et Onega (Russie) [Figure 1.23, Samuelsson et al., 2010].

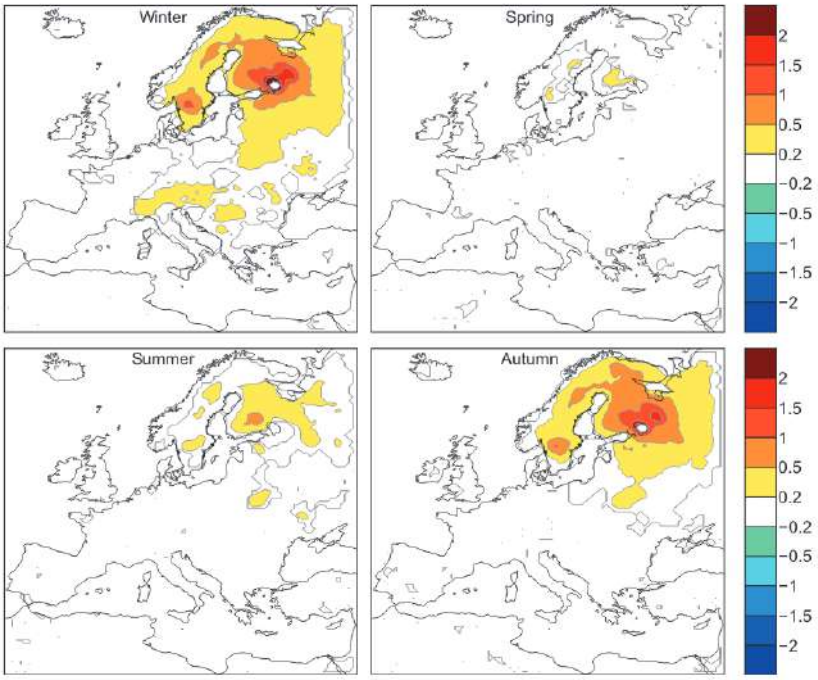



FIGURE 1.23 – Différence de température de l'air à 2m entre une simulation avec et sans lac (en °C). Source : Samuelsson et al. [2010].

Les lacs font partie de boucles de rétroactions climatiques les rendant fortement dépendants des forçages atmosphériques [De Wit and Stankiewicz, 2006, Lei et al., 2014, Mao et al., 2018]. Une hausse généralisée de la température moyenne de l'air provoque une augmentation de l'évapotranspiration potentielle mais entraine aussi une accélération de la fonte glaciaire ainsi qu'une modification du régime de ruissellement. Cela est encore plus visible dans les régions boréales où le réseau lacustre est particulièrement dense et est dépendant du comportement hydrologique régional. L'évolution des conditions atmosphériques conduit à une modification de ce réseau par l'apparition ou la disparition de lacs et donc la modification des conditions atmosphériques et hydrologiques [Chen et al., 2013].

### 1.4.2 Limnologie dynamique : les lacs en mouvement perpétuel

Contrairement à certaines idées reçues les eaux d'un lac ne stagnent pas. Les variations de son volume sont caractérisées par une vaste gamme de fréquences allant de variations basses fréquences, comme la baisse progressive des niveaux du lac Tchad, vers des fréquences plus élevées associées à des modifications soudaines de l'apport en eau ou du déversement lié à l'activité anthropique. Plusieurs processus engendrent ces mouvements et assurent une redistribution verticale et horizontale des eaux. Les mouvements d'eau des lacs suivent les lois de l'hydrodynamique et leurs dimensions relativement faibles contribuent à l'apparition de mouvements spécifiques. Dans tous

les cas, le volume d'eau contenu dans les lacs est fortement dépendant des contraintes amont du bassin versant qui domine son alimentation à travers le bilan hydrologique.

#### 1.4.2.1 Foyer de mouvements horizontaux

De façon similaire aux océans, les lacs, et notamment les plus grands, sont soumis à des mouvements horizontaux tels que les vagues et les courants. Les vagues sont des ondes progressives présentent à la surface du lac dépendant des conditions de vitesse et de direction du vent. De nombreuses études [Grieco and DeGaetano, 2019, Ji, 2017, McCombs et al., 2014] ont permis de mieux comprendre ces phénomènes et leurs conséquences parfois historiques comme le naufrage du SS Edmund Fitzgerald en 1975 sur le lac Supérieur attribué à des vagues d'environ 7.5 m de haut [Hultquist et al., 2006]. Les courants lacustres sont la traduction des efforts mécaniques qui agissent au sein du lac. Contrairement aux courants océaniques, les courants lacustres ont la particularité de se produire dans des bassins de dimensions relativement petites [Amadori et al., 2018, Beletsky et al., 1999, Laval et al., 2003]. Ils ont un aspect primordial en limnologie car ils informent sur la redistribution de matières en suspension comme les sédiments ou encore sur les producteurs primaires comme le phytoplancton. Une estimation précise de ces courants assure aussi une meilleure anticipation des évolutions de températures et les transferts de polluants au sein du bassin lacustre [Baracchini et al., 2020].

#### 1.4.2.2 Mouvements verticaux

La convection joue un rôle capital dans la modification de la structure verticale du lac. Qu'elle soit forcée, notamment sous l'effet du vent lors d'épisode d'upwelling, ou liée à des courants de densité, lors des phases de déstratification, la convection permet un brassage des eaux nécessaire à l'équilibre écologique des plans d'eau [Bouffard and Wüest, 2019]. Elle assure une oxygénation des eaux profondes tout en garantissant un apport de nutriments nécessaires au cycle trophique [Pernica et al., 2017, Schladow et al., 2002].

Cependant ce sont les mouvements verticaux liés au marnage qui constituent le sujet de cette thèse. Le marnage est l'oscillation saisonnière du niveau de surface d'un plan d'eau entre ses hautes et ses basses eaux. Ces variations dépendent de facteurs climatiques, morphologiques et mécaniques qui modifient la réponse en surface. L'amplitude de variation provient de trois processus principaux : deux processus ondulatoires et un processus hydrologique.

Aux échelles de temps courtes, le niveau d'eau est perturbé par des phénomènes oscillatoires tels que les seiches ou les ondes de crue. Même si les seiches ne sont pas prises en compte dans cette étude, il est intéressant de les définir. Contrairement aux marées qui proviennent d'un interaction gravitationnelle, les seiches caractérisent l'oscillation

de la surface du lac ayant pour origine l'entrée en résonance d'ondes stationnaires au sein du bassin [Rueda and Schladow, 2002]. Elles sont l'expression des conditions aux limites induites par la morphologie du lac sur les ondes qui le parcourent. Dans ce cas, les seiches sont dites "externes" et proviennent soit d'une différence brusque de pression atmosphérique entre deux rives soit d'une accumulation de masse sur une rive par le vent. Un autre type de seiche dites "internes" correspond au phénomène similaire appliqué à l'oscillation d'une surface interne au lac comme la thermocline.

Dans le cadre de cette étude, plusieurs échelles de temps de travail sont utilisées mais restent toutes supérieures a l'échelle journalière. Dans ce contexte les variations provoquées par des ondes de crues ou des seiches sont négligeables. Ce qui est important ici, ce sont les évolutions de niveau associées à des variations de volume basées sur une modification des conditions hydrologiques locales et régionales sur des échelles temporelles saisonnières ou intersaisonnières. Les marnages, à ces échelles de temps, sont donc liés aux processus de transfert de masse intrinsèques aux lacs et aujourd'hui modifiés de façon notable par la présence de l'Homme.

### 1.4.3 Hydrologie lacustre

Les évolutions du niveau des lacs et plus globalement la tendance de ces variations, à différentes échelles de temps, sont intimement liées au contexte global et régional qui contraint la réponse hydrologique. Ces questions restent primordiales dans la gestion de la ressource en eau et du développement des sociétés. Il est donc essentiel d'évaluer le stock disponible afin de garantir une consommation d'eau sobre qui ne dépasse pas la quantité qui ruisselle des surfaces vers les océans [Oki and Kanae, 2006]. Ces estimations doivent passer par des analyses pertinentes des variations à plusieurs échelles spatiales afin d'appréhender les évolutions à long terme.

Le bilan hydrologique appliqué aux lacs est nécessaire pour caractériser l'état de la ressource et ses interactions avec les autres composantes à plusieurs échelles temporelles. Les échelles longues informent sur la pérennité du stock en eau face aux risques d'assèchement, les échelles saisonnières déterminent les régimes hydrologiques naturels dont le marnage est la conséquence observable, enfin les courtes échelles temporelles sont révélatrices de variations hautes fréquences en lien notamment avec les prélèvements anthropiques pour l'industrie ou l'agriculture. Dans tous les cas de figures, le lac interagit avec le bassin versant qui l'alimente. Cette intégration dans un continnum est nécessaire pour éviter une vision manichéenne qui caractérise le couple rivière-lac comme discontinu.
Dans de nombreuses régions, les réseaux de rivières et de lacs sont connectés [Kratz and Frost, 2000] et participent à la construction du réseau hydrologique régional. Les

rivières ne sont pas uniquement de longs réseaux continus mais plutôt une succession de branches connectées par des lacs plus ou moins petits. La densité de ces lacs, leur taille, leur position et l'aire drainée influencent ce transfert de masse. Malgré cette importance, le prise en compte de cette continuité est souvent ignorée dans les études [Jones, 2010]. Pourtant la prévision des variations du bilan d'eau est importante dans les régions où la modification de la distribution spatiale et temporelle d'eau douce coïncide avec une croissance démographique rapide et une évolution climatique [Schewe et al., 2014].

De la même façon que pour le bassin versant, un bilan hydrologique pour le lac est défini par une équation de bilan de masse :

$$\frac{dV}{dt} = (P - E) + \frac{Q_{in} - Q_{out}}{A} \tag{1.21}$$

Au-delà de la simplicité relative de l'équation de bilan, c'est la considération multi-factorielle qui rend l'analyse complexe. Chaque composant du bilan dépend de facteurs externes propres qui font émerger des questions récurrentes sur l'influence notamment du bassin de drainage, de la prédominance d'un des processus sur les autres mais aussi de la saisonnalité. Ainsi connaître l'hydrologie des lacs c'est pouvoir caractériser les dépendances qui existent avec des facteurs externes au bassin pour une préservation quantitative et qualitative de leurs eaux. Les lacs sont un des maillons du continuum hydrologique dont chaque composant influence les autres à des échelles annuelles ou pluriannuelles. À titre d'exemple, la réduction des stocks glaciaires sur le plateau Tibétain impacte radicalement les réserves d'eau douce et ajoute une tension supplémentaire à ces zones essentielles pour l'approvisionnement en eau d'une grande partie de la population mondiale (7). Le bilan hydrologique influence aussi le bilan énergétique notamment en été où les eaux s'écoulant du lac alimentent le bassin aval en eau épilimnique chaude. Cet effet tend à persister à l'automne et s'inverse au printemps avec une alimentation en eaux froides.

De l'analyse de ce bilan, il est possible de classer les lacs suivant le type de connexion avec le réseau hydrographique : leur rhéisme. D'un côté se trouvent les lacs exoréiques, connectés au bassin aval par un écoulement à l'exutoire ; le bilan hydrologique est généralement bénéficiaire. De l'autre côté, les lacs endoréiques sont caractérisés par l'absence d'exutoire et un bilan hydrologique généralement dominé par la corrélation atmosphérique du couple précipitations-évaporation.

(7). Le plateau Tibétain est couramment désigné comme étant le "château d'eau de l'Asie".

Les interconnexions sont accentuées dans les bassins endoréiques, comme dans le cas du lac Tchad ou la mer d'Aral où des facteurs naturels ou anthropiques altèrent l'équilibre hydrologique. L'anthropisation joue un rôle non négligeable dans la modification des conditions hydrologiques de ces bassins. En conjonction avec des modifications des régimes atmosphériques, la baisse du niveau d'eau, d'origine anthropique, a provoqué une quasi-disparition de ces lacs avec des conséquences sanitaires et écologiques dramatiques [Gao et al., 2011, Micklin, 2007].

Un exemple pédagogique de l'effet conjoint de l'anthropisation et de la variabilité climatique est le cas de la mer d'Aral (Figure 1.24). Située dans une zone aride d'Asie à la frontière entre le Kazakhstan et l'Ouzbékistan, la mer d'Aral est soumise à des conditions météorologiques où la perte par évaporation est quasiment 10 fois plus importante que l'apport par précipitations. Les niveaux d'eau de la mer étaient, à l'origine, quasi-équilibrés par un apport complémentaire en eau assuré par deux fleuves. La construction de nombreux barrages et le développement de l'irrigation ont provoqué la diminution du débit entrant dans le lac de 16.7 $km^3.an^{-1}$ dans les années 1970 à 4.2 $km^3.an^{-1}$ à la fin des années 1980. En conséquence, la mer d'Aral a vu son niveau d'eau baisser d'environ 70 $cm.an^{-1}$ amenant la surface de la mer de 67 000 $km^2$ à 16 000 $km^2$ et le volume de 1 083 $km^3$ à 100 $km^3$ [Crétaux et al., 2005].

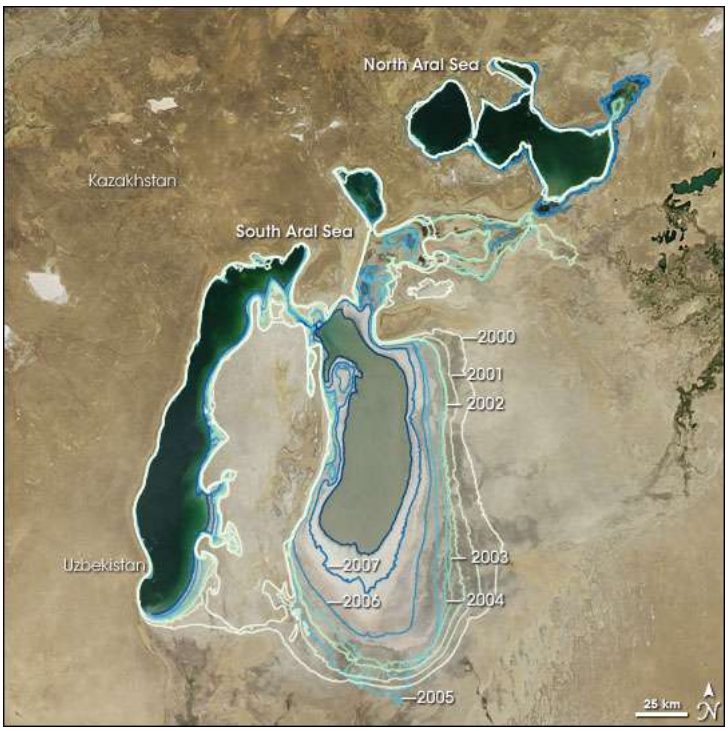



FIGURE 1.24 – Suivi des berges de la mer d'Aral par imagerie satellite sur la période 2000-2008. Source : NASA Earth Observatory.

Les lacs, par leur place spéciale dans le cycle hydrologique, offrent une source d'informations importante sur l'effet du changement climatique et les conséquences à différentes échelles [Williamson et al., 2009]. Comme nous venons de le voir, une des conséquences principales, si ce n'est une des plus visibles, est l'inexorable diminution du niveau des lacs et de leurs stockes [Busker et al., 2019, Tao et al., 2015, Wang et al., 2018a, Wurtsbaugh et al., 2017]. Cette raréfaction de la ressource amène à des tensions régionales voire une impossibilité pour les populations à satisfaire leurs besoins vitaux. Ces tensions ne sont pas forcément l'apanage de pays manquant d'infrastructures ou de moyens et touchent aussi des régions considérées comme hydrologiquement développées sinon conscientes des enjeux (8).
Les lacs sont aussi des acteurs importants dans la régulation du cycle du carbone en agissant comme de véritables puits de dioxyde de carbone et capables de stocker des taux de carbone organique supérieurs aux océans [Cole et al., 2007].

Cependant la caractéristique qui nous intéresse dans le cadre de cette étude correspond plus particulièrement à la capacité des lacs à amortir les débits régionaux. Cette effet est couramment désigné sous le terme d'**effet tampon**. L'effet tampon est caractérisé par le temps moyen de rétention, paramètre défini comme le temps nécessaire à une goutte d'eau qui entre dans un système pour en sortir soit par l'exutoire soit par évaporation. Ce temps moyen est de l'ordre de 5 ans pour un lac dont la superficie est d'au moins 10 hectares [Messager et al., 2016]. Ce paramètre est dépendant de paramètres locaux comme les caractéristiques physiques du lac, le climat ou les régimes hydrologiques locaux. Bowling and Lettenmaier [2010] a montré que 80% de l'eau issue de la fonte nivale en Arctique est stockée dans des lacs atténuant ainsi le pic de débit printanier.
La représentation des échanges de masses d'eau dans un modèle assure une meilleure compréhension des phénomènes liant les différents compartiments (notamment les interactions entre les villes, les surfaces végétales, les aquifères et les surfaces aquatiques). L'étude du régime hydrologique des lacs permet donc d'obtenir une vision complète du cycle de l'eau pour la compréhension de phénomènes hydrologiques ou l'étude d'impact des barrages sur le corridor écologique d'un cours d'eau. S'intéresser aux variations spatio-temporelles intrinsèques aux lacs est aussi nécessaire d'un point de vue opérationnel en tant qu'indicateur de sécheresses que dans une optique de prévention du risque inondations [Oki and Kanae, 2006]. Ainsi Zajac et al. [2017] propose une étude globale portant à la fois sur les lacs et les réservoirs avec l'intégration complète de ces retenues dans le réseau de rivières. Cette étude souligne l'atténuation et le décalage temporel du transfert d'eau au sein d'un bassin.

(8). Par exemple, les conflits en Californie entre les villes de Los Angeles et Owens ont pour origine un approvisionnement en eau jugé inégal.

Cependant, la modélisation hydrologique des lacs par la quantification des flux entrants et sortants se heurte à des contraintes de précision et de mesures des paramètres hydrologiques et météorologiques. Certaines régions comme l'Afrique de l'Est sont fortement dépendantes des conditions d'évaporation et l'intégration des lacs peut modifier grandement l'amplitude des débits simulés [Zajac et al., 2017]. Malgré une connaissance qui évolue rapidement [Gibson et al., 2006, Gronewold et al., 2016, Swenson and Wahr, 2009], les variations spatiales et temporelles liées au stockage d'eau des lacs ne font pas, à ce jour, l'objet d'études complètes assurant un suivi global [Alsdorf et al., 2003]. D'une part cette variabilité est principalement due à un réseau de mesures *in situ* éparse et hétérogène [Alsdorf et al., 2007] mais aussi à des sources d'incertitudes pesant sur les variables d'entrée comme les cumuls de précipitations [Fekete et al., 2004]. D'autre part, le développement de modèles de surface continentale ou de rivière a vu le jour à la fin des années 1980 sans considération de l'activité des lacs et des zones humides dans les calculs de vitesses d'écoulements [Downing, 2010]. À ce jour, un nombre croissant d'études s'intéresse à la quantification des lacs et de leurs propriétés [Döll et al., 2003, Downing et al., 2006, McDonald et al., 2012, Verpoorter et al., 2014]. Cependant, ces études ne représentent qu'une vision à un instant donné et ne considèrent pas les phénomènes amenant des évolutions à court terme (*e.g.* apparition et disparition de lacs thermokarstiques issus de la fonte du permafrost). En outre, des études ont montré l'impact des retenues sur les débits de surface en se focalisant principalement sur l'impact des réservoirs et des rivières anthropisées sans intégration globale d'une dynamique lacustre dans un réseau de rivières [Döll et al., 2009, Haddeland et al., 2006, Hanasaki et al., 2006, Zhou et al., 2016].

## 1.5 État de l'art de la modélisation des lacs

C'est à la fin des années 90 que le besoin d'une meilleure description du cycle de l'eau à l'échelle globale émergea [Alsdorf et al., 2003]. Motivée par une stagnation voire une diminution du nombre de stations de jaugeage, cette évolution fait écho à l'intérêt croissant pour les phénomènes climatiques et leurs manifestations locales et régionales. Des modèles hydrologiques représentant différents processus comme les régimes de crues [LISFLOOD, De Roo et al., 2000] ou la relation pluie-débit [Perrin et al., 2003] ont ainsi vu le jour.
Des études ont démontré le rôle central des lacs dans des disciplines scientifiques aussi diverses que l'écologie, la biochimie ou la météorologie (section 1.4). Malgré cela les groupes de modélisation se sont longtemps attachés à développer des outils se focalisant sur les ruissellements de surface, les échanges souterrains et le routage

et négligeant les paramétrisations des transferts latéraux [Davison et al., 2016]. Ainsi, la dynamique des lacs est un des processus majeurs encore sous-représenté dans les développements hydrologiques globaux [Gronewold et al., 2020].
Après avoir été considérés d'intérêt mineur dans les études de processus à échelle globale et ignorés dans les modéles [Downing, 2010], les lacs font, aujourd'hui, l'objet d'un intérêt particulier comme composants du cycle hydrologique et climatique à toutes les échelles spatiales. Les modèles lacustres sont utilisés pour une meilleure compréhension des bilans d'eau et d'énergie et pour affiner la connaissance des rétroactions climatiques, notamment dans les régions arctiques ou en Afrique de l'Est, régions où la densité lacustre est particulièrement élevée.

### 1.5.1 Des modèles thermiques de lacs...

La section 1.4.1 a montré que la modification des contraintes de surface dues à la présence de lacs ne peut être négligée dans les régions où leur densité est importante car ces plans d'eau influencent les conditions climatiques locales. Au regard de l'impact qu'ont les lacs sur de nombreuses régions du monde, il est nécessaire d'inclure ces éléments dans le couplage avec des modèles atmosphériques et climatiques en vue d'affiner les prévisions hydrologiques et climatiques.

Les disparités qui apparaissent dans les flux de chaleur entre un sol nu et un lac ainsi que le besoin d'un meilleure représentation de l'interface surface-atmosphère ont poussé la communauté scientifique à d'abord s'intéresser à la thermodynamique des lacs et ses interactions avec l'atmosphère [Goyette et al., 2000, Hostetler et al., 1993]. Sur cette base, de nombreux modèles thermodynamiques ont été développés dont le tableau 1.1 donne un aperçu. Le principe de ces modèles consiste en la résolution d'équations thermodynamiques en couplage avec l'atmosphère pour estimer les échanges de chaleur et de moment mais aussi pour déterminer l'évolution des caractéristiques intrinsèques aux lacs. Parmi cette diversité de modèles deux familles se dégagent suivant que la représentation des échanges est uni- ou tri-dimensionnelle. Le niveau de détail d'un modèle n'est pas nécessairement lié à la qualité de la modélisation. Les modèles très détaillés apportent plus d'incertitudes du fait de l'ajout de paramètres qui nécessitent aussi une plus grande connaissance de la zone étudiée et l'ajout de nouvelles variables qu'il faut pouvoir initialiser. En outre, l'échelle d'application est un point essentiel du développement. Elle conditionne l'utilisation du modèle à l'échelle d'étude et contraint le niveau de détail attendu pour les processus sur la base du nombre d'observations nécessaires à l'évaluation. Dans cette optique, Swayne et al. [2003] a montré que l'utilisation d'un modèle pouvait être justifiée par les dimensions des lacs modélisés sans pour autant être une condition nécessaire. Ainsi plus un lac est grand, plus un modèle détaillé sera performant. Cette règle explique

Tableau 1.1 – Principaux modèles résolvant le bilan d'énergie pour les lacs

| Nom | Référence | Paramétrisation | Dimension |
|---|---|---|---|
| Hostetler | Hostetler et al. [1993] | semi-empirique 1D | Multi-couches |
| MyLake | Saloranta and Andersen [2007] | semi-empirique 1D | Multi-couches |
| CLM4-LISSS | Subin et al. [2012] | semi-empirique 1D | Multi-couches |
| ALBM | Tan et al. [2015] | semi-empirique 1D | Multi-couches |
| LAKEoneD | Joehnk and Umlauf [2001] | k-ε turbulence 1D | Multi-couches |
| Simstrat | Goudsmit et al. [2002] | k-ε turbulence 1D | Multi-couches |
| Simstrat | Goudsmit et al. [2002] | k-ε turbulence 1D | Multi-couches |
| LAKE | Stepanenko et al. [2016] | k-ε turbulence 1D | Multi-couches |
| FLake | Mironov [2008] | bulk 1D | Double-couches |
| GLM | Hipsey et al. [2019] | bulk 1D | Multi-couches |
| POM adaptation | Song et al. [2004] | 3D | Multi-couches |

notamment l'utilisation de modèles d'océan tri-dimensionnels comme les modèles Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO) ou Princeton Ocean Model (POM) pour les Grands Lacs d'Amérique ou le Lac Baïkal. La modélisation de ces lacs nécessite un maillage spatial à résolution fine afin de rendre compte du caractère non-uniforme des températures de surface [León et al., 2007]. De plus, les dimensions de ces lacs engendrent un hydrodynamisme plus proche des conditions d'une mer intérieure ou d'une partie d'océan. Cependant le couplage des modules de lacs avec des modèles atmosphériques ajoute une complexité non négligeable et requiert une capacité de calcul qui est parfois coûteuse pour des études à grande échelle.
Par conséquent, les modèles 1D ont été adoptés dans le cadre d'études climatiques en se basant uniquement sur la description verticale du profil de température des lacs. Parmi ces modèles 1D, les plus notables sont ceux qui appartiennent à la famille des modèles types Hostetler [Hostetler et al., 1993] comme CLM4-LISS [Subin et al., 2012], utilisés pour représenter les lacs dans une approche climatique globale ou régionale [Martynov et al., 2012], ou ceux qui appartiennent aux modèles de type k-ε. Ces der-

niers basent la paramétrisation de la turbulence sur les équations uni-dimensionnelles d'énergie cinétique turbulente [Stepanenko et al., 2013]. Nombre de ces modèles sont aujourd'hui intégrés à des modèles numériques de surface couplés à des modèles d'atmosphère et de climat [Le Moigne et al., 2016, MacKay et al., 2009, Salgado and Le Moigne, 2010, Thiery et al., 2016].

Le modèle utilisé pour la modélisation des échanges de flux de chaleur avec l'atmosphère par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), FLake (Mironov, 2008), fait partie des modèles "bulk" uni-dimensionnels. Nous verrons ses spécifités dans le chapitre suivant.

### 1.5.2 ... vers des modèles hydrologiques

Les modèles thermiques sont essentiels à une meilleure connaissance des échanges énergétiques en couplage avec les modèles atmosphériques et climatiques mais ne représentent pas la dynamique du bilan de masse d'eau. Les épaisseurs d'eau de lacs sont pour ainsi dire statiques et la capacité d'évaporation des lacs devient alors quasi-infinie. La représentation des composantes interagissant avec le lac conditionne la capacité d'un modèle à résoudre le bilan hydrologique. D'un autre point de vue, la difficulté qui réside dans la modélisation des lacs est la description de l'interaction entre le lac et les autres composantes du bilan hydrologique qui ne sont pas toutes directement mesurables (*e.g.* : les échanges d'eau avec les aquifères).
Depuis quelques années, les lacs sont considérés dans les modèles principalement sous l'impulsion d'une meilleure résolution des modèles de climat (General Circulation Model, GCM). Les lacs qui ne représentaient qu'une fraction négligeable d'une cellule de maille se retrouvent aujourd'hui à couvrir une voire plusieurs cellules, obligeant la communauté scientifique à considérer leurs processus. Des modèles ont été développés afin de suivre l'évolution de systèmes lacustres individuels ou régionaux et le tableau 1.2 récapitule les différents modèles hydrologiques.

Tableau 1.2 – Principaux modèles résolvant un bilan de masse pour les lacs

| Model name | Reference |
|---|---|
| VIC | Cherkauer et al. [2003] |
| WaterGap | Hunger and Döll [2008] |
| Jena Adaptable Modelling System | Krause et al. [2010] |
| HYPER | Lindström et al. [2010] |
| LISFLOOD | Burek et al. [2013] |
| CLM 4.5 | Thiery et al. [2017a] |
| General Lake Model | Hipsey et al. [2019] |
| Community Water Model | Burek et al. [2020] |

Parmi ces modèles, seuls deux modèles globaux, à ma connaissance, intègrent un modèle de bilan de masse des lacs couplé à un réseau de rivières et à un modèle atmosphérique : Variable Infiltration Capacity (VIC) et LISFLOOD.

Le modèle VIC, développé par Liang et al. [1996], est d'un intérêt particulier par son application couplée à un modèle atmosphérique. VIC est un modèle hydrologique semi-distribué qui a fait l'objet de validations à l'échelle régionale [avec une résolution de 1/8° : Maurer et al., 2002] et à l'échelle globale [avec une résolution de 2° : Nijssen et al., 2001]. Dans cette approche, chaque maille est divisée sous forme de tuiles (sol nu, végétation, rivières, lacs) ayant une paramétrisation propre. À cela s'ajoute un modèle de routage, présenté en figure 1.25, introduit pour transférer les volumes d'eau modélisés de la surface vers les rivières. Des estimations de débits en sortie de chaque cellule du modèle sont ensuite générées par la résolution des équations de Saint-Venant. À l'origine décrit par Cherkauer et al. [2003], le modèle de lac a été plus largement présenté et validé sur la région arctique dans la version de Bowling and Lettenmaier [2010]. La figure 1.25 schématise le fonctionnement du modèle de lac dans VIC.

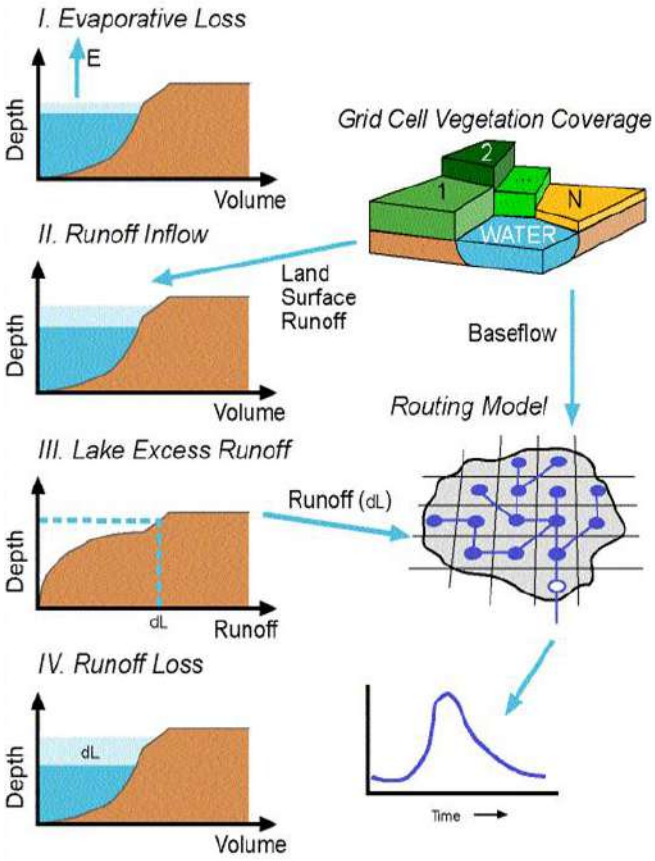



FIGURE 1.25 – Représentation schématique du modèle de lac intégré à VIC. Source : Cherkauer et al. [2003].

Le modèle résout, à la fois, les équations de bilan énergétique et hydrologique sur chaque cellule du modèle afin de déterminer un profil vertical saisonnier de température. Au sein d'une tuile de type "lac", tous les ruissellements et drainages s'écoulent directement dans celle-ci en modifiant en retour son stock. Lorsque tous les termes entrants et sortants sont connus, une équation de déversoir basée sur une hypothèse de seuil épais rectangulaire calcule le débit en sortie du lac.

$$Q = c_d b \sqrt{g} [\frac{2}{3}(z - z_{min})^{\frac{3}{2}}] \tag{1.22}$$

avec $Q$ le débit de déversement ($m^3.s^{-1}$), $c_d$ un coefficient de débit rendant compte des phénomènes turbulents aux abords du seuil, $b$ la largeur de l'écoulement au niveau du seuil (m), $g$ la constante de gravité ($m.s^{-2}$), $z$ la cote de surface libre mesurée (m), $z_{min}$ la cote de surface libre minimale du lac (m).

Dans cette version de VIC, le modèle de lac est enrichi par un algorithme décrivant explicitement les échanges de sub-surface entre la zone lacustre et la zone humide adjacente. Les échanges sont liés à la différence de charge entre ces deux zones. Dans le cas où la charge en eau est plus importante dans la zone humide, l'écoulement s'effectue vers le lac et inversement lorsque la charge est plus importante dans le lac. Enfin le module a été amélioré pour rendre compte des cycles de gel et de dégel par une meilleure représentation de l'évaporation et de l'albédo de surface. Cette amélioration passe par la définition de l'hypsométrie de lac.

$$A(h) = A_{min} \sqrt{\frac{h}{h_{min}}} \tag{1.23}$$

avec $h$ la profondeur totale du lac, $A(h)$ l'aire du lac à la cote $h$, $h_{min}$ la profondeur du lac par rapport au seuil et $A_{min}$ l'aire du lac au niveau du seuil. Toutes les profondeurs sont en $m$ et les aires en $m^2$.

Bowling and Lettenmaier [2010] a démontré l'efficacité du modèle à l'échelle globale dans l'analyse de la variation du stockage d'eau dans les régions arctiques par sa capacité à expliquer ces variations lors des périodes de dégel. L'ajout des lacs atténue aussi les débits des rivières obtenus dans les simulations régionales.

Le second modèle prenant explicitement en compte la dynamique des lacs est LISFLOOD [Burek et al., 2013]. Ce modèle hydrologique semi-distribué simule les processus de transfert d'eau à l'échelle de grands bassins versants [De Roo et al., 2000]. Dans sa version simplifiée, le modèle explicite les processus souterrains, le routage en rivière, les lacs et l'anthropisation par le biais des barrages-réservoirs. Le schéma

de routage utilise une approche d'onde cinématique en réponse à un ruissellement de surface et de sub-surface généré par le modèle de surface H-TESSEL du CEPMMT [figure 1.26, Balsamo et al., 2009].

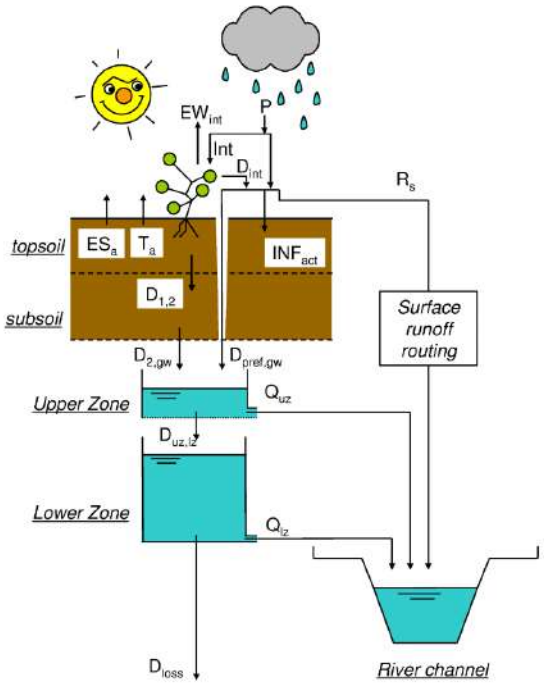



FIGURE 1.26 – Schéma des processus modélisés dans le modèle LISFLOOD. Source : Burek et al. [2013].

La physique du modèle, similaire à celle du modèle VIC, résout une équation de bilan de masse sur un point du réseau de routage. Le débit à l'éxutoire est modélisé par modification de l'équation de seuil de Poleni avec un déversoir rectangulaire :

$$Q = \mu L \sqrt{2g}.H^{\frac{3}{2}} \tag{1.24}$$

avec Q le débit à l'exutoire ($m^3.s^{-1}$), g l'accélération gravitationnelle à la surface de la Terre ($m.s^{-2}$), $\mu$ le coefficient de débit dépendant de la géométrie du déversoir (généralement entre 0.5 et 0.8), L la largeur du déversoir et H la cote d'eau au dessus du déversoir (m).

Dans ce modèle, une courbe hypsométrique est prescrite *a priori* et considère que le volume évolue linéairement par rapport à la cote d'eau. Ce modèle a notamment été utilisé afin d'estimer l'impact de la présence des lacs et réservoirs pour l'amélioration de la simulation des débits dans le système de prévention des crues globale GloFas [Alfieri et al., 2013].

## 1.6 Conclusion

Le cycle de l'eau est une représentation du mouvement et du renouvellement perpétuel de l'eau dans le système global. Que les processus étudiés se concentrent sur les quantités d'eau produites, stockées ou transférées il est aujourd'hui démontré que ce cycle évolue dans le temps et l'espace sous l'effet de contraintes directes ou indirectes.
L'hydrologie s'applique à étudier l'hydrosphère, ses liens avec les compartiments du système Terre comme l'atmosphère mais aussi les rétroactions qui existent avec la biosphère dont l'homme fait partie. Du point de vue d'une unité hydrologiquement close telle que le bassin versant, le bilan d'eau, qui décrit les échanges de ce cycle, est caractérisé par ses composantes essentielles. Ces composantes sont influencées par des paramètres physiques et physiographiques responsables d'un partitionnement, en moyenne stable, de l'eau dans les différents réservoirs.
Afin d'accroître la connaissance de ces processus et de les étudier il est primordial d'utiliser des méthodes adaptées à l'échelle spatiale et temporelle souhaitée. Dans le cadre d'études locales, l'hydrologie s'appuie sur des techniques d'observation éprouvées dont la fiabilité et la précision ne sont plus à démontrer. Malgré cela, ces techniques ne donnent que des informations parcellaires sur des aspects locaux. Ainsi le développement de l'altimétrie et de l'imagerie satellitaire à donné à l'hydrologie les moyens nécessaires pour un suivi et une gestion de la ressource en eau à l'échelle globale. S'appuyant d'abord sur les missions spatiales dédiées à l'océanographie, l'hydrologie spatiale a su se faire une place jusqu'à aboutir à une mission spatiale présentant un volet spécifique pour l'hydrologie continentale : la mission spatiale Surface Water and Ocean Topography.
Ces observations serviront notamment de données de calibration et de validation des modèles de surface et des modèles de routage associés qui contribueront à une meilleure connaissance des rétroactions avec le climat, au suivi saisonnier des sécheresses et à la prévention du risque inondation en temps réel. Ces modèles représentent les différents processus de la manière la plus détaillée tout en s'adaptant aux considérations spatiales voulues. Il apparaît aujourd'hui que ces modèles sont nécessaires à la connaissance des conséquences du changement climatique sur cette ressource.

Les lacs font partie intégrante du cycle global de l'eau et en sont mêmes les composants principaux dans les régions boréales. Ces étendues modifient les propriétés de la couche limite atmosphérique en contribuant à la modification des bilans d'énergie et d'eau. À l'échelle régionale, leur capacité thermique spécifique provoque des anomalies de températures. Les lacs sont, à l'échelle de temps de l'humanité, des sources d'humidité quasi-infinie induisant une augmentation de l'évaporation poten-

tielle pouvant provoquer une modification locale des régimes de pluies convectives. Enfin, complètement intégrés dans le réseau hydrographique global les lacs sont des zones tampons atténuant la propagation d'ondes de crues voire se comportant comme des réservoirs collectant l'eau d'un bassin. Les lacs sont des sentinelles des évolutions climatiques mais aussi de l'anthropisation ; la mer d'Aral en est un exemple notable. Même s'ils ne représentent qu'une faible part de l'eau douce globale, ces réservoirs sont directement accessibles et sont vulnérables face aux altérations et aux pollutions continentales. La compréhension de la dynamique et des échanges avec les compartiments hydrologiques est, par conséquent, nécessaire pour comprendre et anticiper les évolutions futures des stocks et de leur transfert aval.

Maintenant que le cadre théorique a été mis en place, il convient d'apporter un regard sur les techniques et méthodes représentant les processus de surface et développées au CNRM. À travers le chapitre suivant c'est donc une description des outils mis à notre disposition ainsi que des outils développés dans cette thèse qui sont détaillés.

Chapitre 2

# Description des données et modèles à notre disposition

## Sommaire


**2.1 Les bases de données . . . . . 72**
2.1.1 ECOCLIMAP . . . . . 72
2.1.2 Global Lake DataBase . . . . . 74
**2.2 SURFEX . . . . . 75**
**2.3 Le modèle de surface ISBA . . . . . 78**
2.3.1 Version historique : ISBA force-restore . . . . . 80
2.3.2 Le modèle ISBA-3L . . . . . 82
2.3.3 Le modèle ISBA-DF . . . . . 90
2.3.4 Le traitement spécifique de la neige dans ISBA . . . . . 95
**2.4 Le modèle de routage en rivière : CTRIP . . . . . 97**
2.4.1 Version native : le modèle TRIP . . . . . 97
2.4.2 La version CNRM : CTRIP . . . . . 97
2.4.3 CTRIP 12D . . . . . 102
2.4.4 Les caractéristiques nécessaires au fonctionnement de CTRIP . . . . . 103
**2.5 Le modèle de bilan d'énergie : FLake . . . . . 106**
2.5.1 Évolution du profil de température dans la colonne d'eau . . . . . 108
2.5.2 Prise en compte des couches de neige et de glace . . . . . 110
2.5.3 Température de peau . . . . . 111
**2.6 Le modèle de bilan de masse : MLake . . . . . 111**
2.6.1 Création d'un masque de lac global . . . . . 112
2.6.2 Intégration des lacs dans la réseau 12D . . . . . 114
2.6.3 Correction du chevelu hydrologique . . . . . 118
2.6.4 Gestion du partage des forçages . . . . . 119
2.6.5 Processus physiques . . . . . 121
**2.7 Conclusion . . . . . 126**

Après avoir mis en place le contexte théorique encadrant les processus hydrologiques et ceux spécifiques aux lacs, ce chapitre aborde les techniques de modélisation développées au CNRM.
La modélisation des surfaces repose sur une plateforme externalisée, SURFEX, qui, associée à la carte d'occupation des sols ECOCLIMAP-II, fournit les conditions basses des bilans d'énergie et d'eau pour les modèles atmosphériques. En hydrologie, ce sont plus particulièrement le modèle de surface ISBA et le modèle de routage en rivière CTRIP qui nous intéressent. ISBA calcule le ruissellement et le drainage à l'interface sol-végétation-atmosphère tandis que CTRIP transfère ces volumes d'eau horizontalement sous forme de débits.
Au sein de cette plateforme, seul le bilan d'énergie associé aux lacs est représenté par le biais du modèle FLake. C'est dans cette optique que la fin du chapitre s'arrêtera plus spécifiquement sur le modèle de bilan de masse des lacs développé dans cette thèse : MLake.

## 2.1 Les bases de données

### 2.1.1 ECOCLIMAP

Avant de vouloir modéliser la surface et les processus associés, il faut pouvoir distinguer les différents couverts, les classer et déterminer les propriétés intrinsèques qui les caractérisent. Dans ce contexte, il est important de s'appuyer sur les outils à notre disposition pour gèrer la répartition et l'hétérogénéité de la surface. À l'échelle globale, cette information provient de l'analyse de facteurs climatiques et d'observations, agrégés sous format numérique et indiquant la proportion de chaque couvert contenue au sein d'une maille à la résolution fixée. Au CNRM, la discrétisation du sol en différents couverts se base sur des données d'occupation des sols issues d'ECOCLIMAP-II [figure 2.1, Faroux et al., 2013].

ECOCLIMAP est une base de données globale d'occupation des sols et de paramètres de surface à la résolution kilométrique issue de la mutualisation d'une carte d'occupation des sols et d'informations satellitaires. Cette base donne la répartition et la fraction des surfaces naturelles, urbanisées et marines, leurs variabilités spatio-temporelles ainsi que les paramètres physiques associés (1) à la résolution utilisée par le modèle. La version ECOCLIMAP-II a été utilisée dans le cadre de ces travaux. En plus de proposer la fraction couverte par chaque type de surface, ECOCLIMAP-II classe les surfaces continentales naturelles suivant 19 sous-classes, dont les types fonctionnels de

(1). On compte parmi ces paramètres l'albédo, l'indice de surface foliaire ou la longueur de rugosité.

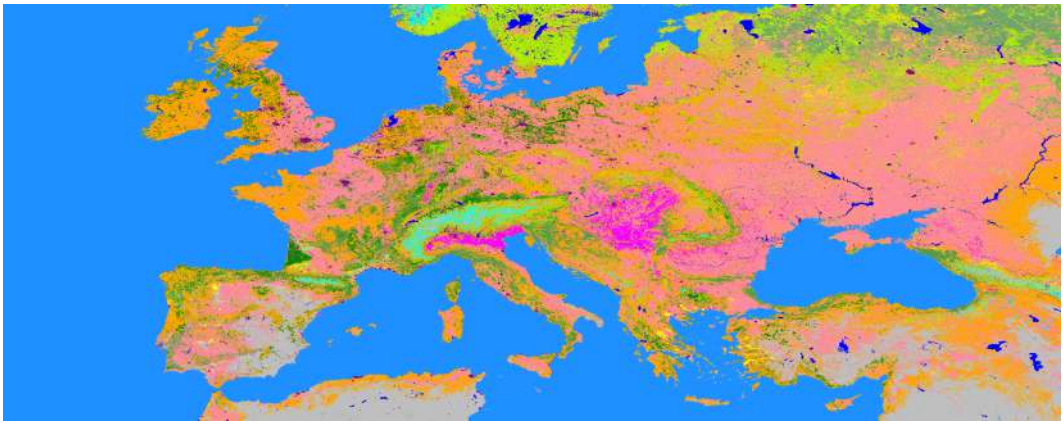


FIGURE 2.1 – Carte d'occupation des sols issue d'ECOCLIMAP-II.

végétation, regroupés dans le tableau 2.1, offrent une discrétisation plus précise du couvert et garantissent une meilleure quantification des évolutions propres à chaque type. À ces 19 couverts végétaux s'ajoutent trois couverts pour les mers, les lacs et les rivières.
ECOCLIMAP-II est, donc, un outil dynamique rendant compte du type de surface et de sa couverture spatiale utile à la modélisation météorologique et climatique.

Tableau 2.1 – Présentation des 19 types de végétation d'ECOCLIMAP-II.

| | |
|---|---|
| 1 | Sol nu |
| 2 | Roche nue |
| 3 | Neige et glace permanente |
| 4 | Feuillu tempéré à feuilles caduques |
| 5 | Conifère boréal persistant |
| 6 | Feuillu tropical persistant |
| 7 | Culture de type C3 |
| 8 | Culture de type C4 |
| 9 | Culture irriguée |
| 10 | Prairie tempérée |
| 11 | Prairie tropicale |
| 12 | Tourbières, parcs irrigués |
| 13 | Feuillu tropical à feuilles caduques |
| 14 | Feuillu tempéré à feuilles persistantes |
| 15 | Conifère tempéré persistant |
| 16 | Feuillu boréal à feuilles caduques |
| 17 | Conifère boréal à épines caduques |
| 18 | Prairie boréale |
| 19 | Buissons, arbustes |

### 2.1.2 Global Lake DataBase

La couverture spatiale des lacs fournie par ECOCLIMAP-II indique la position des plans d'eau sur Terre et permet de connaître leur extension spatiale (Figure 2.2).

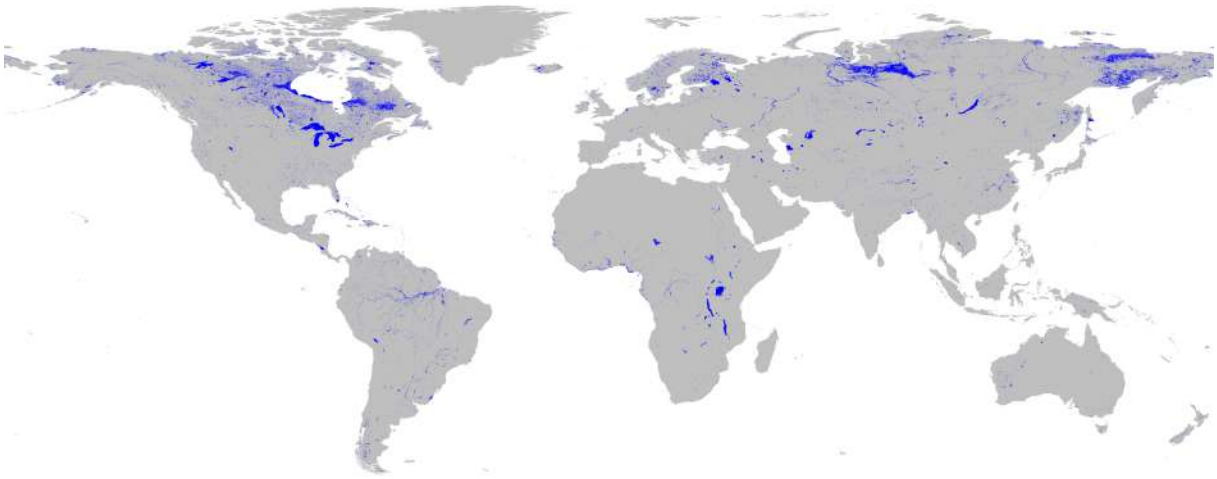


FIGURE 2.2 – Carte des fractions de lacs dans ECOCLIMAP-II. Chaque pixel bleu indique la présence d'un pixel identifié comme lac.

Pour caractériser la morphologie de chaque lac, il est nécessaire d'en connaître la profondeur moyenne, variable essentielle à la compréhension des processus lacustres [Håkanson, 2005]. Contrairement aux données de surface, dont la connaissance est facilitée par le développement des mesures satellitaires, la mesure de la profondeur moyenne des lacs à l'échelle globale est rendue difficile par les coûts tant humain que financier, limitant alors le développement de bases de données cohérentes. Parmi les quelques bases de données existantes [Lehner and Döll, 2004, Messager et al., 2016, Verpoorter et al., 2014] la base de données GLDB [Kourzeneva et al., 2012] a été spécialement développée pour le besoin de la prévision numérique du temps. Son principal avantage est d'être en cohérence avec ECOCLIMAP-II pour prescrire la profondeur moyenne de près de 15 000 lacs et une bathymétrie précise de 36 autres lacs [Choulga et al., 2019, Toptunova et al., 2019]. Pour les lacs n'étant pas référencés avec une profondeur moyenne précise dans la base GLDB, celle-ci prend une valeur par défaut égale à 10 m.

La version de GLDB utilisée dans cette étude présente les avantages suivants :

- l'ajout de valeur par défaut pour les réservoirs et lacs n'ayant pas de données ;
- l'intégration de bathymétries détaillées pour la majorité des lacs finlandais ;
- la correction des profondeurs moyennes pour la zone boréale en s'appuyant sur des cartes géologiques ainsi que sur une méthode analytique basée sur l'étude

de la surface et du type de climat [Choulga et al., 2014] ;
- la distinction entre les lacs d'eau douce et les lacs salés.

Comme les données globales de volumes sont encore plus rares et souvent issues d'extrapolations statistiques ou de calcul indirect, l'initialisation des stocks d'eau dans les lacs se basera sur l'information couplée entre ECOCLIMAP-II et GLDB.

## 2.2 SURFEX

La modélisation des échanges à l'interface surface-atmosphère présente un intérêt majeur pour une meilleure compréhension des couplages entre atmosphère, surface et sous-sol, pour l'apport d'informations nécessaires à la prévision des phénomènes extrêmes ou pour une meilleure représentation des conditions à la limite turbulentes et radiatives en surface.
La représentation détaillée des surfaces est nécessaire pour répondre aux besoins de la météorologie opérationnelle et de la prise en compte de l'hydrologie dans les études climatiques. Contrairement à certaines paramétrisations physiques du modèle Meso-NH [Lac et al., 2018], la modélisation des surfaces a été externalisée pour donner le jour à la plateforme SURFEX [Masson et al., 2013, Surface Externalisée]. Utilisée en couplage avec un modèle d'atmosphère (comme AROME ou ARPEGE), de climat Voldoire et al. [2019, CNRM-CM]) ou en mode "off-line", c'est-à-dire sans rétroaction de la surface sur l'atmosphère, cette plateforme concrétise les efforts de mutualisation afin de garantir l'utilisation des modèles de surface dans de nombreux domaines tels que la prévention du risque avalanche ou la modélisation des flux énergétiques en ville [Le Moigne et al., 2020, Schoetter et al., 2017, Vionnet et al., 2012].
Cette plateforme simule les flux d'énergie, de masse et de quantité de mouvement à l'interface surface-atmosphère en résolvant les bilans d'eau et d'énergie utiles notamment à la simulation des évolutions du stock en eau de surface et de sub-surface. SURFEX, contraint par des forçages atmosphériques (température, humidité, vent, pression, rayonnement solaire et infrarouge, pluie et neige), simule l'évolution des variables de surface (comme la température de surface) et du sol pour les surfaces continentales et résout les bilans d'eau et d'énergie. Tout cela participe à la fermeture des bilans pour le continuum surface-atmosphère-océan dans le cas d'un couplage avec un modèle atmosphérique et hydrologique.

La représentation des surfaces dans SURFEX adopte une approche par tuiles (Figure 2.3), qui rend compte, d'une part, de l'hétérogénéité des surfaces à l'intérieur des mailles d'étude, et d'autre part, de leur variabilité spatio-temporelle.

- une tuile décrivant les **surfaces urbanisées** modélisées par le modèle Town Energy Balance [TEB Lemonsu et al., 2004, Masson, 2000]. TEB se base sur une approche de rue en forme de canyon où des bilans distincts sont calculés pour chaque composant de ce système [(2)]. Ce modèle a de nombreuses applications dont l'étude de l'ilôt de chaleur urbain et son interaction avec le climat [Daniel et al., 2019] ;

- une tuile pour les **mers et océans**. Plusieurs approches avec des degrés de complexité variés existent. Pour des temps d'expériences courts, une approche simple prescrit la température de surface (SST : Sea Surface Temperature) puis calcule la longueur de rugosité par la formule de Charnock afin d'estimer les flux de surface. Pour des temps d'expériences plus longs et afin de prendre en compte le cycle diurne de température, un modèle de couche de mélange unidimensionnel simule l'évolution de la SST, des courants, de la salinité et du transport turbulent vertical [Lebeaupin Brossier and Giordani, 2009] ;

- une tuile pour les **surfaces continentales naturelles** avec comme modèle utilisé Interaction Sol Biosphère Atmosphère [Noilhan and Planton, 1989, ISBA]. Ce modèle intervient directement dans cette thèse et la suite de ce chapitre détaillera de façon plus approfondie sa physique ;

- une tuile **lac** associée au modèle thermique unidimensionnel FLake [Mironov, 2008]. Ce modèle a été développé pour les besoins de la prévision numérique du temps, des études climatiques et pour le traitement des lacs dans les modèles d'environnement. Le modèle se base sur une approche d'auto-similarité du profil vertical de température pour déterminer la structure thermique interne au lac et les conditions de mélange à différentes profondeurs pour des pas de temps allant de quelques jours à plusieurs années. Comme pour ISBA, ce modèle est utilisé dans cette thèse et sera détaillé plus loin dans ce chapitre.

(2). Cette approche prend comme composant, un toit, une rue et deux murs placés face à face.

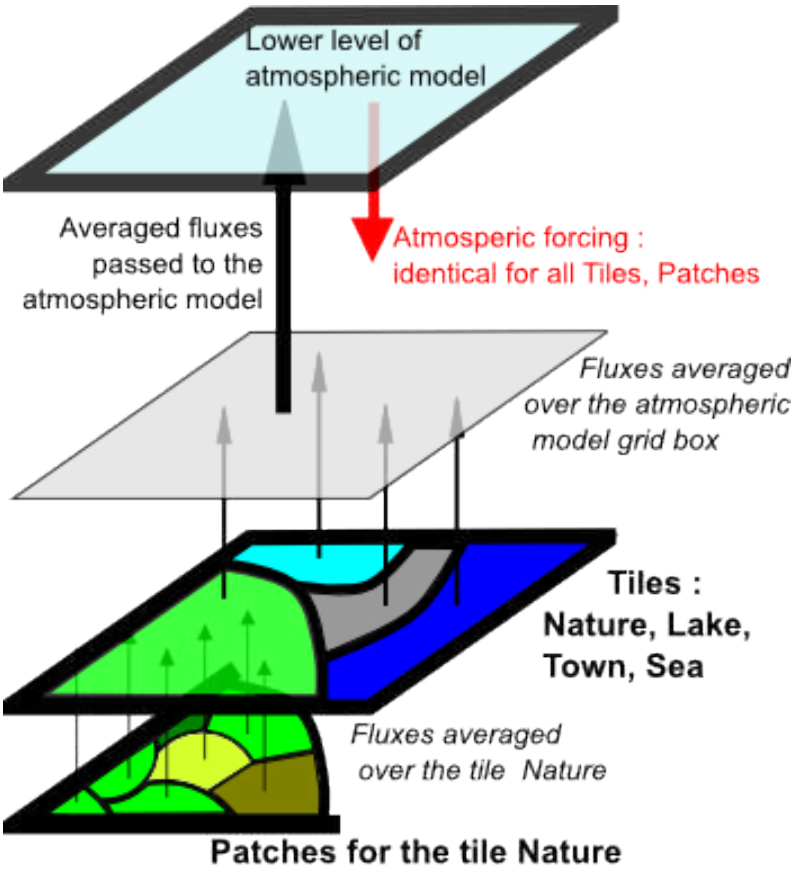



FIGURE 2.3 – Représentation de l'approche par tuile dans SURFEX et le couplage avec un modèle d'atmosphère. Source : `https://www.umr-cnrm.fr/surfex`

Une des applications de SURFEX en hydrologie consiste à étudier le cycle de l'eau de l'échelle du bassin versant à l'échelle globale. Lors du couplage hydrologique, SURFEX génère le ruissellement et le drainage qui alimentent ensuite un modèle de routage en rivière, pour simuler les débits, ou un modèle hydrogéologique, pour simuler, en complément des débits, les hauteurs de nappes. Au sein du CNRM, SURFEX est couplé à plusieurs types de modèles hydrologiques. À l'échelle du bassin versant, SURFEX peut être couplé avec TOPMODEL afin de modéliser les crues rapides notamment sur le pourtour méditerranéen [Vincendon et al., 2010]. Aux échelles régionales, il est utilisé dans la chaîne de modélisation hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-MODCOU que nous aurons l'occasion de détailler plus tard. Enfin, SURFEX est couplé au modèle hydrologique global CTRIP [Decharme and Douville, 2007].

Dans la suite du chapitre, une attention particulière va être portée sur les modèles qui ont été plus spécifiquement utilisés dans le cadre de cette thèse :

- le modèle ISBA dans sa version historique force-restore et la version plus récente multi-couches diffusive ;
- le modèle CTRIP qui est le modèle global de routage de l'eau en rivière ;
- le modèle FLake pour la représentation du bilan d'énergie des lacs ;
- le modèle MLake, développé pendant cette thèse, qui rend compte de la dynamique massique des lacs à l'échelle globale et des interactions avec le réseau de rivières.

## 2.3 Le modèle de surface ISBA

La suite de ce chapitre s'attache à la description des deux composantes essentielles à la modélisation hydrologique développées et utilisées au CNRM : le modèle couplé ISBA-CTRIP [Decharme and Douville, 2007]. Ce qui suit dans cette section détaille les caractéristiques d'abord en matière d'estimation des flux liés à la résolution du bilan d'énergie et d'eau de surface par ISBA.

Le modèle ISBA [Noilhan and Planton, 1989] se base sur un schéma de transfert sol-végétation-atmosphère qui simule les échanges d'eau et d'énergie entre les composantes. L'avantage de ce modèle est de considérer les paramètres essentiels à la connaissance de l'état physique de la surface tels que le contenu en eau, sa phase, les échanges d'énergie dans le sol, la quantité d'eau interceptée par la canopée, l'évapotranspiration, le drainage et le ruissellement. Ce modèle est, aujourd'hui, couplé, par le biais de SURFEX, aux modèles atmosphériques et climatiques utilisés à Météo-France [Voldoire et al., 2019]. Ce modèle a été complété depuis par des développements pour

une meilleure prise en compte de la neige, des processus liés à la photosynthèse ou encore du partitionnement radiatif entre la forêt et le sol sous-jacent. Les différents schémas introduits dans ISBA sont détaillés dans le tableau 2.2. Dans le cadre des travaux de cette thèse, ISBA a servi à déterminer le ruissellement et le drainage générés par les surfaces hors zones lacustres en réponse aux forçages atmosphériques.
Dans la suite du chapitre, le schéma ISBA 3-couches puis le schéma multi-couches diffusif seront détaillés après une brève description de la version historique "force-restore" 2 couches.

Tableau 2.2 – Présentation de l'évolution des options de physique dans ISBA : $*$ représente des améliorations supplémentaires aux processus physiques.

| Processus | Nom du schéma | Référence |
|---|---|---|
| Sol | Force-Restore 2 couches | Noilhan and Planton [1989] |
| | Force-Restore 3 couches* | Boone et al. [1999] |
| | Diffusion sur 5-couches | Boone et al. [2000] |
| | Diffusion sur N-couches* | Decharme et al. [2011] |
| Neige | couche unique | Douville et al. [1995] |
| | ES 3 couches | Boone and Etchevers [2001] |
| | ES 12 couches* | Decharme et al. [2016] |
| Hydrologie | Ruissellement par saturation | Habets et al. [1999] |
| | Ruissellement de Dunne influencé par la topographie | Decharme and Douville [2007] |
| Couvert forestier | bulk modèle Multi-Energy-Balance (MEB) | Boone et al. [2017] |
| | bulk MEB avec litière | Napoly et al. [2017] |
| Cycle du carbone et photosynthèse | ISBA-Ag-s avec LAI prescrit | Calvet et al. [1998] |
| | ISBA-Ag-s avec LAI dynamique | Calvet and Soussana [2001] |
| | ISBA-Ag-s CC | Gibelin et al. [2008] |

### 2.3.1 Version historique : ISBA force-restore

Dans sa version historique, le modèle ISBA décrivait l'évolution du bilan d'énergie et du bilan de masse de la surface par une approche "force-restore" [Deardorff, 1977, ou "forçage-relaxation"] sur un sol à deux couches où l'évaporation et le drainage étaient explicitement résolus [Mahfouf and Noilhan, 1996]. Cette approche prenait en compte huit variables pronostiques : $T_s$ la température de surface, $T_p$ la température profonde, $W_r$ le réservoir d'interception, $\omega_s$ le contenu en eau de surface, $\omega_p$ le contenu en eau profond, $W_n$ le contenu en eau de la neige, $\rho_n$ la densité de la neige et $\alpha_n$ l'albédo de la neige.

Ce modèle est bien adapté pour les intégrations numériques à court terme, comme pour les prévisions météorologiques à courte et moyenne échéance. Cependant cette approche est limitée dans sa description des processus physiques plus complexes comme les mécanismes de transferts diffusifs dans le sol. Le fait de développer le modèle à 3 couches ISBA-3L a permis la prise en compte explicite d'une couche de sol supplémentaire pour séparer la couche racinaire (impactant potentiellement le bilan en eau par absorption) et la couche sous-racinaire [Boone et al., 1999] tout en assurant l'évolution temporelle du contenu en eau.

Par la suite Boone et al. [2000] a développé une version plus complète d'ISBA basée sur un schéma de sol multi-couches résolvant explicitement les lois de Darcy et de Fourier pour les transferts diffusifs dans le sol appelés ISBA-DF (ISBA- explicit vertical Diffusion model). Aujourd'hui ISBA-DF considère 12 couches de sols ainsi qu'une meilleure représentation de la zone racinaire [Decharme et al., 2011].
Ces évolutions ont été concomitantes à l'amélioration des processus sous-mailles portant sur la prise en compte des hétérogénéités spatiales et temporelles (précipitations, topographie ou encore type de végétation). La paramétrisation des ruissellements par Decharme and Douville [2006] et la modélisation du ruissellement de surface sous-maille par Habets et al. [1999] constituent des améliorations significatives du modèle.

Dans la version historique du modèle couplé ISBA-CTRIP, la représentation des sols et les ruissellement associés provenaient de la version "force-restore" d'ISBA. Ce modèle a ensuite laissé la place au modèle ISBA-DF qui est utilisé dans la suite de la thèse en mode forcé [(3)]. De cette façon, les incertitudes liées aux processus simulés par un modèle atmosphérique et non nécessaires ici sont filtrées.

(3). Cela signifie que les forçages atmosphériques sont prescrits sans tenir compte des rétroactions de la surface sur l'atmosphère.

### Fraction de couvert

Le modèle ne discrétise pas seulement le sol en trois couches mais prend aussi en compte trois réservoirs distincts : le réservoir de végétation, le réservoir de sol et le réservoir de neige.
Ces trois composants permettent de considérer des processus contribuant à une meilleure représentation du cycle de l'eau et de l'énergie. La paramétrisation de la surface couverte par chacun des réservoirs est faite sous-maille suivant le schéma 2.4.

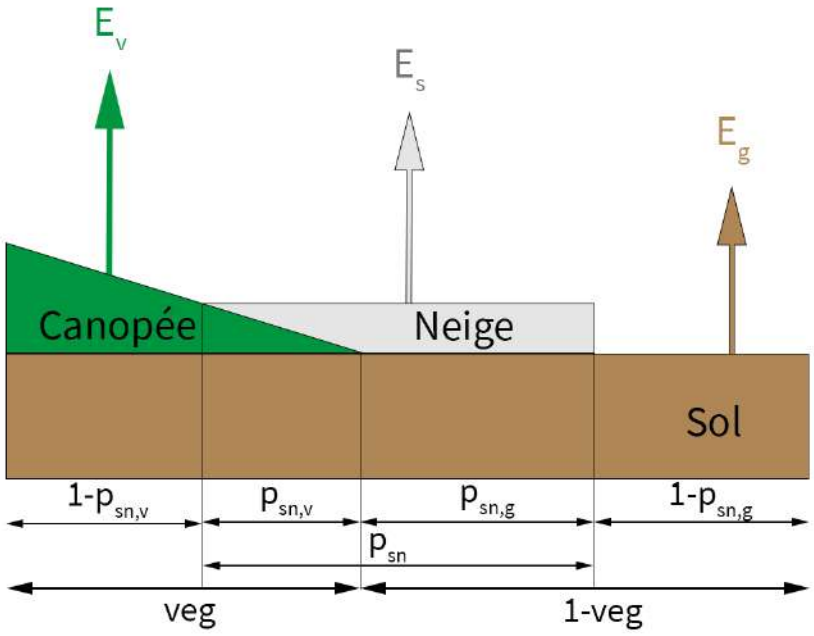



FIGURE 2.4 – Représentation sous-maille de la surface dans ISBA suivant la canopée, le sol et le manteau neigeux.

Ainsi il est possible de retrouver :

- $veg$ la fraction de sol recouverte par la canopée ;
- $p_{sn}$ la fraction totale de surface couverte de neige composée des fractions de sol $p_{sn,g}$ et de végétation $p_{sn,v}$ recouvertes de neige.

La fraction totale de surface couverte de neige se distingue par deux composantes définies pour le schéma mono-couche tel que :

$$p_{sn,v} = \frac{h_s}{h_s + \omega_{sv} z_0} \tag{2.1}$$

$$p_{sn,g} = \frac{W_s}{W_s + W_{crn}} \tag{2.2}$$

avec $h_s$ l'épaisseur totale de neige (m). $z_0$ la longueur de rugosité (m). $\omega_{sv}$ est un paramètre empirique fixé à 2 [Decharme et al., 2019]. $W_s$ l'équivalent en eau de la neige ($kg.m^{-2}$). $W_{crn}$ l'équivalent critique en eau de la neige égal par définition à 10 $kg.m^{-2}$.

La fraction totale de neige est enfin calculée par :

$$p_{sn} = (1 - veg) p_{sn,g} + veg\, p_{sn,v} \tag{2.3}$$

avec $veg$ la fraction de végétation sur la maille. Cette fraction de végétation varie selon le type de sol (*e.g.* 0.0 pour un sol nu et 0.95 pour une prairie) et de façon exponentielle suivant l'indice de surface foliaire, LAI, issu d'ECOCLIMAP (4).

### 2.3.2 Le modèle ISBA-3L

La version d'ISBA avec une discréatisation du sol en 3 couches a été initialement développée afin de distinguer les flux d'eau dans la zone influencée par les processus racinaires et la couche sous-racinaire. Le principe général du modèle est dicté par les principes de conservation de l'énergie et de la masse.

#### 2.3.2.1 Température du sol et bilan d'énergie

La température de la couche superficielle du sol $T_s$ (assimilée à une couche d'épaisseur 1 cm) assure la représentation du bilan d'énergie de surface dans ISBA-3L.

Le cycle diurne de la température dépend d'une part du flux de chaleur vertical dans le sol G et d'autre part de la température moyenne du sol profond $T_2$ (Figure 2.5) sur une durée temporelle $\tau$ fixée à une journée (en $s$) suivant la formulation de Bhumralkar [1975] et Blackadar [1976] :

(4). Le LAI, Leaf Area Index, est une grandeur qui informe sur la densité de végétation sur la surface du sol.

$$\begin{cases} \dfrac{\partial T_s}{\partial t} = C_T G - \dfrac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2) \\ \\ \dfrac{\partial T_2}{\partial t} = \dfrac{1}{\tau}(T_s - T_2) \end{cases} \tag{2.4}$$

avec $C_T$ la capacité calorifique du sol ($J.kg^{-1}.K^{-1}$).

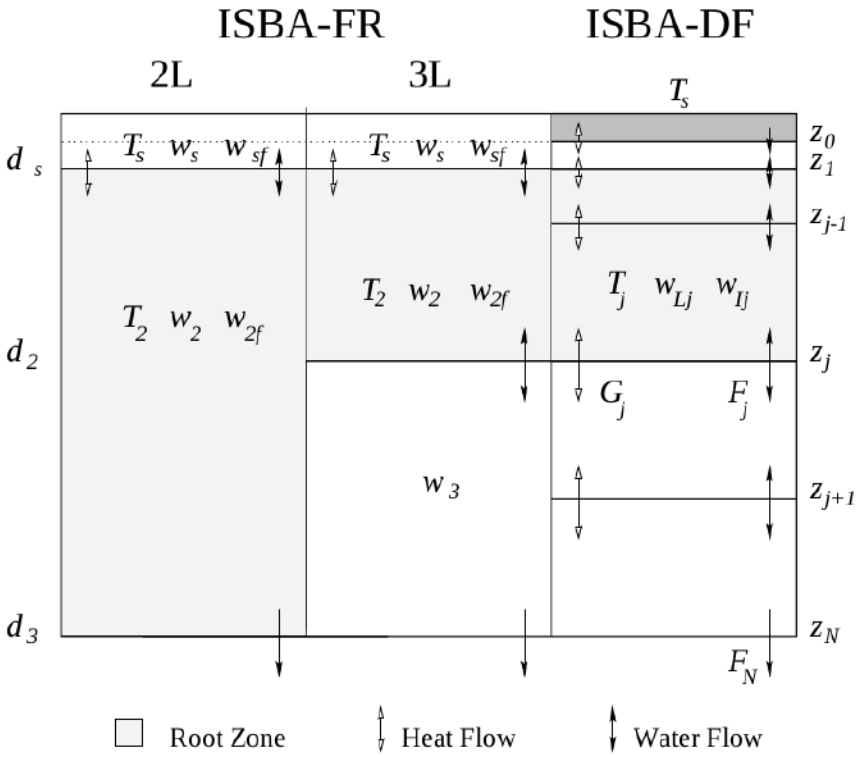



FIGURE 2.5 – Discrétisation du sol dans les différentes versions du modèle ISBA, d'après Boone et al. [2000]

La capacité calorifique du sol est dépendante notamment de la discrétisation du sol entre les différents couverts selon la figure 2.4 :

$$C_T = \frac{1}{\left[\dfrac{(1-veg)(1-p_{sn,g})}{C_g} + \dfrac{veg(1-p_{sn,v})}{C_v} + \dfrac{p_{sn}}{C_s}\right]} \tag{2.5}$$

où $veg$ est la fraction de végétation dans un pixel ISBA prescrit par ECOCLIMAP-II ou issue d'observations. $C_g$, $C_v$ et $C_s$ sont les capacités calorifiques respectivement du sol, de la canopée et de la neige ($J.kg^{-1}.K^{-1}$).

Considérant le volume de sol comme infiniment petit, il est possible de négliger les variations temporelles d'énergie dans le sol et de réduire l'équation de conservation de

l'énergie pour donner une estimation de l'évolution du flux de chaleur vertical dans le sol :

$$G = R_n - H - LE \tag{2.6}$$

avec $R_n$ le rayonnement net (W.m$^{-2}$), H le flux de chaleur sensible (W.m$^{-2}$) et LE le flux de chaleur latente (W.m$^{-2}$)

Conformément à ce que nous avons vu à la section 1.1.1, le flux de chaleur sensible s'écrit comme :

$$H = \rho_a c_p C_H V_a (T_s - T_a) \tag{2.7}$$

où $\rho_a$ est la masse volumique de l'air (kg.m$^{-3}$), $c_p$ la capacité calorifique à pression constante de l'air (J.kg$^{-1}$.K$^{-1}$), $V_a$ la vitesse du vent (m.s$^{-1}$) et $C_H$ le coefficient d'échange dépendant des conditions de stabilité de l'air et de la rugosité de surface.

En général, les températures de l'Eq.2.7 sont exprimées en température potentielle, mais pour simplifier, nous les avons approchées dans ce manuscrit en utilisant la température réelle de l'air.

Le flux de chaleur latente LE, quant à lui, est la somme de l'évaporation d'eau liquide pour un sol nu $E_g$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$), de l'évapotranspiration de la végétation $E_v$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$) et de la sublimation de la neige $E_s$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$) selon l'équation :

$$LE = L_v(E_g + E_v) + L_s E_s \tag{2.8}$$

avec $L_v$ et $L_s$ la capacité calorifique respectivement de vaporisation et de sublimation (J.kg$^{-1}$).

L'évaporation pour le sol nu est donnée par :

$$E_g = (1 - veg)\rho_a C_H V_a [h_u q_{sat}(T_s) - q_a] \tag{2.9}$$

et l'évapotranspiration au niveau de la végétation par :

$$E_v = E_c + E_{tr} = veg\rho_a C_H V_a h_v [q_{sat}(T_s) - q_a] \tag{2.10}$$

avec $veg$ la fraction de sol couverte par la végétation, $q_{sat}(T_s)$ l'humidité spécifique saturante à la surface (kg.kg$^{-1}$), $q_a$ l'humidité spécifique de l'air (kg.kg$^{-1}$), $h_u$ l'humidité relative à la surface et $h_v$ le coefficient adimensionnel de Halstead.

Ce dernier coefficient assure une distinction entre l'évaporation directe de la végétation $E_c$ et la transpiration des feuilles $E_{tr}$ selon l'équation définie dans Noilhan and Planton [1989] :

$$h_v = (1-\delta)\frac{R_a}{R_a+R_s} + \delta \tag{2.11}$$

où $R_a$ est la résistance aérodynamique ($s.m^{-1}$), $R_s$ est la résistance stomatique ($s.m^{-1}$) et $\delta$ la fraction de feuillage interceptant l'eau.

#### 2.3.2.2 Bilan en eau

Le bilan en eau de surface est principalement influencé par la quantité de précipitations reçue au niveau du sol. Cependant toutes les précipitations ne rejoignent pas directement le sol et une distinction doit être faite entre la part interceptée par le canopée, la part stockée au niveau de la neige et enfin la part précipitante directement au sol. Le bilan en eau global d'ISBA pour la surface est définie tel que :

$$\frac{dW}{dt} = \frac{dW_g}{dt} + \frac{dW_n}{dt} + \frac{dW_r}{dt} \tag{2.12}$$

avec $W_g$ le stock en eau du sol ($kg.m^{-2}$), $W_n$ le stock en eau dans le réservoir de neige ($kg.m^{-2}$) et $W_r$ le stock en eau de la canopée ($kg.m^{-2}$).

Ce schéma reprend l'approche réservoir de Deardorff [1978] pour représenter l'évolution temporelle des masses d'eau stockées. Pour le réservoir de végétation l'équation de masse s'écrit :

$$\frac{dW_r}{dt} = (1-p_{sn,v})veg P_r - (E_c + d_r) \tag{2.13}$$

$p_{sn,v}$ correspond à la fraction de la végétation recouverte de neige. $veg\,P_r$ est la fraction de précipitation interceptée par la canopée ($kg.m^{-2}.s^{-1}$). $E_c$ est l'estimation de l'évaporation directe de l'eau interceptée par la végétation. $d_r$ est la composante du stock d'interception qui contribue au ruissellement de surface lorsque ce réservoir est saturé.

Une paramétrisation de la contribution du réservoir de la canopée au ruissellement a été proposée par Mahfouf et al. [1995] à l'échelle globale selon une fonction exponentielle :

$$d_r = P_r e^{\frac{\mu(W_r - W_{r,max})}{P_r \Delta t}} \tag{2.14}$$

$\mu$ représente la fraction de la maille effectivement mouillée, elle est fixée à 0.1. $W_{r,max}$

est la capacité maximale du réservoir de la canopée proportionnelle à la densité de feuillage.

L'évolution temporelle de la masse d'eau stockée par le réservoir de sol est définie par :

$$\frac{dW_g}{dt} = I_r - E_g - E_{tr} - D \tag{2.15}$$

avec $I_r$ l'infiltration réelle ($kg.m^{-2}.s^{-1}$). $E_g$ l'évaporation du sol nu définie par l'Eq. 2.9 ($kg.m^{-2}.s^{-1}$). $D$ représente le puits de masse par drainage ($kg.m^{-2}.s^{-1}$).

Enfin l'évolution temporelle dans le réservoir de neige s'écrit :

$$\frac{dW_n}{dt} = P_n + p_{sn,g}[P_r(1 - veg) + d_r] - E_s - S_m \tag{2.16}$$

avec $P_n$ les précipitations neigeuses ($kg.m^{-2}.s^{-1}$). $E_s$ l'évaporation du manteau neigeux ($kg.m^{-2}.s^{-1}$). $S_m$ la masse de neige fondue quittant le réservoir ($kg.m^{-2}.s^{-1}$).

Ce bilan global est complété par des bilans hydrologiques spécifiques décrivant les flux de masse au sein des différentes couches du sol. Ces bilans sont définis sur les trois couches hydrologiques prescrites selon la figure 2.6. Ces trois couches correspondent pour la profondeur comprise entre 0 et $d_1$ à la couche superficielle, pour la profondeur comprise entre 0 et $d_2$ à la couche racinaire (cela implique que la couche superficielle est incluse dans la couche de profondeur $d_2$) et pour la profondeur entre $d_2$ et $d_3$ à la couche sous-racinaire.

Chacune des trois couches possède une équation de bilan en eau distincte liée aux autres couches par le biais de transferts verticaux de contenu en eau. Ainsi la teneur en eau de la couche superficielle $\omega_1$ contribue à la teneur en eau de la couche racinaire $\omega_2$ suivant une approche force-restore [Deardorff, 1978].
La couche sous-racinaire a été introduite par Boone et al. [1999] pour différencier la couche racinaire de la profondeur totale du sol et pour prendre en compte un contenu en eau distinct et non influencé par la végétation, $\omega_3$, de cette zone. Toutes les valeurs de teneurs en eau sont bornées par une valeur minimale $\omega_{min}$ qui évite que le sol ne s'assèche totalement (en effet même dans un sol très sec une fine pellicule d'eau reste liée aux grains par adsorption) et une valeur maximale $\omega_{sat}$, définie pour caractériser la porosité du sol.

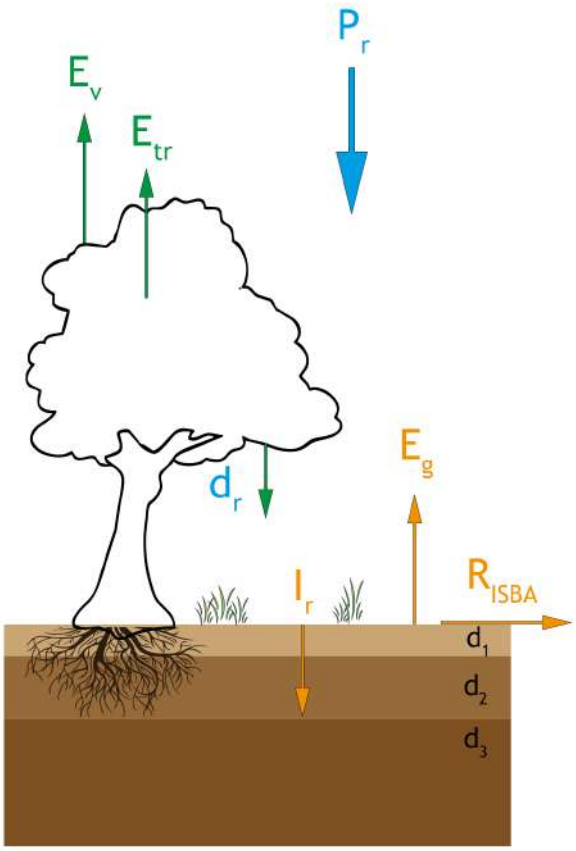



FIGURE 2.6 – Représentation du bilan d'eau comme modélisé par ISBA-3L.

Les équations qui régissent l'évolution de la teneur en eau de ces différentes couches sont de la forme :

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \omega_1}{\partial t} = & \dfrac{C_1}{\rho_\omega d_1}(I_r - E_g - Q_{fz_1}) - D_1 & (\omega_{min} < \omega_1 < \omega_{sat}) \\ \dfrac{\partial \omega_2}{\partial t} = & \dfrac{1}{\rho_\omega d_2}(I_r - E_g - E_{tr} - Q_{fz_1} - Q_{fz_2}) - K_2 - D_2 & (\omega_{min} < \omega_2 < \omega_{sat}) \\ \dfrac{\partial \omega_3}{\partial t} = & \dfrac{d_2}{d_3 - d_2}(K_2 + D_2) - K_3 & (\omega_{min} < \omega_3 < \omega_{sat}) \end{cases} \quad (2.17)$$

avec $C_1$ le coefficient de relaxation du sol contrôlant les échanges d'humidité entre la surface et l'atmosphère, $\rho_\omega$ la masse volumique de l'eau ($kg.m^{-3}$). $D_1$ ($s^{-1}$) et $D_2$ ($s^{-1}$) les termes de diffusion de l'humidité. $Q_{fz_1}$ et $Q_{fz_2}$ représentent les flux respectivement de surface et sub-surface lors du gel/dégel du sol ($kg.m^{-2}$). $K_2$ ($s^{-1}$) et $K_3$ ($s^{-1}$) sont les termes de drainage gravitationnels. $I_r$ correspond à l'infiltration réelle ($kg.m^{-2}$).

#### 2.3.2.3 Ruissellement et infiltration

Les deux mécanismes participant à la production de ruissellement, présentés dans la section 1.3.2.3, sont représentés dans ISBA par des paramétrisations sous-maille. Le ruissellement de Dunne, généré par une saturation du réservoir de sol, est paramétré suivant deux approches. La première, introduite par Habets et al. [1999], s'appuie sur le schéma proposé dans le modèle hydrologique Variable Infiltration Capacity Dümenil and Todini [VIC, 1992]. Le ruissellement se base sur une discrétisation de chaque cellule en réservoirs élémentaires auxquels sont affectés des capacités d'infiltration propres $I_{pr}$. Lorsque la capacité des réservoirs non-saturés est connue, alors tous les réservoirs ayant une capacité inférieure à $I_{pr}$ contribuent à l'estimation de la fraction de cellule saturée $A$. La deuxième méthode se base sur l'approche TOPMODEL développée par Habets and Saulnier [2001] et étendue par Decharme and Douville [2006]. Cette méthode détermine la fraction de maille saturée $f_{sat}$ afin d'estimer la fraction de précipitations atteignant directement le sol. Le ruissellement résultant s'exprime selon les équations :

$$\begin{cases} Q_D^{VIC} & = \int_{I_{pr}}^{I_{pr}+P_r} A(I)dI \\ Q_D^{TOP} & = f_{sat}(1-veg)P_r \end{cases} \tag{2.18}$$

avec $P_r$ le cumul de précipitations ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) et $f_{sat}$ la fraction de cellule saturée.

Le ruissellement de Horton, atteint lorsque l'intensité des précipitations dépasse le taux d'infiltration du sol, a été paramétré par Decharme and Douville [2006] selon :

$$Q_H = (1-\delta_f)max(0, S_m + (1-veg)P - I_{no_gel}) + \delta_f max(0, S_m + (1-veg)P - I_{gel}) \tag{2.19}$$

avec $\delta_f$ la fraction de sol gelé, $I_{no_gel}$ le taux d'infiltration d'un sol non gelé et $I_{gel}$ le taux d'infiltration d'un sol gelé.

Le ruissellement simulé par ISBA se résume donc à :

$$Q_{ISBA} = Q_D + (1-f_{sat})Q_H \tag{2.20}$$

En ce qui concerne l'infiltration réelle $I_r$, elle est définie comme la différence du potentiel maximal d'infiltration du sol $I_p$ et la part du stock ne s'infiltrant pas mais participant au ruissellement $Q_{ISBA}$ tel que :

$$I_r = I_p - Q_{ISBA} \tag{2.21}$$

L'infiltration potentielle maximale est définit par :

$$I_p = [(1 - veg)P_r + d_r](1 - p_n) + p_n S_m \tag{2.22}$$

soit pour l'infiltration réelle :

$$I_r = \min\left\{ I_p, [(1 - veg)P_r + d_r](1 - p_n) + p_n S_m - Q_{ISBA} \right\} \tag{2.23}$$

#### 2.3.2.4 Diffusion

La diffusion verticale de l'humidité dans le sol est un processus clé dans les échanges entre les différentes couches du sol et caractérise la capacité d'un liquide à monter ou descendre dans un milieu poreux. Dans le schéma d'ISBA-3L deux types de diffusion sont décrites suivant le milieu dans lequel elle apparaît.
La diffusion entre la couche superficielle $d_1$ et la couche racinaire $d_2$ est proportionnelle à la teneur en eau de la première couche et le contenu en eau superficielle à l'équilibre entre les forces de gravité et de capillarité noté $\omega_{w_{eq}}$ suivant l'équation :

$$D_1 = \frac{C_2}{\tau}(\omega_1 - \omega_{w_{eq}}) \tag{2.24}$$

où $C_2$ est le coefficient de relaxation qui détermine la vitesse de rétablissement de l'équilibre hydrique entre les deux couches et $\tau$ la constante de relaxation égale à un jour (en s).

La diffusion entre la couche racinaire et sous-racinaire est directement calculée suivant la différence de teneur en eau :

$$D_2 = \frac{C_4}{\tau}(\omega_2 - \omega_{w_3}) \tag{2.25}$$

avec $C_4$ le coefficient de relaxation qui détermine la vitesse de rétablissement de l'équilibre hydrique entre les deux couches.

#### 2.3.2.5 Drainage

De la même façon le drainage gravitationnel est séparé en deux termes. Le premier définit le drainage gravitationnel entre la couche racinaire et la couche sous-racinaire $K_2$ et le deuxième caractérise le drainage gravitationnel entre la couche sous-racinaire et le sous-sol. Ces termes apparaissent lorsque la teneur en eau est supérieure à la capacité totale du sol $\omega_{fc}$. Les deux termes de drainage sont calculés suivant les équations introduites par Mahfouf and Noilhan [1996] pour $K_2$ et Boone et al. [1999] pour $K_3$ :

$$K_2 = \frac{d_3}{d_2}\frac{C_3}{\tau} max(0, \omega_2 - \omega_{fc}) \tag{2.26}$$

$$K_3 = \frac{d_3}{(d_3 - d_2)}\frac{C_3}{\tau} max(0, \omega_3 - \omega_{fc}) \tag{2.27}$$

Depuis cette version initiale, Habets et al. [1999] a introduit un drainage résiduel qui correspond à la valeur minimale assurant un soutien aux étiages en périodes sèches.

Il est important de noter que tous les coefficients forçage-relaxation ainsi que les paramètres hydrologiques associés à chaque couche sont dépendants de l'humidité du sol ainsi que des propriétés de texture du sol développées par Noilhan et al. [1995] elles-mêmes provenant des paramètres de Clapp and Hornberger [1978]. Elles ont été réécrites par Decharme and Douville [2006] afin de tenir compte du profil exponentiel de conductivité hydraulique à saturation tel que :

$$k_{sat}(z) = k_{sat,c} e^{-f(z-d_c)} \tag{2.28}$$

où $k_{sat,c}$ est la valeur minimale de la conductivité hydraulique à saturation ($m.s^{-1}$), $f$ est le coefficient de décroissance ($m^{-1}$) et $d_c$ la profondeur minimale de la zone saturée (m).

Cette dernière équation amène à écrire la conductivité hydraulique du sol suivant le potentiel hydrique de la couche $i$, $w_i$, selon :

$$k(w_i, z) = k_{sat(z)} \left(\frac{w_i}{w_{sat}}\right)^{2b+3} \tag{2.29}$$

avec $w_{sat}$ l'humidité du sol à saturation et $b$ la pente de la courbe de rétention hydrique.

### 2.3.3 Le modèle ISBA-DF

La version diffusive d'ISBA reprend la structure d'ISBA-3L pour ce qui est de la structuration du sol mais divise celui-ci en N couches (le nombre de couches par défaut est de 12) dont la profondeur totale atteint 12 m [Decharme et al., 2013]. En outre, la surface est une couche explicite qui n'est plus contenue dans la deuxième couche comme cela est le cas dans la méthode "force-restore".
L'épaisseur de chaque couche est prescrite afin de réduire au maximum les artefacts introduits par la résolution numérique en différences finies. Ces profondeurs sont prescrites en mètres : 0.01 ,0.04, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1, 1.5, 2, 3, 5, 8 et 12, mais peuvent être modifiées par l'utilisateur pour les adapter à des cas spécifiques.

Du point de vue des bilans d'énergie et d'eau, la méthode de résolution s'apparente à

la méthode "force-restore" d'ISBA-3L à laquelle s'ajoute une résolution explicite des équations verticales de Fourier et de Darcy assurant une meilleure représentation de l'hétérogénéité verticale des propriétés thermiques et hydrauliques du sol [Decharme et al., 2016]. Le drainage est similaire sur le plan conceptuel mais a une formule différente alors que les autres schémas, tels que le ruissellement de surface ou la prise en compte du manteau neigeux, restent identiques.

Concernant le schéma de neige, seule l'expression donnant la fraction recouvrant le sol nu diffère légèrement de l'Eq. 2.1 avec :

$$p_{sn,g} = \min(1, \frac{D_n}{D_{ng}}) \tag{2.30}$$

avec $D_n$ la profondeur totale de sol (similaire à $h_s$ mais la notation est modifiée afin de bien distinguer les deux schémas, ici il faut comprendre que la profondeur totale est équivalente à la somme des épaisseurs de chaque couche) et $D_{ng}$ une profondeur limite pour la neige dans le sol fixée à 0.01 m.

#### 2.3.3.1 Température du sol et bilan d'énergie

Le flux de chaleur dans le sol est déterminé par l'équation unidimensionnelle de transfert thermique de Fourier :

$$c_g \frac{\partial T_g(z)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[\lambda_g(z)\frac{\partial T_g(z)}{\partial z}\right] + \frac{L_f Q_{fz}(z)}{\Delta z} \tag{2.31}$$

avec $c_g$ la capacité calorifique du sol ($J.m^{-3}.K^{-1}$), $T_g$ la température du sol (K), $\lambda_g$ la conductivité thermique du sol ($W.m^{-1}.K^{-1}$), $L_f$ la chaleur latente de fusion ($3.337.10^5$ $J.kg^{-1}$), $Q_{fz}$ le flux de gel/dégel pour le contenu en eau du sol dans chaque couche ($kg.m^{-2}.s^{-1}$).

La spécificité du schéma de la version récente d'ISBA-DF est la séparation du bilan d'énergie en deux schémas indépendants : l'un associé au manteau neigeux et l'autre au continuum sol-végétation-plaines d'inondations [Decharme et al., 2019]. Les équations décrivant l'évolution de la température de surface $T_{g1}$ et de la couche $i$, $T_i$ sont :

$$\frac{\partial T_{g1}}{\partial t} = C_T[G - \frac{\overline{\lambda}}{\Delta\widetilde{z}}(T_s - T_2)] \tag{2.32}$$

$$\frac{\partial T_i}{\partial t} = \frac{1}{c_{gi}}\frac{1}{\Delta z_i}[\frac{\overline{\lambda_{i-1}}}{\Delta\widetilde{z}_{i-1}}(T_{i-1} - T_i) - \frac{\overline{\lambda_i}}{\Delta\widetilde{z}_i}(T_i - T_{i+1})] \qquad \forall i = 2, N \tag{2.33}$$

avec $\Delta z_i$ l'épaisseur de la couche i (m), $\Delta\widetilde{z}_i$ l'épaisseur entre les centres de deux couches

successives (m), $C_T$ la capacité calorifique de la surface ($K.m^{-2}.J^{-1}$), $c_{gi}$ est la capacité calorifique totale du sol pour la couche i ($J.m^{-3}.K^{-1}$) et $\overline{\lambda_i}$ représente la conductivité thermique moyenne à l'interface entre deux couches successives ($W.m^{-1}.K^{-1}$).

L'épaisseur entre les centres de chaque couche $\Delta\widetilde{z_i}$ est calculée en prenant la moyenne des épaisseurs de deux couches successives tandis que la conductivité thermique moyenne de ces mêmes couches correspond à une moyenne harmonique de chaque couche pondérée par l'épaisseur :

$$\overline{\lambda_i} = \frac{(\Delta z_{i+1}\lambda_{i+1} + \Delta z_i \lambda z_i)}{\Delta z_{i+1} + \Delta z_i} \tag{2.34}$$

La capacité calorifique totale du sol $c_{gi}$, dépendante de la porosité du sol, de la teneur en eau du sol et de sa conductivité, est la somme des capacités calorifiques de l'eau et de l'air comme proposé par Peters-Lidard et al. [1998]. Afin de résoudre ces équations, un schéma numérique implicite "backward" basé sur la méthode des différences finies a été introduit dans le modèle ISBA-DF.

#### 2.3.3.2 Le bilan en eau

Le bilan en eau dans le modèle ISBA-DF utilise une version des équations de Richards qui permet de décrire les flux massiques dans le sol suivant la loi de Darcy. Les évolutions massiques sont alors exprimées sous forme de bilan volumique et les gradients hydrauliques sous forme de charge en eau. Le principal avantage d'utiliser cette forme d'équations est la possibilité d'applications à tous types de sols qu'ils soient homogènes ou hétérogènes, saturés ou non-saturés.

Le bilan en eau général d'ISBA-DF reprend l'aspect général de l'Eq. (2.12). Seul le terme de ruissellement $S_m$ issu du manteau neigeux est corrigé afin de prendre en compte des processus supplémentaires comme la percolation de l'eau de fonte à travers le manteau neigeux, le gel de l'eau de fonte et la modification des contenus en eau pour les différentes couches.

En considérant le même nombre N de couches que précédemment établi, la combinaison de l'équation de continuité et de la loi de Darcy amène à l'équation de Richards où les flux en eau $F$ sont paramétrés suivant le jeu d'équations suivant pour le flux de masse et de vapeur :

$$\frac{\partial \omega_1}{\partial t} = \frac{1}{\Delta z_1}[-\overline{k_1}(\frac{\Psi_1 - \Psi_2}{\Delta \widetilde{z_1}} + 1) - \overline{\nu_1}(\frac{\Psi_1 - \Psi_2}{\Delta \widetilde{z_1}}) + \frac{Q_{src} - Q_{fz} - Q_{sb}}{\rho_\omega}] \tag{2.35}$$

$$\frac{\partial \omega_i}{\partial t} = \frac{1}{\Delta z_i}[F_{i-1} - F_i + \frac{Q_{src_i} - Q_{fz_i} - Q_{sb_i}}{\rho_\omega}] \tag{2.36}$$

avec le flux à l'interface entre deux couches calculé par :

$$F_i = \overline{k_i}\left(\frac{\Psi_i - \Psi_{i+1}}{\Delta \widetilde{z_i}} + 1\right) + \overline{\nu_i}\left(\frac{\Psi_i - \Psi i + 1}{\Delta \widetilde{z_i}}\right) \tag{2.37}$$

où $\overline{k_1}$ est la conductivité hydraulique moyenne de la couche superficielle ($m.s^{-1}$), $\overline{k_i}$ est la moyenne des conductivités hydrauliques entre les centres de deux couches successives ($m.s^{-1}$) soit :

$$\overline{k_i} = \sqrt{k_i(\Psi_i)\, k_{i+1}(\Psi_{i+1})} \tag{2.38}$$

$\overline{\nu_1}$ est la conductivité isotherme de vapeur de la couche superficielle ($m.s^{-1}$), $\overline{\nu_i}$ est la moyenne des conductivités isothermes de vapeur entre les centres de deux couches successives calculées selon l'approche de Braud et al. [1993] ($m.s^{-1}$), $\Psi_i$ le potentiel hydrique de la couche $i$ (m), $Q_{src}$ l'ensemble des termes sources/puits du sol telles que l'évapotranspiration et l'infiltration ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) et $Q_{sb}$ les ruissellements de sub-surface simulés par l'approche TOPMODEL par rapport à la topographie sous-maille ($kg.m^{-2}.s^{-1}$).

Cette dernière équation est simplifiée pour la couche $N$ la plus profonde du sol où les gradients de potentiel hydrique sont négligeables pour devenir :

$$F_N = k_N \tag{2.39}$$

avec $k_N$ le conductivité hydraulique de la couche $N$.

Cette hypothèse assure une condition à la limite basse pour le drainage même si la description des eaux souterraines et donc la présence d'aquifères nécessite une paramétrisation différente. Pour plus de détails sur la paramétrisation des aquifères, le lecteur se tournera vers la thèse de Vergnes [2012]. Le lecteur se référera à Boone et al. [2000] pour la méthode de résolution.
Dans cette approche, le sol est discrétisé en N couches dont l'épaisseur de la couche j est $\Delta z_j$ et l'épaisseur entre le milieu de deux couches successives est $\Delta \widetilde{z_j}$. Les différentes discrétisations sont illustrées par la figure 2.5 de la section 2.3.2.

#### 2.3.3.3 Les processus de gel/dégel du sol

Afin de compléter la représentation du sol, un processus de gel du sol a été mis au point par Decharme et al. [2016] dans le but d'améliorer la dynamique des régions sujettes à ce phénomène.
La tendance du sol à geler est résolue explicitement sur chaque couche de sol en prenant en compte les effets de sublimation de la glace et le rayonnement de la végétation [Boone et al., 2000]. Ce changement de phase est simulé à chaque pas de temps si la disponibilité en énergie et en eau est suffisante. L'ajout de ces processus se traduit par des termes supplémentaires de changement de phase dans les bilans d'énergie et d'eau pour la couche superficielle et la couche racinaire. En terme de contenu en eau, l'évolution temporelle est définie par les équations :

$$\frac{\partial \omega_{1,f}}{\partial t} = \frac{1}{d_1 \rho_\omega} \left( F_{1,\omega} - E_{g,f} \right) \qquad (0 \leqslant \omega_{1,f} \leqslant \omega_{sat} - \omega_{min}) \qquad (2.40)$$

$$\frac{\partial \omega_{2,f}}{\partial t} = \frac{1}{(d_2 - d_1)\rho\omega} F_{2,\omega} \qquad (0 \leqslant \omega_{2,f} \leqslant \omega_{sat} - \omega_{min}) \qquad (2.41)$$

avec $\omega_{1,f}$ et $\omega_{2,f}$ respectivement le contenu en eau volumique équivalent pour la glace dans la couche superficielle et la couche racinaire ($m^3.m^{-3}$). $F_{1,\omega}$ et $F_{2,\omega}$ ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) respectivement le terme de changement de phase dans la couche superficielle et dans la couche racinaire. $E_{g,f}$ ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) le flux de sublimation à la surface en présence de glace.

Les flux de masse dus à la formation de glace ou à la fonte sont exprimés suivant les équations :

$$F_{1,\omega} = (1 - p_{n,g})(F_{1,m} - F_{1,f}) \qquad (2.42)$$

$$F_{2,\omega} = (1 - p_{n,g})(F_{2,m} - F_{2,f}) \qquad (2.43)$$

avec l'indice numérique représentant la couche (1 pour la couche superficielle et 2 la couche racinaire). L'indice alphabétique informe sur le gel ($f$) ou la fonte ($m$).

De plus, le contenu en eau maximal susceptible de geler est déterminé par l'approche énergétique de Gibbs en fonction de la température [Fuchs et al., 1978]. Ce paramètre introduit une limite pour la formation de la glace dans le sol. Cette approche permet aussi de déterminer la température maximale de changement d'état de l'eau [Decharme et al., 2016].

Ce phénomène de gel-dégel est important en hydrologie car il influence la capacité de rétention en eau du sol. En effet, l'eau gelée est prise en compte dans la couche de sol ce qui laisse moins d'espace à l'eau liquide tout en modifiant les flux de masse par capillarité ou drainage.

Enfin, la végétation possède un effet de rayonnement non négligeable qui est pris en compte dans les équations de production de glace ou sa fonte par le biais du coefficient $K_{I,s}$ [Boone et al., 2000] :

$$K_{I,s} = \left(1 - \frac{veg}{K_{I,2}}\right)\left(1 - \frac{LAI}{K_{I,3}}\right) \tag{2.44}$$

avec $K_{I,2}$ et $K_{I,3}$ des coefficients sans dimension pour la végétation déterminés par Giard and Bazile [2000].
Cette équation assure un ralentissement du processus de gel lorsque la fraction $veg$ augmente et donc qu'une partie de l'énergie radiative est utilisée pour réchauffer ou refroidir la végétation présente sur la maille.

### 2.3.4 Le traitement spécifique de la neige dans ISBA

La neige modifie de façon significative le bilan d'énergie de surface, notamment les flux de conduction du sol, par une réduction de la longueur de rugosité et l'augmentation de l'albédo de surface. Ces composantes sont donc indispensables pour une modélisation réaliste des interactions neige-atmosphère et des processus hydrologiques.
Les lacs se situent principalement dans des zones soumises aux précipitations neigeuses et couvertes de sols pouvant geler. Cela s'observe de manière générale et plus spécifiquement pour les lacs étudiés dans le cadre de cette thèse (voir notamment au chapitre 4). Même si les processus neigeux ne figurent pas au cœur du travail présenté, il est nécessaire d'en tracer les grandes lignes.
Plusieurs schémas de neige sont proposés dans ISBA :

- un schéma mono-couche ;
- un schéma multi-couches ISBA-Explicit Snow [ES, Boone and Etchevers, 2001] ;
- un schéma complexe pour le suivi des propriétés du manteaux neigeux et le risque d'avalanches CROCUS [Vionnet et al., 2012].

La mise en place d'un schéma explicite de neige assure la résolution des gradients thermiques et de densité présents dans le manteau neigeux. Le schéma permet aussi la distinction entre le bilan d'énergie du sol et du manteau neigeux ainsi que l'estimation des échanges thermiques conductifs entre le sol et la neige et la simulation de l'évolution des réservoirs d'eau.

#### 2.3.4.1 Le schéma mono-couche

Le schéma mono-couche possède trois variables pronostiques : l'équivalent en eau $W_n$ (Snow Water Equivalent, SWE), l'albédo $\alpha_n$ et la densité moyenne de la neige $\rho_n$. La première est régie par l'Eq. (2.16) et estime les évolutions du manteau neigeux suivant les précipitations neigeuses et la sublimation de la neige. La densité de neige décrit l'état du manteau neigeux et varie, à un taux fixe [Verseghy, 1991] jusqu'à une valeur seuil de 300 kg.m$^{-3}$. Enfin l'albédo de la neige est une variable permettant de corriger l'estimation d'albédo moyenne $\alpha_t$ sur la cellule en prenant en compte les phénomènes de fonte et de vieillissement de la neige tel que :

$$\alpha_t = (1 - \rho_{sn}\alpha + p_{sn}\alpha_n) \tag{2.45}$$

avec $\alpha$ l'albédo du couvert de sol sur la maille.

Concernant le bilan d'énergie, la forme du bilan pour le manteau neigeux peut se résumer sous la forme :

$$c_n \frac{dT_n}{dt} = R_{n,n} - H_n - LE_{S,n} - G_n + F_n \tag{2.46}$$

L'apport du schéma ES par Boone and Etchevers [2001] est de mieux détailler la représentation des processus au sein du manteau neigeux et notamment les échanges d'eau entre les différentes couches de neige. Le modèle ISBA-ES a été développé dans une optique de couplage avec les modèles atmosphériques et les modèles hydrologiques distribués. Ce schéma divise le manteau neigeux en trois couches utilisant quatre variables pronostiques pour décrire l'état du manteau neigeux à chaque pas de temps : l'équivalent en eau du manteau neigeux, la chaleur stockée par la neige $H_s$, l'épaisseur de la couche $D$ et l'albédo $\alpha_n$.
Ainsi le réservoir de neige est assimilé à un réservoir qui vide une partie de son contenu dans la couche du dessous si sa capacité maximale est atteinte et où l'eau qui a percolé peut à nouveau geler. Le bilan simplifié s'écrit donc :

$$\frac{dW_n}{dt} = P_n - E_s - T_r \tag{2.47}$$

avec $T_r$ la composante prenant en compte les phénomènes de ruissellement mais aussi de percolation et de gel/dégel à travers le manteau.

L'ajout de ces derniers processus implique un possible retard entre la fonte de surface (5) et le ruissellement qui s'écoule hors du manteau neigeux avec un effet sur l'hydrologie des bassins versants soumis à des régimes de type montagneux ou

(5). La fonte de surface débute lorsque la température de la neige, $T_n$ est supérieure à 273.15 K.

arctique.

Pour des détails plus précis, le lecteur se tournera vers les études de Boone and Etchevers [2001], Decharme et al. [2016], Vionnet et al. [2012]

## 2.4 Le modèle de routage en rivière : CTRIP

Les modèles de surface tels qu'ISBA assurent la production des flux de surface et de sub-surface mais n'ont pas vocation à transformer ces quantités d'eau en débits transférés dans les bassins versants considérés. Ce transfert est simulé par le biais de modèles dédiés appelés modèles de routage en rivière.

### 2.4.1 Version native : le modèle TRIP

Plusieurs schémas de routage ont été développés dans les années 90 [Coe, 1998, Fekete et al., 2001, Hagemann and Dümenil, 1997, Vörösmarty et al., 1989]. Le modèle initial utilisé au CNRM était celui de Oki and Sud [1998] appelé Total Runoff Integrating Pathways (TRIP). Ce schéma utilise une vitesse constante et uniforme de 0.5 $m.s^{-1}$ pour transférer les masses d'eau sur des grands bassins fluviaux à la résolution de 1° x 1° (6). De plus, chaque cellule contient un unique tronçon de rivière. Pour déterminer l'évolution temporelle des masses d'eau, TRIP résout une équation de bilan de masse avec comme variable pronostique la stock d'eau contenu dans un tronçon de rivière sur la maille. Ainsi sur chaque cellule du bassin, le débit entrant est issu des cellules amonts puis ajouté au ruissellement et drainage de la cellule étudiée pour déterminer le débit sortant à transférer à la cellule aval. L'ordre des cellules est spécifié par un réseau de routage intrinsèque à TRIP sous l'hypothèse que chaque tronçon de rivière peut recevoir une certaine quantité d'eau de plusieurs affluents mais ne peut transférer son stock qu'à travers un unique exutoire. À l'échelle de travail, il n'est pas possible de représenter chaque tronçon de rivière de manière correcte et réaliste ce qui oblige à regrouper plusieurs tronçons de rivière sous la forme d'un tronçon rectangulaire équivalent.

### 2.4.2 La version CNRM : CTRIP

#### 2.4.2.1 Principe général

Dans le cadre d'applications spécifiques au CNRM, TRIP a subit de nombreuses améliorations qui ont abouti au développement d'une version de TRIP propre au CNRM, appelée CTRIP et présentée sur la figure 2.7.

(6). Cette résolution correspond à une distance de 110 km en longitude et 110 km en latitude au niveau de l'équateur.

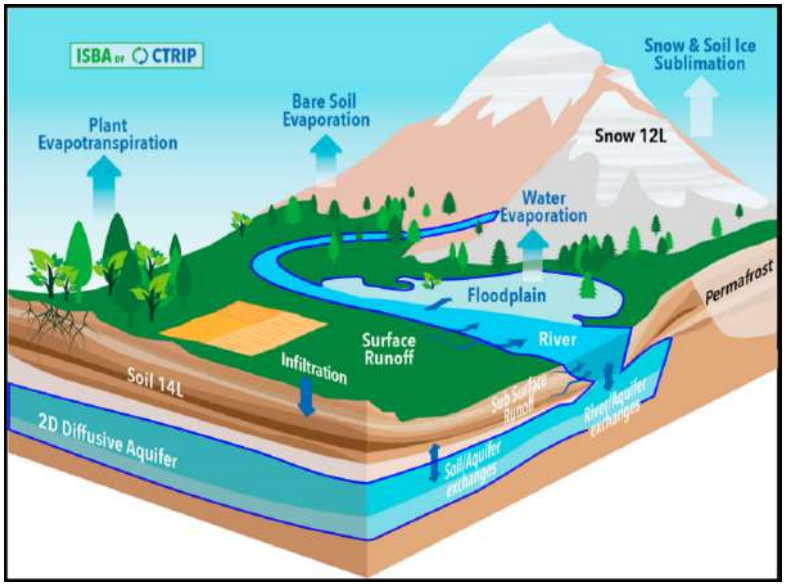



FIGURE 2.7 – Schéma des différents processus du modèle couplé ISBA-TRIP.

CTRIP est un modèle de routage en rivière modulaire qui donne la possibilité de simuler le réservoir d'eau souterrain [Decharme et al., 2010] ainsi que les interactions entre la rivière et les plaines d'inondations [Decharme et al., 2008] ou encore la dynamique bidimensionnelle des aquifères [Vergnes et al., 2012]. Ainsi le réservoir de surface a été complété par un réservoir d'eaux souterraines afin de retarder la contribution du drainage dans la production de débit [Decharme et al., 2010]. CTRIP donne aussi la possibilité de considérer les écoulements paramétrés par une une vitesse variable dérivée d'une équation de Manning à la place de la vitesse constante initialement utilisée dans TRIP. Enfin le modèle a été couplé à ISBA par Decharme and Douville [2006]. Le couplage assure l'alimentation du système de routage en ruissellement de surface et en drainage par ISBA en réponse aux forçages atmosphériques afin de simuler le débit des grands bassins fluviaux et la gestion de leurs eaux à l'échelle globale. En plus des transferts latéraux, il considère les échanges verticaux et permet notamment de simuler les remontées capillaires du réservoir souterrain de CTRIP vers la zone racinaire d'ISBA ainsi que l'évaporation sur les zones inondées. Ce dernier point est essentiel puisque c'est sur ce principe que se base la prise en compte de l'évaporation sur les lacs. Ce couplage est aussi une pierre angulaire dans la caractérisation du cycle hydrologique régional [Decharme et al., 2008], global [Alkama et al., 2010, Decharme et al., 2012], est intégré aux modèles de climat [Voldoire et al., 2019], de modélisation du Système Terre [Séférian et al., 2019] et permet une meilleure modélisation des flux du cycle du carbone de surface [Delire et al., 2020]. CTRIP représente aujourd'hui le routage en rivières en global à la résolution $1/12°$ comme représenté sur la figure 2.8.

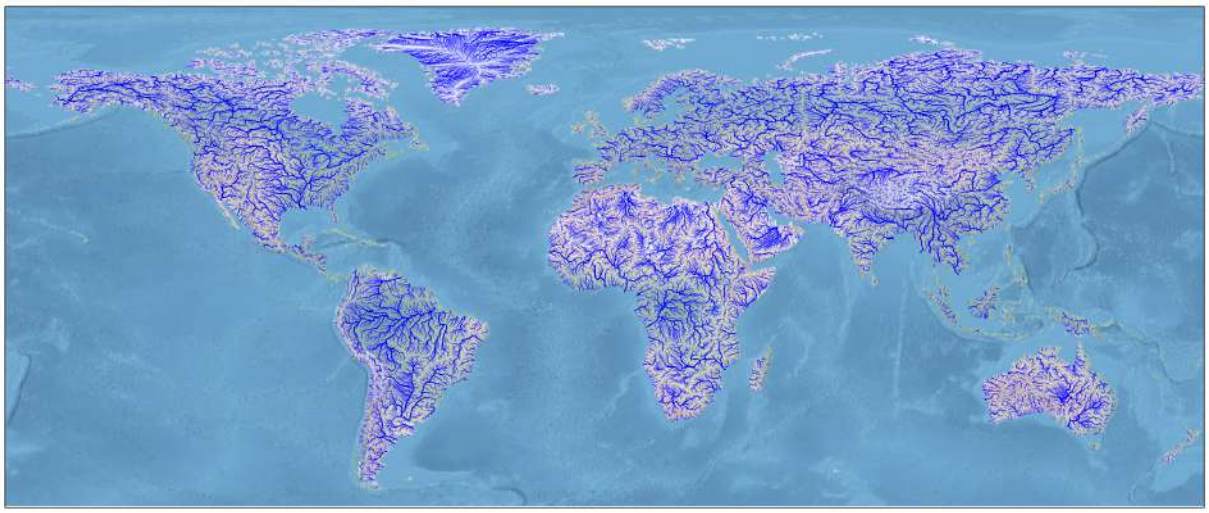


FIGURE 2.8 – Réseau de rivière CTRIP au 1/12° à l'échelle globale.

Dans la version la plus complète, le modèle CTRIP comprend trois réservoirs : un réservoir de surface S pour la stock en eau des rivières, un réservoir F pour le stock contenu dans les plaines d'inondations et un réservoir G pour les eaux souterraines. L'évolution temporelle de ces stocks est régie par un système d'équations basé sur une approche d'onde cinématique :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = Q_{in}^{S} - Q_{out}^{S} - Q_{RF} \tag{2.48}$$

$$\frac{\partial F}{\partial t} = Q_{RF} + W_{F} \tag{2.49}$$

$$\frac{\partial G}{\partial t} = Q_{RG} \tag{2.50}$$

$Q_{in}^{S}$ (kg.s$^{-1}$) représente la somme des contributions des débits amont $Q_{in,TRIP}^{S}$ et du ruissellement sur la cellule $Q_{in,R}^{S}$ tel que $Q_{in}^{S} = Q_{in,R}^{S} + Q_{in,TRIP}^{S}$. $Q_{RG}$ correspond aux flux échangés avec le réservoir profond comptés positivement lorsqu'ils sont reçus et négativement lorsqu'ils sont perdus (kg.s$^{-1}$). $Q_{RF}$ représente les échanges de masse entre la rivière et les plaines d'inondations adjacente comptés positivement lorsqu'ils sont reçus et négativement lorsqu'ils sont perdus (kg.s$^{-1}$).

Le bilan sur les plaines d'inondations fait apparaître un terme de flux de masse $W_F$ qui rend compte du couplage entre CTRIP et ISBA et de la résolution d'un bilan de masse spécifique mise en place lorsque la hauteur d'eau dans la rivière dépasse une hauteur critique de débordement tel que :

$$W_F = P_F - I_F - E_F \tag{2.51}$$

avec $P_F$ la fraction des précipitations captée par la plaine d'inondations ($kg.s^{-1}$), $I_F$ la part d'infiltration ($kg.s^{-1}$) et $E_F$ la fraction du volume contenu dans les plaines s'évaporant ($kg.s^{-1}$).

Ce schéma d'inondation ne sera pas utilisé dans l'évaluation du modèle de lacs développé dans cette thèse et tous les détails du modèle sont précisés dans Decharme et al. [2010].

#### 2.4.2.2 Paramétrisation d'un écoulement à vitesse variable

Pour le réservoir de surface, la masse quittant le tronçon de rivière est déterminée proportionnellement à la masse $S$ présente dans le tronçon et des caractéristiques morphologiques de la rivière par l'équation :

$$Q^s_{out} = \frac{v_s}{L_{riv}} S \tag{2.52}$$

avec $v_s$ la vitesse d'écoulement ($m.s^{-1}$) et $L_{riv}$ (m) la longueur du tronçon de rivière pondérée par un coefficient de méandrement de 1.4 [Oki and Sud, 1998].

Les caractéristiques d'un tronçon de rivière CTRIP sont représentées par la figure 2.9.

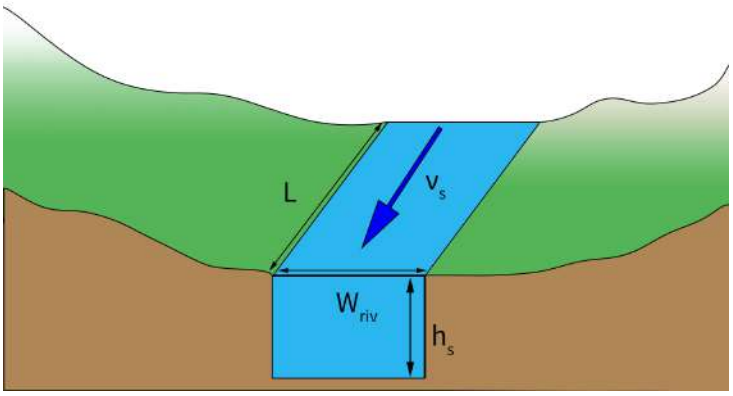



FIGURE 2.9 – Représentation d'un tronçon de rivière dans CTRIP et ses caractéristiques associées.

La vitesse d'écoulement n'est plus constante dans la version actuelle du modèle car peu réaliste pour décrire les débits des grands bassins fluviaux à l'échelle globale. Une vitesse variable, pour les flux dans les rivières et les plaines d'inondations, à été introduite par Decharme et al. [2010] dans CTRIP afin d'accroître le réalisme en liant la vitesse d'écoulement aux caractéristiques du tronçon de rivière selon une résolution de type Manning [Arora and Boer, 1999] pour une section rectangulaire :

$$v_s = \frac{s_{riv}^{\frac{1}{2}}}{n_{riv}} \left( \frac{W_{riv}.h_s}{W_{riv} + 2h_s} \right)^{\frac{2}{3}} \tag{2.53}$$

$s_{riv}$ la pente du lit de la rivière (m.m$^{-1}$), $n_{riv}$ le coefficient de rugosité de Manning (s.m$^{\frac{-1}{3}}$), $W_{riv}$ la largeur de la rivière (m) et $h_s$ la cote de surface de la rivière (m). Le rapport $\frac{W_{riv}.h_s}{W_{riv}+2h_s}$ est aussi appelé rayon hydraulique.

Cette dernière hauteur est proportionnelle à la masse contenue dans le tronçon de rivière et inversement proportionnelle au produit de la longueur par la largeur du tronçon :

$$h_s = \frac{S}{\rho_\omega L_{riv} W_{riv}} \tag{2.54}$$

ave $\rho_\omega$ la masse volumique de l'eau (kg.m$^{-3}$).

#### 2.4.2.3 La dynamique des eaux souterraines

Même s'il ne constitue pas le cœur de la présente thèse, le modèle d'aquifère a été utilisé dans certains cas d'étude et mérite donc d'être succinctement détaillé. Le schéma résout une équation diffusive bidimensionnelle des écoulements souterrains avec pour variable pronostique la charge piézométrique $h_\omega$. Afin de prendre en compte la rotondité de la Terre dans les équations, celles-ci sont résolues en coordonnées sphériques selon :

$$\begin{aligned} \omega_{eff} \frac{\partial h_\omega}{\partial t} &= \frac{1}{r^2 cos(\phi)} \left[ \frac{\partial}{\partial \theta} \left( \frac{T_\theta}{cos(\phi)} \frac{\partial h_\omega}{\partial \theta} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left( T_\phi cos(\phi) \frac{\partial h_\omega}{\partial \phi} \right) \right] \\ &+ \frac{1}{\rho_{omega}} (Q_{sb} + Q_{sg} + Q_{ice} + Q_{RG}) \end{aligned} \tag{2.55}$$

où $\omega_{eff}$ est la porosité effective du sol (m$^3$.m$^{-3}$), $\theta$ la longitude, $\phi$ la latitude, $r$ le rayon de la Terre (m), $T_\theta$ et $T_\phi$ représentent la transmissivité respectivement selon l'axe des longitudes et l'axe des latitudes (m.s$^{-1}$), $Q_{sb}$ est le drainage provenant du couplage avec le modèle ISBA (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$), $Q_{sg}$ correspond aux flux de masse sol-aquifères résolus suivant l'équation de Darcy (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$), $Q_{ice}$ correspond au ruissellement provenant du manteau neigeux (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$) et $Q_{RG}$ est le flux de masse entre la rivière

et l'aquifère ($kg.m^{-2}.s^{-1}$).

Les flux de masse transférés par capillarité à travers le sol $Q_{sg}$ ne sont pas uniformes sur les mailles CTRIP car ils ne sont effectifs que dans des plaines alluviales ou des zones planes. Ainsi certaines informations, comme la variabilité spatiale de la topographie sous-maille, doivent être partagées entre ISBA et CTRIP pour pouvoir considérer ces remontées d'eau par capillarité. L'équation régissant ces flux de masses a été développé par Vergnes et al. [2014] selon :

$$Q_{sg} = f_{wtd}\rho_\omega k_N \left(\frac{\Psi_N - \Psi_{sat}}{z_N - z_{wtd}} + 1\right) + (1 - f_{wtd})\rho_\omega k_N \tag{2.56}$$

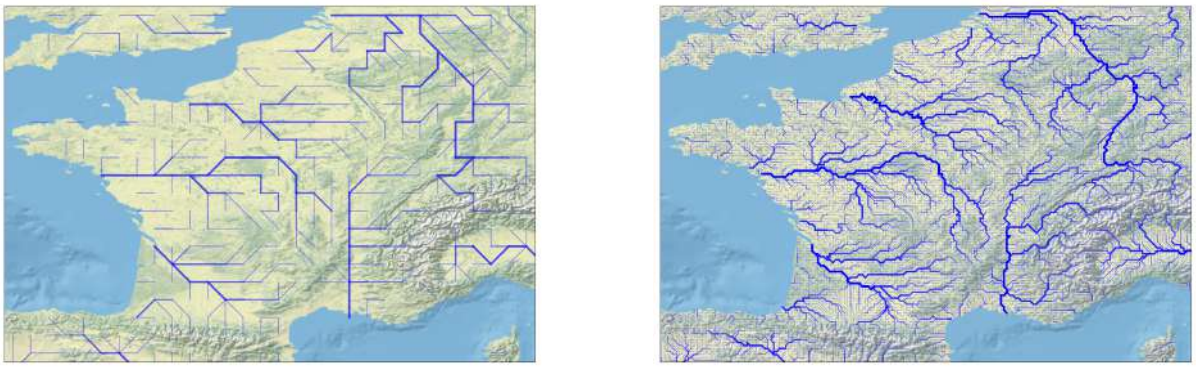
$f_{wtd}$ est la fraction de maille où sont effectifs ces échanges. $k_N$, $z_N$ et $\Psi_N$ sont respectivement la conductivité hydraulique ($m.s^{-1}$), la profondeur (m) et le potentiel hydrique (m) de la dernière couche de sol N dans le modèle ISBA (zone racinaire). $z_{wtd}$ est la profondeur de l'aquifère (m). $\Psi_{sat}$ est le potentiel hydrique du sol à saturation (m).

Les échanges entre la rivière et l'aquifère sont paramétrés suivant le rapport entre la charge hydraulique de la rivière et celle de l'aquifère pour garantir que le flux soit dirigé vers l'aquifère lorsque la charge piézométrique est inférieure à l'altitude du lit de la rivière et inversement lorsqu'elle est supérieure. La profondeur réaliste des aquifères est garantie par l'ajout d'une condition limite basse où la profondeur maximale est fixée à 1000 m.
La résolution de ce système d'équations se fait par un schéma numérique implicite en différences finies qui provient du modèle hydrogéologique MODCOU Ledoux et al. [1989] au pas de temps journalier.

### 2.4.3 CTRIP 12D

La version la plus récente de CTRIP a vu des améliorations significatives lors des dernières années.
En premier lieu, la résolution du modèle a été affinée pour passer d'une résolution de 0.5° x 0.5° (7) à la résolution 1/12° (8). Cette résolution assure une meilleure représentation de la structure des rivières avec une meilleure prise en compte des méandres des grands fleuves mais aussi une discrétisation plus performante entre les différents cours d'eau d'un même réseau (Figure 2.10).

(7). équivalent à environ 40 km pour la France métropolitaine.
(8). équivalent à environ 6-8 km en direction azimutale pour la France métropolitaine.



(a) CTRIP à 0.5° (b) CTRIP à 1/12°

FIGURE 2.10 – Représentation des rivières à différentes résolutions.

### 2.4.4 Les caractéristiques nécessaires au fonctionnement de CTRIP

L'ensemble des flux de masses vus ci-dessus sont calculés en fonction de paramètres et de caractéristiques intrinsèques à chaque tronçon de rivière eux-mêmes faisant partie d'une entité plus grande : le bassin versant. Ainsi la vitesse d'écoulement dépend de la localisation du segment dans le réseau mais aussi de la géomorphologie de la zone concernée. De plus, la qualité du routage dépend de paramètres essentiels à une reconstitution correcte du chevelu hydrologique et des apports des affluents. Par conséquent, il est primordial de définir les caractéristiques qui seront prescrites au modèle pour router les flux de masse. Les données initiales pour la détermination des caractéristiques sont différentes suivant la résolution du modèle et seule les données pour le réseau au 1/12° sont présentées ici. Les paramètres du modèle sont issus d'observations, de jeux de données haute résolution lorsque c'est possible (*e.g.* la longueur des tronçons de rivière) ou de relations empiriques (*e.g.* le coefficient de rugosité).

#### 2.4.4.1 La topographie

Chaque cellule du réseau contient un unique tronçon de rivière. L'écoulement, et plus largement la structure du réseau au sein de ces tronçons, est contraint par la topographie. Cette topographie provient du modèle numérique de terrain (MNT) MERIT-DEM [accessible à : `http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~yamadai/MERIT_DEM/`, Yamazaki et al., 2017] qui informe sur l'altitude de la surface à une résolution de 3 arcsec (soit 1/1200°) (9). Le réseau de drainage est, lui aussi, construit sur la base d'un MNT, cette fois-ci en utilisant MERIT-HYDRO [accessible à : `http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~yamadai/MERIT_Hydro/` Yamazaki et al., 2019] à la même résolution de 90m. Ce réseau à haute résolution est ensuite projeté au 1/12° par un algorithme

(9). équivalent à 90 m au niveau de l'équateur.

de Dominant River Tracing [Wu et al., 2011, 2012].

La méthode de projection consiste en un algorithme automatique d'extraction et de remontée en échelle d'un réseau de rivières basé sur des informations hydrographiques à haute résolution. Pour ce faire, la méthode se base sur les paramètres de direction d'écoulement, d'accumulation de flux et du réseau à haute résolution pour déterminer des motifs récurrents à plus haute résolution. L'avantage de ce type d'approche est de conserver l'écoulement général dans les bassins fluviaux en déterminant un trajet entre les cellules sources et les exutoires à haute résolution et en donnant la priorité au plus grands cours d'eau. Pour cela, un identifiant est attribué à chaque rivière et conservé tout au long du processus afin de garder la cohérence et l'identification des bassins entre les deux résolutions (1/12° et 1/1200°).

#### 2.4.4.2 Le séquençage

Le séquençage des tronçons de rivière est une étape primordiale qui attribue à chaque nœud du réseau un numéro de séquence SN qui définit sa localisation dans le chevelu. La résolution numérique de CTRIP itère sur la base de ce numéro afin d'assurer la résolution du transfert de l'eau depuis les cellules amont vers les cellules aval.
Dans cette méthode, les cellules les plus en amont se voient attribuer la valeur minimale de 1 qui est ensuite incrémentée pour chaque nouveau nœud aval rencontré. Dans le cas spécifique où une cellule reçoit un flux de plusieurs pixels amont, le numéro de séquence est attribué selon la règle :

$$SN_{aval} = max(SN_{i,amont}) + 1 \tag{2.57}$$

avec $SN_{i,amont}$ le numéro de séquence de la rivière dont l'identifiant est i.

#### 2.4.4.3 Paramètres morphologiques de la rivière

Différentes caractéristiques morphologiques sont nécessaires au routage (voir figure 2.9 en section 2.4.2.2). Ces paramètres conditionnent le transfert horizontal mais aussi la structure de chaque tronçon de rivière et la cohérence générale des bassins.

Précédemment, la longueur de rivière $L_{riv}$ (m) a été introduite. Cette longueur correspond à la distance parcourue par le tronçon de rivière au sein de la cellule, calculée à partir du réseau haute résolution MERIT-HYDRO. Au 1/12°, les longueurs sont considérées comme suffisamment réalistes pour se soustraire au coefficient de méandrement. Elles sont par ailleurs bornées entre 1000 m et 20000 m.

De façon similaire la pente de la rivière $s_{riv}$ (m) est calculée à partir de la différence d'altitude provenant du MERIT-DEM entre l'amont et l'aval de chaque tronçon de rivière. Afin de garantir un écoulement dans tous les tronçons, une valeur minimale est prescrite égale à $10^{-4}$ (m). La formule pour la pente se résume à :

$$s = max\left(\frac{z_{amont} - z_{aval}}{L_{riv}}, 10^{-4}\right) \tag{2.58}$$

Un paramètre géomorphologique essentiel pour ce travail de thèse est la largeur de la rivière. Celle-ci est calculée suivant une formule empirique validée sur la France par Vergnes et al. [2014] et étendue à l'échelle globale [Decharme et al., 2019]. La formulation se base sur la relation entre le débit moyen annuel de la rivière $Q_{mean}$ ($m^3.s^{-1}$) sur la période 1958-2010 et la largeur de la rivière $W_{riv}$ (m) selon :

$$W_{riv} = max(W_{min}, \alpha Q_{mean}^{\beta}) \tag{2.59}$$

avec $\alpha$ et $\beta$ des coefficients empiriques égaux respectivement à 5.41 et 0.59. Une valeur minimale $W_{min}$ est prescrite égale à 30 m.

Enfin la prescription de la profondeur de la rivière $h_{riv}$ (m) dans chaque cellule est donnée par la formule empirique introduite par Vergnes et al. [2014] :

$$h_{riv} = 1.4 W_{riv}^{0.28} \tag{2.60}$$

Sur la France métropolitaine, cette relation a été affiné et validé par [Vergnes and Habets, 2018] suivant :

$$h_{riv} = 0.14 W_{riv}^{0.53} \tag{2.61}$$

#### 2.4.4.4 Le coefficient de Manning

Essentiel au calcul de la vitesse d'écoulement, le coefficient de Manning de rivière noté $n_{riv}$, caractérise la résistance, aussi appelée rugosité, du lit de la rivière sur l'écoulement. À l'échelle globale, l'estimation précise d'un coefficient de Manning est limitée par la connaissance d'une part du type de lit de rivière et d'autre part de la végétation qui recouvre ou non les berges. Dans CTRIP, ce paramètre est calculé en deux étapes. Tout d'abord, un paramètre empirique $\alpha_r$ est introduit pour rendre compte de la variation linéaire du coefficient de Manning à travers le réseau hydrographique. Cela permet d'assurer l'attribution de valeur élevée de coefficient de Manning pour les torrents en tête de bassin et des faibles valeurs pour les larges embouchures de fleuves

tout en rendant compte d'un certain réalisme. Ce paramètre dépend du numéro de séquence tel que :

$$\alpha_r = \left( \frac{SN_{max} - SN}{SN_{max} - SN_{min}} \right) \tag{2.62}$$

avec $SN_{max}$ et $SN_{min}$, respectivement, le numéro de séquence maximal et minimal du bassin dans le réseau CTRIP.

Connaissant ce paramètre, le coefficient de Manning est déterminé comme la moyenne géométrique entre les coefficients des plaines d'inondations $n_{fld}$ et une valeur standard de 0.035 ($m^{-1/3}$.s) [Lucas-Picher et al., 2003, Yamazaki et al., 2011] :

$$n_{riv} = 0.035^{1.0-\alpha_r} . n_{fld}^{\alpha_r} \tag{2.63}$$

où $n_{fld}$ est définit comme la moyenne arithmétique des coefficients de chaque couvert présent sur la cellule pondéré par leur fraction ($m^{-1/3}$.s).

## 2.5 Le modèle de bilan d'énergie : FLake

Dans la résolution du bilan de masse, il est nécessaire d'estimer les flux de masse échangés avec l'atmosphère par le biais des flux de chaleur turbulents. Le modèle FLake est déjà intégré à la plateforme SURFEX pour résoudre le bilan d'énergie des lacs à l'échelle globale [Salgado and Le Moigne, 2010].
FLake (Freshwater Lake model) est un modèle unidimensionnel simulant l'évolution du profil vertical de température au sein des lacs et résolvant le bilan d'énergie au sein des différentes couches qui les structurent, pour satisfaire les besoins de la prévision numérique du temps [Mironov et al., 2010, Mironov, 2008]. Son utilisation en opérationnel a permis de réduire certains biais, notamment ceux sur les températures de l'air [Balsamo et al., 2012]. FLake est, aussi, intégré au modèle climatique CNRM-CM de Météo-France [Voldoire et al., 2019] et a été utilisé dans le cadre d'études climatiques afin d'améliorer la connaissance sur les interactions entre les lacs et le climat [Le Moigne et al., 2016, 2013, Samuelsson et al., 2010].

Aujourd'hui utilisé dans de nombreux services de prévisions météorologiques comme le DWD (Allemagne) ou le CEPMMT, FLake a l'avantage d'être relativement peu coûteux en ressources de calcul et cela sans le besoin d'effectuer de réglage ses paramètres. De plus, le modèle se base sur des paramètres externes issus d'observations le rendant ainsi théoriquement applicable à n'importe quelle situation.

La structure verticale des lacs modélisée par FLake est composée de deux couches comme illustré sur la figure 2.11. La première représente la couche superficielle de mélange, aussi appelée épilimnion, directement influencée par les échanges de surface. La deuxième couche correspond à la thermocline s'étendant jusqu'au fond du lac. Cette division limite en partie l'utilisation de FLake à des lacs assez peu profonds (10) [Le Moigne et al., 2016] même si les résultats sur des lacs profonds comme les Grands Lacs Africains montrent des performances acceptables [Thiery et al., 2015].

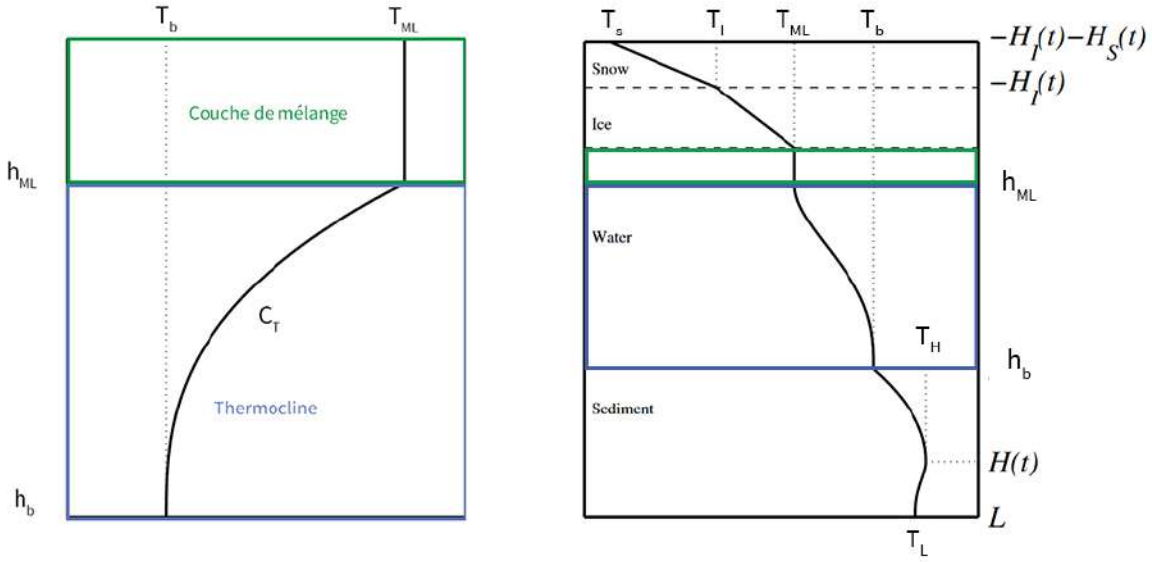



FIGURE 2.11 – Présentation du profil de température et les variables pronostiques d'un lac de profondeur $h_b$ selon le modèle FLake. Adapté de Mironov [2008].

Pour la résolution du bilan d'énergie, FLake considère cinq variables pronostiques : $h_{ML}$ la profondeur de la couche de mélange déterminée en prenant en compte les conditions de mélange décrits par les efforts mécaniques et convectifs (m). $T_b$, $T_s$ et $T_{MW}$ respectivement la température du fond du lac, la température de surface et la température moyenne de la colonne d'eau (K). $C_T$ un coefficient, appelée facteur de forme, décrivant le profil de température au sein de la thermocline (2.11). En plus de ces variables pronostiques, le modèle possède deux paramètres prescrits par défaut ou ajustables selon des observations : la profondeur du lac (m) et le coefficient d'extinction ($m^{-1}$).

Dans FLake, la profondeur du lac est supposée constante et les simulations ne considèrent pas de modifications du niveau d'eau. Le coefficient d'extinction, relié à la transparence du lac est généralement issu d'observations (mesuré par un disque de

(10). La profondeur maximale prescrite dans FLake est de l'ordre de 50-60 m.

Secchi) et informe sur la capacité du rayonnement solaire à pénétrer dans le lac (voir Eq. 1.20).
En plus de résoudre le bilan d'énergie dans le lac, FLake modélise en option la structure thermique de la couverture en glace et neigeuse au dessus du lac et les échanges thermiques avec une couche de sédiments au fond du lac. Cette dernière option n'a pas été activée dans le cadre de cette thèse.

### 2.5.1 Évolution du profil de température dans la colonne d'eau

Dans le cas où la surface du lac est libre de glace, le température de la couche superficielle de mélange $T_{ML}$ est uniforme, égale à la température de surface $T_s$.
La température de la thermocline, dépendante de la profondeur, est paramétrée sur la base du concept d'auto-similarité proposé par Kitaigorodskii and Miropolsky [1970]. Ce principe assure une conservation du profil de température et de ses caractéristiques sur toute l'épaisseur de la couche.
En d'autres termes, cela signifie qu'à une profondeur $z$ fixe au sein de la thermocline, la température est seulement dépendante de la fonction $\phi_T$. Cette fonction, aussi appelée fonction de forme, prescrit l'allure générale que suit le profil de température dans la thermocline. À une profondeur $z$ donnée et au pas de temps $t$, la température à l'intérieur du lac est définie par la fonction de forme $\phi_T$ définie comme :

$$\phi_T(\zeta) = \frac{T_s(t) - T(z,t)}{T_s(t) - T_b(t)} \tag{2.64}$$

Les conditions aux limites auxquelles cette fonction doit satisfaire sont $\phi_T(0) = 0$ et $\phi_T(1) = 1$.

La fonction de forme dépend de la profondeur adimensionnelle $\zeta$ définie par :

$$\zeta = \frac{z - h_{ML}(t)}{h_b - h_{ML}(t)} \tag{2.65}$$

qui doit elle-même satisfaire à des conditions aux limites pour la fonction de forme induisant que cette profondeur soit bornée par $\zeta(h_{ML}) = 0$ et $\zeta(h_b) = 1$.

Pour calculer cette fonction, une approximation empirique se basant sur un polynôme du quatrième degré à été intégré à FLake et lie la fonction de forme au profil de température dans la thermocline selon :

$$\phi_T(\zeta) = \left(\frac{40}{3}C_T - \frac{20}{3}\right)\zeta + (18 - 30C_T)\zeta^2 + (20C_T - 12)\zeta^3 + \left(\frac{5}{3} - \frac{10}{3}C_T\right)\zeta^4 \qquad (2.66)$$

La double paramétrisation de l'évolution de la température qui résulte de cette approche se résume alors à :

$$T(z,t) = \begin{cases} T_s(t) & \text{si } 0 \leqslant z \leqslant h_{ML} \\ T_s(t) - (T_s(t) - T_b(t))\Phi_T(\zeta) & \text{si } h_{ML} \leqslant z \leqslant h_b \end{cases} \qquad (2.67)$$

L'utilisation de la fonction de forme $\Phi_T(\zeta)$ introduit une dépendance des équations de température à sa forme empirique approchée. Pour éviter ces approximations, la fonction de forme est remplacée dans les équations par une variable pronostique, le coefficient de forme $C_T$. En considérant l'Eq. (2.67) il est possible de lier les quatre variables pronostiques selon :

$$\overline{T}(z,t) = T_s - C_T(1 - \frac{h_{ML}}{h_b})(T_s - T_b) \qquad (2.68)$$

Cette dernière équation permet de se soustraire à cette dépendance en introduisant la forme explicite du facteur de forme $C_T$ dans les équations de bilan d'énergie :

$$C_T = \int_0^1 \Phi_T(\zeta)d\zeta \qquad (2.69)$$

L'évolution de ce coefficient est calculée suivant l'équation :

$$\frac{dC_T}{dt} = \text{sign}(\frac{dh}{dt})\frac{C_{max} - C_{min}}{t_{rc}} \qquad (2.70)$$

où $t_{rc}$ représente un coefficient de relaxation proportionnel au carré de l'épaisseur de la thermocline (s). sign est la fonction signe. $C_{max}$, $C_{min}$ sont respectivement la valeur maximale et minimale du coefficient de forme fixé à 0.8 et 0.5 et qui représentent les états particuliers où l'épaisseur de la couche de mélange augmente ($\frac{dh}{dt} > 0$) ou se réduit ($\frac{dh}{dt} < 0$).

### 2.5.2 Prise en compte des couches de neige et de glace

La représentation des couches de neige et glace repose sur un modèle thermodynamique à deux couches. De la même façon que le profil de température dans la thermocline, le modèle est basé sur une représentation paramétrique de la température suivant le principe d'auto-similarité.

L'évolution de la température dans la couche de neige et celle dans la couche de glace sont représentées par l'équation :

$$T(z,t) = \begin{cases} T_f - (T_f - T_I(t))\Phi_I(\zeta_I) & \text{si } -H_I(t) \leqslant z \leqslant 0 \\ T_I(t) - (T_I(t) - T_S(t))\Phi_S(\zeta_S) & \text{si } -[H_I + H_S](t) \leqslant z \leqslant -H_I(t) \end{cases} \tag{2.71}$$

où $T_f$ est la température de solidification de l'eau (K), $T_I$ est la température à l'interface neige-glace (K), $T_S$ est la température à l'interface neige-atmosphère (K), $H_I$ est l'épaisseur de la couche de glace (m) et $H_S$ est l'épaisseur de la couche de neige (m).

Le cumul de neige est une variable temporelle donnée par les forçages atmosphériques ou les observations. L'évolution associée de la couche de neige est calculée, sans fonte, selon :

$$\frac{d\rho_S H_s}{dt} = \left(\frac{dM_S}{dt}\right)_a \tag{2.72}$$

avec $\rho_S$ la masse volumique de la neige ($kg.m^{-3}$), $M_S$ la masse de neige par unité de surface (kg).

L'épaississement de la couche de glace est initiée lorsque la température de la glace est inférieure à la température de solidification. Cette augmentation est corrélée à un dégagement de chaleur à la limite basse de la couche.
Les processus de dégel et de fonte sont aussi représentés dans le modèle et sont associés à des échanges de chaleurs contrôlés par l'équation de transfert de chaleur intégrée sur les couches considérées. Pour plus de détails, le lecteur se réfèrera au rapport technique de Mironov [2008].

Comme présentée sur la figure 2.11 au début de cette section, la présence de glace et de neige modifie le profil de température de la colonne d'eau qui se trouve au-dessous. Cependant les processus thermodynamiques associés sont variés et complexes. C'est pourquoi, dans FLake, le profil de température dans la colonne d'eau reste inchangé lors des périodes de gel. Dans ce cas, la température à l'interface eau-glace est fixée à

la température de solidification $T_f$.
Dans le cas où la température du fond $T_b$ est inférieure à la température de densité maximale, la couche de mélange et le facteur de forme restent inchangés, soit $\frac{dh}{dt} = 0$ et $\frac{dC_T}{dt} = 0$.
Si toute la couche est mélangée au moment du gel ($T_S = T_b = T_{MW}$) alors la couche de mélange est nulle ($h = 0$) et le facteur de forme prend sa valeur minimale ($C_t = 0.5$).

### 2.5.3 Température de peau

Plus récemment, Le Moigne et al. [2016] a introduit un calcul de la température de peau dans le modèle FLake. Cette paramétrisation assure une meilleure estimation de la température de surface représentative du bilan d'énergie spécifique à l'interface lac-atmosphère. Cette température $\overline{T}_0$ est calculée sur une couche de surface constante, fixée à 1mm, telle que :

$$\overline{T}_0 = \overline{T}_{-h} + \frac{h}{\lambda_\omega}(L^* + S^* - QH - QE) - \frac{1-\alpha_\omega}{h\,\lambda_\omega} I_0 (1 - e^{-kh}) \tag{2.73}$$

avec $I_0$ le forçage radiatif à la surface du lac (K.m.s$^{-1}$), $\overline{T}_{-h}$ la température de surface sans effet de peau (K), $\lambda_\omega$ la conductivité thermique de l'eau (W.m$^{-1}$.K$^{-1}$), $\alpha_\omega$ l'albédo, $L^*$ le rayonnement infrarouge net (W.m$^{-2}$), $S^*$ le rayonnement solaire net (W.m$^{-2}$). $QH$ et $QE$ respectivement les flux de chaleur latente et sensible (W.m$^{-2}$).

## 2.6 Le modèle de bilan de masse : MLake

Avant de détailler le processus de bilan de masse des lacs et les équations mises en jeu, il est important de noter que le réseau CTRIP ne possède, initialement, aucune information sur les lacs et leurs connectivités avec les rivières. Au sein du maillage au 1/12°, toutes les cellules sont occupées par un unique tronçon de rivière décrit par des caractéristiques et une dynamique propre comme détaillées dans la section 2.4.
**Cette thèse vise à développer un modèle de bilan de masse des lacs, MLake, pour ensuite l'intégrer, à l'échelle globale, dans le réseau de rivière CTRIP**. L'introduction des lacs dans CTRIP doit, par conséquent, satisfaire aux contraintes du réseau de routage : l'échelle de travail et le degré de complexité. L'échelle globale régit le cadre d'étude et nous oblige à développer un modèle à la fois simple, c'est-à-dire avec l'introduction d'un nombre de paramètres limités, sans pour autant sacrifier le réalisme physique et la structure du réseau hydrographique.
Le principe général du développement de MLake s'organise d'abord autour de la création d'une carte de lac globale identifiant les lacs uniques dans ECOCLIMAP-II (section 2.6.1). À l'aide de cette carte, il est possible d'intégrer les lacs, par le

biais d'un masque spécifique, dans le réseau spatialisé à 1/12° (2.6.2) et de corriger l'ordre des séquences dans le chevelu (section 2.6.3). La création d'un second masque pour la gestion des forçages est aussi utile pour s'assurer d'un partage correct du ruissellement et du drainage entre les rivières et les lacs (section 2.6.4). Toute ces étapes sont primordiales dans la mise en place du schéma numérique de résolution du bilan de masse des lacs (section 2.6.5).

### 2.6.1 Création d'un masque de lac global

D'un point de vue technique, le couvert de lac dans ECOCLIMAP-II informe de façon binaire sur la présence ou non d'un lac dans chaque cellule du maillage au 1/120°. Cette donnée est couplée à la base de données GLDB pour prescrire une profondeur moyenne sur ces mêmes cellules. Pour autant, ces données n'indiquent pas si deux cellules voisines identifiées comme lacs font partie d'un même lac. Autrement dit, l'association d'ECOCLIMAP-II avec GLDB ne permet pas d'extraire un masque de lacs nécessaire pour déterminer l'emprise en surface des lacs dans le maillage global. Pour y remédier, la première étape a pour but d'agréger l'information sur la présence d'un lac au 1/120° dans ECOCLIMAP-II afin de construire une carte globale, ECOCLIMAP-agrégée, prescrivant les caractéristiques morphologiques, principalement la profondeur moyenne et l'aire de surface, à chaque lac identifié par un unique numéro et nécessaires à la résolution du bilan de masse et le suivi de la dynamique lacustre.
La méthode retenue consiste en une agrégation récursive des cellules identifiées comme lacs dans ECOCLIMAP-II sur la base d'une égalité entre les profondeurs moyennes prescrites dans GLDB. La figure 2.12 présente une schématisation de la méthode employée.

L'algorithme parcourt chaque cellule au 1/120° et s'informe dans un premier temps sur la présence d'un lac dans celle-ci. L'algorithme parcourt la grille en débutant à la cellule **A1**. Dans le cas où la cellule contient un lac, la récursion est initiée sur une branche issue de cette cellule (soit **B1** soit **A2**). Chaque cellule voisine est donc interrogée sur la présence d'une cellule lac et, si oui, sur l'égalité des profondeurs moyennes de ces cellules. Tant que l'algorithme récupère une réponse positive, il parcourt la branche (ici la branche issue de **B1**). Si la condition d'arrêt est atteinte (cas où toutes les cellules voisines renvoient une réponse négative, ici **D2** et **C3**) alors l'algorithme remonte l'arborescence jusqu'à la dernière branche non exploitée (ici **B3**) et cela jusqu'à remonter vers le point de départ (**A1**) et exploiter une autre branche non exploitée (**A2**). Si toute l'arborescence est interrogée et renvoie une réponse négative (branche **B1** et **A2**), l'algorithme cherche la première cellule non exploitée dans la maille (**E1**). Chaque branche contenant un lac est identifiée par un unique numéro qui assure

une distinction entre les lacs. Pour chacun des identifiants, la profondeur moyenne et l'aire de surface sont attribuées. La profondeur moyenne correspond à la profondeur utilisée pour vérifier la condition d'égalité, tandis que l'aire de surface correspond à la somme des aires de chaque cellule, au 1/120°, identifiée comme appartenant au lac.

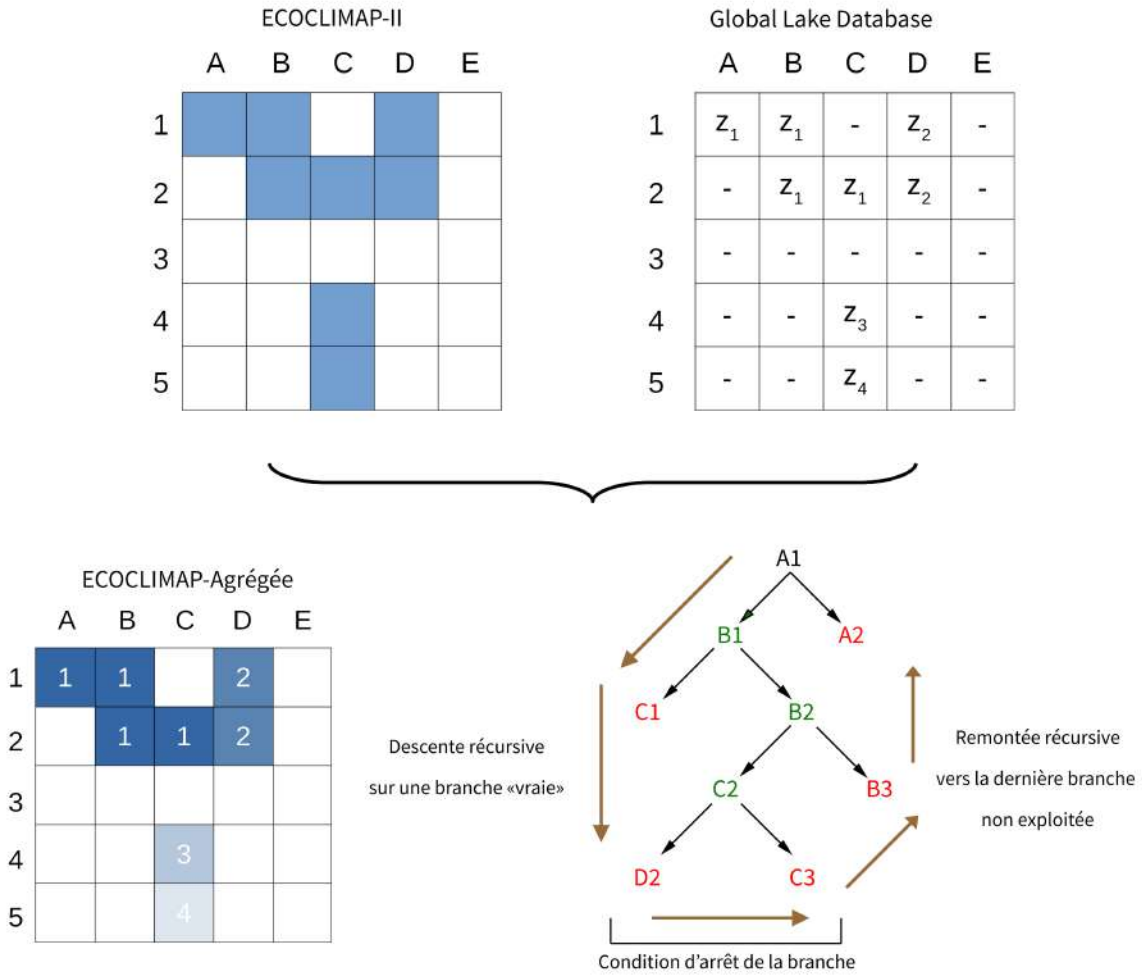



FIGURE 2.12 – Représentation de l'algorithme d'agrégation et présentation du parcours récursif à partir de la carte d'occupation des sols ECOCLIMAP-II et de la base de données de profondeur moyenne GLDB.

Cette méthode est particulièrement efficace dans le cadre de grands lacs bien identifiables dans leur environnement régional comme les Grands Lacs Américains et Africains. Dans ce cas, même s'il y a des fausses détections ou des non détections dans la carte de départ, ces erreurs restent relativement faibles par rapport à la superficie totale du lac. Elle révèle par contre ses limites sur la distinction de petits lacs dans les régions de grande densité lacustre. Les corrections faites dans la base GLDB sur les profondeurs moyennes par Choulga et al. [2014] se basent sur l'étude de couches géologiques afin de distinguer des zones lacustres spécifiques auxquelles s'applique une unique valeur. En agrégeant les lacs de ces zones, il est donc possible d'identifier, comme unique, plusieurs lacs, en limite de résolution, initialement distincts. Pour ces petits lacs, l'erreur relative est donc plus importante. Cette surestimation locale peut générer des anomalies hydrologiques pour un travail à fine échelle, mais ces anomalies sont généralement filtrées lors du passage à une résolution plus faible telle qu'à notre échelle de travail (1/12°).
Dans le cas spécifique des lacs de petites dimensions qui ne recouvrent pas complètement une cellule de 1/120° (e.g. les lacs thermo-karstiques), ceci ne sont pas considérés dans ce travail, ce qui nécessitera des développements spécifiques à moyen terme.

### 2.6.2 Intégration des lacs dans la réseau 12D

Sur la base de cette carte globale, il est, dès lors, possible d'intégrer les lacs dans le réseau à 1/12°. Le choix des hypothèses à considérer est important pour assurer une distinction cohérente entre les cellules de lac et celles de rivière. En effet, chaque composante possède une hydrologie différente et il semble difficile de justifier, dans certains cas, la prédominance d'un lac par rapport à une rivière sur les flux dans le bassin. En d'autres termes, il est important que l'intégration se justifie à notre résolution par des considérations hydrologiques.

Dans CTRIP, chaque cellule représente un seul bief de rivière avec toutes les caractéristiques associées. La logique voudrait que chaque cellule identifiée comme une rivière dans le réseau de rivière CTRIP mais étant un lac dans ECOCLIMAP-agrégée soit remplacée par les caractéristiques de lacs. La résolution complète du bilan de masse est paramétrée sous-maille, c'est-à-dire que les processus physiques de transfert sont résolus à l'échelle du modèle. Au 1/12°, les rivières ne sont divisées que selon leur longueur et les largeurs de ces rivières ne peuvent déborder sur plusieurs cellules. Pourtant dans le cas des lacs, il est possible de caractériser leurs emprises en surface de plusieurs manières. Dans la majorité des cas, les lacs, avec des dimensions spatiales faibles, peuvent être représentés par une seule cellule, facilement intégrable au réseau. Les problèmes d'intégration apparaissent dans le cas où un lac s'étend sur plusieurs cellules. Dans ce cas, il est impossible de dissocier les variables du lac car elles re-

présentent le lac en une unique entité. Il convient de réunir plusieurs cellules pour décrire un seul processus. L'intégration d'un bilan de masse des lacs se retrouve donc contraint par la recherche d'un compromis entre la réalité du processus physique et la complexité de l'information spatiale.

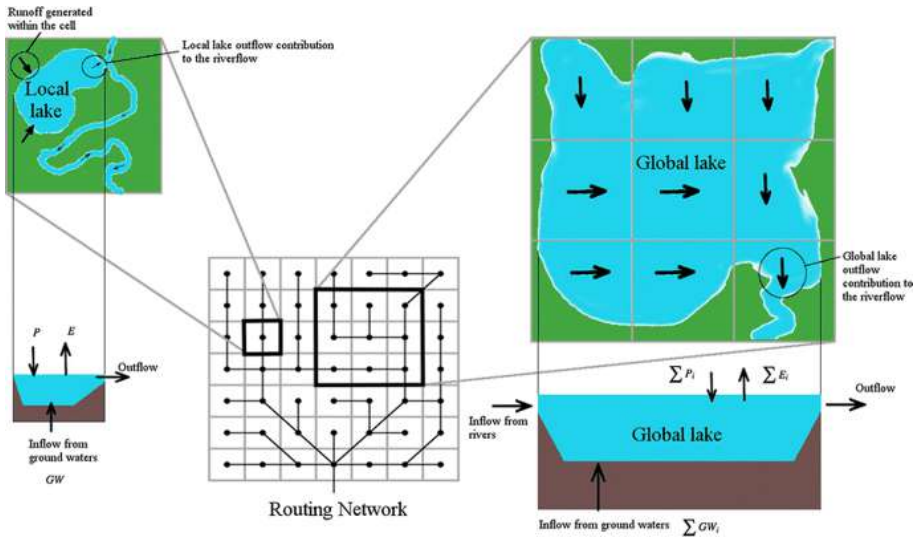



FIGURE 2.13 – Représentation du continuum rivière-lac dans le modèle de climat régional canadien. Source : Huziy and Sushama [2017].

Pour répondre à ce problème, Huziy and Sushama [2017] propose une intégration distincte des lacs en séparant les lacs de petites tailles des grands lacs. Pour ce faire, ils développent deux classes de lacs : les lacs locaux et globaux. Un lac est considéré comme local lorsqu'il couvre moins de 60% d'une cellule et est considéré comme global lorsqu'il recouvre au minimum deux cellules (même partiellement) à l'échelle du modèle. Les auteurs appliquent, pour chaque classe, une dynamique lacustre différente. Les lacs locaux sont considérés comme des extensions d'un tronçon de rivière qui contribuent à son débit aval sans être alimentés par le tronçon de rivière amont. La possibilité est laissée dans le cas de lacs globaux de les intégrer totalement dans le réseau de rivières qu'ils coupent en une partie amont et une partie aval (Figure 2.13).

Ce type de distinction n'est pas satisfaisant dans notre cadre d'étude car il ne prend pas en compte certains cas particuliers comme celui des lacs endoréiques et limite le rôle de la majorité des lacs à servir de tampon hydrologique.
La méthode appliquée, dans notre cas, se base sur la création d'un **masque de réseau** (Figure 2.14) prenant en compte explicitement toutes les cellules d'un même lac depuis la carte ECOCLIMAP-agrégée (Figure 2.14.a) pour les localiser correctement sur les tronçons de rivières. L'exemple d'illustration proposé ici porte sur le cas du lac du Bourget en Savoie (France).

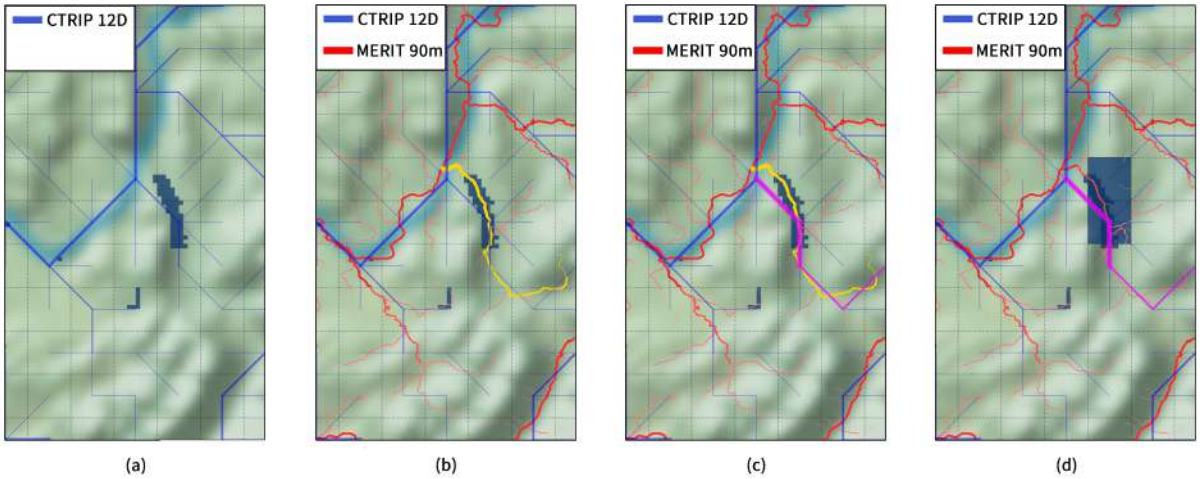



FIGURE 2.14 – Schéma descriptif des étapes de la construction du masque de réseau sur le bassin du lac du Bourget à 1/12°. (a) Carte ECOCLIMAP-agrégée pour le lac du Bourget. (b) Identification de la plus grande rivière (tronçon jaune) s'écoulant à travers le lac du Bourget dans le MERIT-HYDRO. (b) Identification de la rivière correspondante à 1/12° (tronçon rose). (d) Création du masque de réseau associé au lac du Bourget à 1/12° suivant le tronçon de rivière rose.

La création du réseau de rivière CTRIP à 1/12° par l'algorithme DRT est susceptible de modifier localement la structure en privilégiant les plus grands cours d'eau. Il peut donc arriver que, sur la carte spatialisée, certains tronçons de rivières soient légèrement décalés pour assurer la cohérence du réseau. Ces adaptations entraînent la possibilité pour le lac, même s'il est correctement localisé à 1/120°, de se retrouver positionné sur un tronçon de rivière incorrect à 1/12°. Pour être sûr de la localisation, le réseau de rivière haute résolution MERIT-HYDRO (à 1/1200°) est utilisé afin d'identifier le numéro de rivière s'écoulant à travers le lac en question. La description de la méthode s'appuie sur la Figure 2.14 décrivant l'intégration du lac du Bourget dans le réseau CTRIP à 1/12°.

La création du masque a été développée en remontant de façon récursive la plus grande rivière dans le MERIT-HYDRO, en considérant l'accumulation de flux [(11)], traversant le lac au 1/120° (le tronçon de rivière en jaune dans la Figure 2.14.b). Cette méthode lie chaque identifiant de lac à un identifiant de rivière à haute résolution et garantit que le continuum rivière-lac dans le bassin soit respecté. En effet, lors de la construction du réseau à 1/12°, chaque tronçon de rivière conserve le numéro d'identification attribué à 1/1200° (Figure 2.14.c) et il en est de même pour le lac. Dans le cas où il est nécessaire de déplacer un tronçon de rivière, le lac le sera aussi.

(11). L'accumulation de flux est un nombre, affecté à chaque cellule, qui correspond à la somme de toutes les cellules amont contribuant au flux de la cellule.

Une question reste cependant en suspend concernant la prévalence d'une cellule lac par rapport à une cellule rivière. Dans certains cas, la fraction réelle de lac au sein d'une cellule peut s'avérer faible et donc le remplacement d'un tronçon de rivière par ce lac peut induire une modification trop importante de l'hydrologie. Il n'est d'ailleurs pas exclu que de fausses détections apparaissent dans ECOCLIMAP-II sur des rivières larges, comme l'Amazone, ou dans des régions avec une grande densité de lac. La méthode la plus adaptée semble être d'imposer un seuil sur la taille des lacs à partir duquel il est plus cohérent d'inclure un lac plutôt qu'une rivière dans le réseau. Comme ce type d'information est peu voire non existante à l'échelle globale, le choix arbitraire de ne considérer que les cellules dont le recouvrement par les lacs était d'au moins 50% de l'aire d'une cellule CTRIP au 1/12° a donc été fait.
Ce choix permet notamment de filtrer les lacs trop petits qui, étant donnée leur réponse relativement rapide à l'échelle de notre étude, ne perturbent que peu la dynamique hydrologique.

Une autre question émerge ici quant à la cohérence hydrologique d'un tel masque avec des conséquences sur le comportement hydrologique du bassin. Dans l'exemple du lac du Bourget à 1/12°, le masque de réseau associé recouvre partiellement deux cellules. Une première cellule correspondant à la partie Nord du lac et une deuxième à la partie Sud (Figure 2.14.d). Le lac du Bourget fait partie du bassin versant s'écoulant dans le Rhône par le biais du canal de Savières c'est-à-dire par sa partie Sud à 1/12°. La partie Nord, quant à elle, fait partie du bassin de la rivière Chéran qui se jette dans le Rhône plus en amont. À notre résolution, ces deux cellules ne contribuent donc pas aux mêmes écoulements avec la partie Nord et la partie Sud qui transfèrent de la masse vers deux bassins différents. Il y a ici l'apparition d'une incohérence induite par le choix d'échelle et les conflits entre des informations sous-maille. Pour pallier à ces problèmes, qui peuvent arriver sur d'autre lacs, le masque est lui-même corrigé par le biais d'un algorithme récursif remontant le tronçon de rivière identifié précédemment à 1/12° (tronçon rose sur la figure 2.14.d). Depuis l'exutoire, l'algorithme identifie les cellules du masque de lac qui sont effectivement traversé par le tronçon de rivière. Le résultat pour le lac du Bourget est présenté sur la figure 2.15. Le fait d'avoir un tel masque de réseau permet de dissocier ces deux cellules et de ne prendre en compte dans le bilan de masse que la partie Sud, cellule placée effectivement dans le bassin versant du lac. Ainsi même si une fraction du lac se trouve sur la partie Nord, le bilan de masse sur cette cellule restera celui d'une rivière.

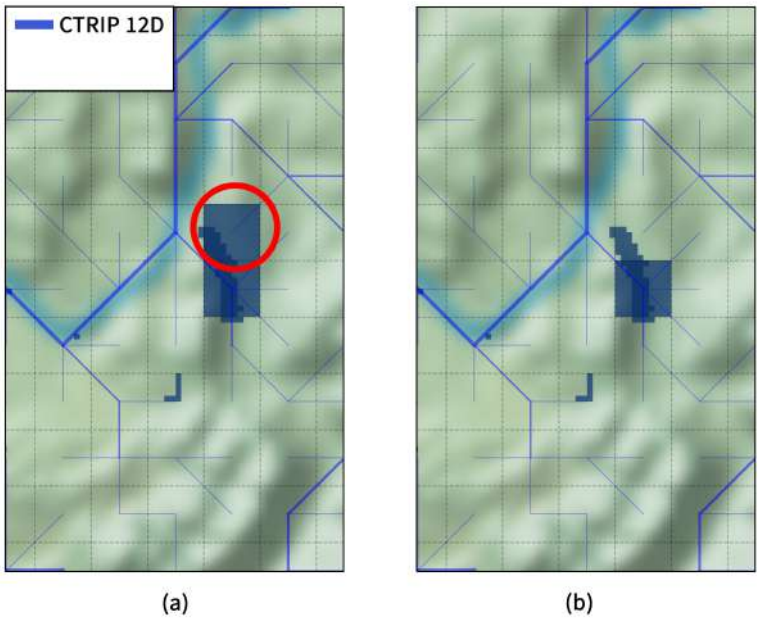



FIGURE 2.15 – Masque de réseau pour le lac du Bourget et réseau CTRIP à 1/12° avant (a) et après correction (b) des incohérences hydrologiques.

### 2.6.3 Correction du chevelu hydrologique

Le travail d'intégration proposé dans cette thèse se base aussi sur la représentation du routage intrinsèque de CTRIP et notamment le travail sous forme de "nœud" de rivière. Comme illustré sur la figure 2.16, le réseau de rivières, en plus d'une représentation spatiale, est modélisé sous la forme d'une arborescence (12). Ainsi tous les centres des cellules du réseau CTRIP sont associés à un nœud dans le réseau où est effective la résolution du bilan de masse. Ces nœuds sont ensuite reliés entre eux par des tronçons de rivière sous la condition qu'un nœud peut recevoir de la masse de plusieurs affluents mais ne peut la transférer qu'à un unique nœud aval. Dans la logique de CTRIP, chaque nœud tient compte des informations de la totalité de la cellule et notamment des données géomorphologiques et topographiques. Cette représentation en cascade assure un transfert amont-aval basé sur le numéro de séquence attribué à chaque nœud et présenté à la section 2.4.4.

Dans le cas du modèle CTRIP sans MLake, le séquençage résout le bilan de masse de l'amont du réseau ("headwater cell") vers l'exutoire ("outlet"). Le numéro de séquence minimal est attribué aux cellules les plus en amont puis est incrémenté à chaque pixel aval. Une incrémentation spécifique est définie au niveau d'une confluence suivant l'Eq. 2.57. Chaque nœud possède donc les paramètres de la rivière correspondant à sa localisation dans le chevelu comme définie dans la section 2.4.4.

(12). *tree representation*, en anglais.

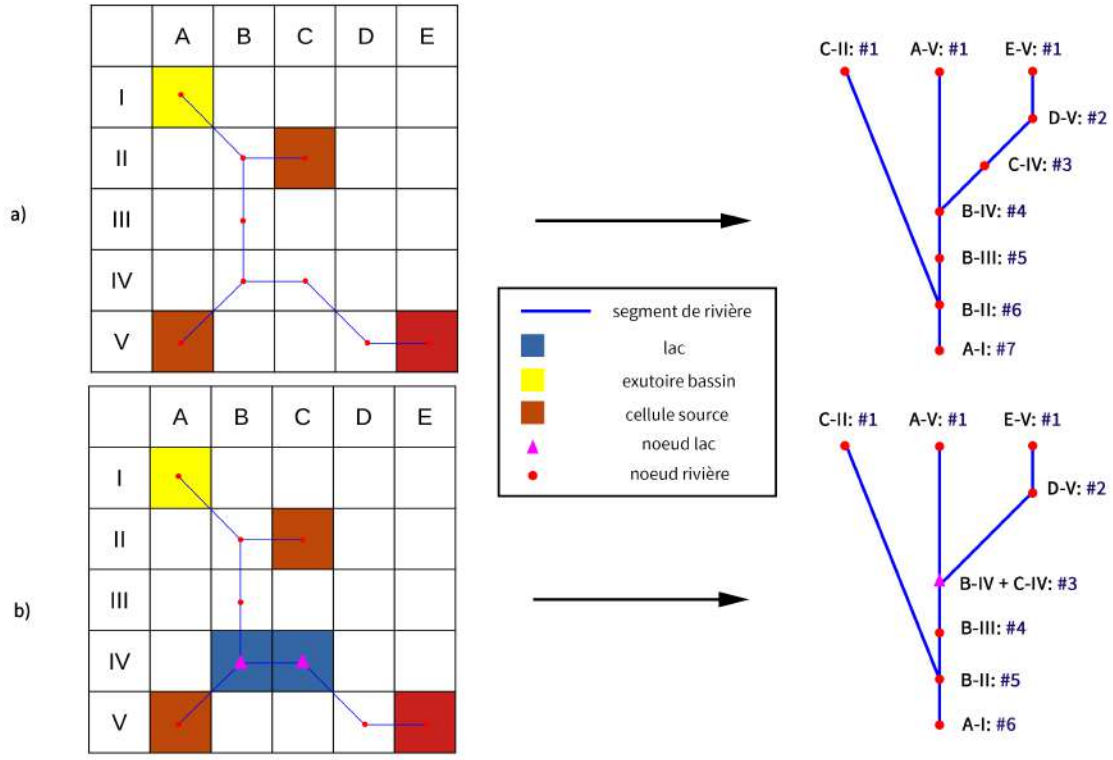



FIGURE 2.16 – Représentation du concept de réseau de routage tel qu'utilisé dans CTRIP au 1/12°. a) Réseau CTRIP sans lacs, b) Réseau CTRIP avec lacs.

Un schéma d'attribution du numéro de séquence similaire a été utilisé dans le cas des lacs. La spécificité repose sur l'attribution d'un unique nœud lac à la totalité des cellules recouvertes par un lac dans le masque de réseau. Prenons l'exemple du chevelu représenté sur la figure 2.16 et contenant un lac. Dans ce cas, toutes les cellules qui ont été précédemment identifiées comme des tronçons de rivières (ici **B-IV** et **C-V**) sont remplacées par un nœud unique regroupant la somme des cellules du lac sur le masque de réseau. L'introduction des lacs dans le réseau ne supprime pas les paramètres de rivières existants sur ces cellules et ne font que rajouter en surcouche les caractéristiques associées aux lacs. Cela évite la reconstruction du réseau dans le cas où MLake serait désactivé.

### 2.6.4 Gestion du partage des forçages

Les problèmes d'intégration n'apparaissent pas seulement sur le comportement hydrologique dans le bassin mais aussi au niveau des processus comme l'interception des précipitations, le ruissellement ou les échanges de sub-surface qui sont spécifiques à chacune des cellules recouvertes. À l'inverse des caractéristiques morphologiques du lac, ces processus ne peuvent pas être spatialisés sur la totalité du lac.

L'approche sous forme de dualité rivière/lac amène des interrogations sur l'attribution des variables hydrologiques et le calcul des différentes composantes du bilan. Même si le lac est représenté par un seul nœud, il reste que son emprise spatiale modifie le partage des flux de masse au sein des cellules où il est présent. Pour détailler ce point, revenons au cas du lac du Bourget décrit sur la figure 2.17.

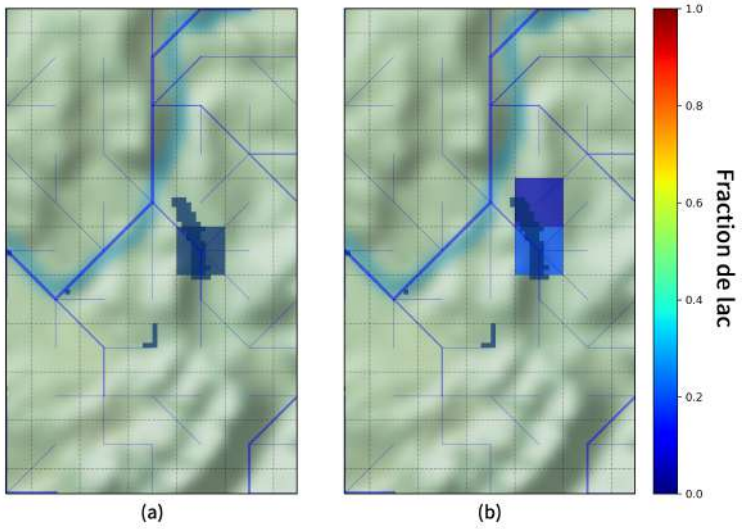



FIGURE 2.17 – Représentation du masque réseau (a) et du masque de ruissellement (b) pour le lac du Bourget à 1/12° dans le réseau CTRIP.

Comme vu précédemment, à 1/12°, le lac du Bourget recouvre partiellement deux cellules mais seule la partie Sud, localisée dans le bassin versant, est considérée pour la résolution du bilan de masse.
Pourtant le lac récupère du ruissellement et intercepte des précipitations sur les deux cellules. Le bilan de masse est donc modifié par les contributions des deux cellules. Dans ce cas de figure, des problèmes de conservation peuvent apparaître et le masque de réseau n'est pas suffisant pour quantifier correctement l'interaction du lac avec de composantes du bilan comme les précipitations ou le ruissellement. Dans les faits, le lac intercepte une fraction des précipitations sur chaque cellule même si le volume résultant du bilan de masse sur ce lac participe seulement au débit du canal de Savières.

Il a donc semblé judicieux de créer un deuxième masque de lacs, le **masque de ruissellement** (Figure 2.17.b), spécifiquement pour le calcul des différentes variables hydrologiques prises en compte dans le bilan. Ce masque est complémentaire du masque de réseau et garantit la cohérence de l'hydrologie locale.

Ce masque est créé sur la base des informations à 1/120° fournies par ECOCLIMAP-agrégée. Pour chaque identifiant de lac, le masque de ruissellement est construit par interpolation de la donnée à 1/120° sur la grille 1/12°. Toutes les cellules à 1/12° conte-

nant au moins une cellule de lac dans ECOCLIMAP-II (1/120°) sont alors considérées dans le réseau de ruissellement comme un lac, sans considération de bassin versant. Ce masque sert notamment pour le calcul de la masse d'eau interceptée et stockée par le lac en fonction de la fraction de cellule recouverte. Il doit, par contre, conserver la cohérence du réseau et le fait que certaines cellules rivière soient remplacées par des lacs, ce qui impose que la fraction de lac sur les cellules du **masque de réseau** soit ramenée à 1.

### 2.6.5 Processus physiques

Les deux étapes précédentes ont permis la construction du réseau de routage et l'initialisation des champs physiographiques et morphologiques des différentes entités. À partir de ces données, tous les éléments sont réunis pour effectuer la résolution numérique. La gestion du transfert d'eau dans le réseau est assurée par une équation du bilan de masse appliquée à l'ensemble de la surface du lac, supposée homogène. Le modèle CTRIP-MLake résout alors un bilan distinct pour les rivières et les lacs. Dans un souci de simplicité et afin d'accroître la flexibilité du modèle face à la diversité des dynamiques lacustres, le bilan de masse se base sur la résolution d'une équation dont la variable pronostique est le stock $V_{lake}$ (Figure 2.18) :

$$\frac{dV_{lake}}{dt} = P_{ol} - E_{ol} + R_S + D + Q_{in} - Q_{out} - Q_{gw} - Q_p \tag{2.74}$$

$P_{ol}$ correspond aux précipitations directement interceptées par le lac ($kg.m^{-2}.s^{-1}$). $E_{ol}$ est l'évaporation estimée directement au-dessus du lac ($kg.m^{-2}.s^{-1}$). $Q_{gw}$ représente les flux de masse échangés avec les aquifères qui ne sont pas pris en compte dans cette thèse ($kg.m^{-2}.s^{-1}$). $Q_p$ représente les flux de masse issus de prélèvements anthropiques qui ne sont pas pris en compte dans cette thèse ($kg.m^{-2}.s^{-1}$). Le ruissellement de surface $R_S$ ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) et le drainage $D$ ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) représentent la contribution des berges des lacs aux flux entrants.

L'initialisation du stock est effectuée par le biais des informations fournies par ECOCLIMAP-agrégée et GLDB. Le premier masque donne l'aire de surface pour chaque lac $A_{ECO}$ ($m^2$) et le deuxième informe sur la profondeur moyenne du lac $z_{moy,GLDB}$ ($m$). Le stock initial est ainsi déduit de la relation :

$$V_{lake,0} = A_{ECO}.z_{moy,GLDB} \tag{2.75}$$

En ce qui concerne l'évaluation de la partie atmosphérique du bilan de masse( définit par le couple précipitations, évaporation), celui-ci est déterminé en calculant les précipitations interceptées sur le masque de ruissellement du lac $P_{ol}$ auquel est retranché

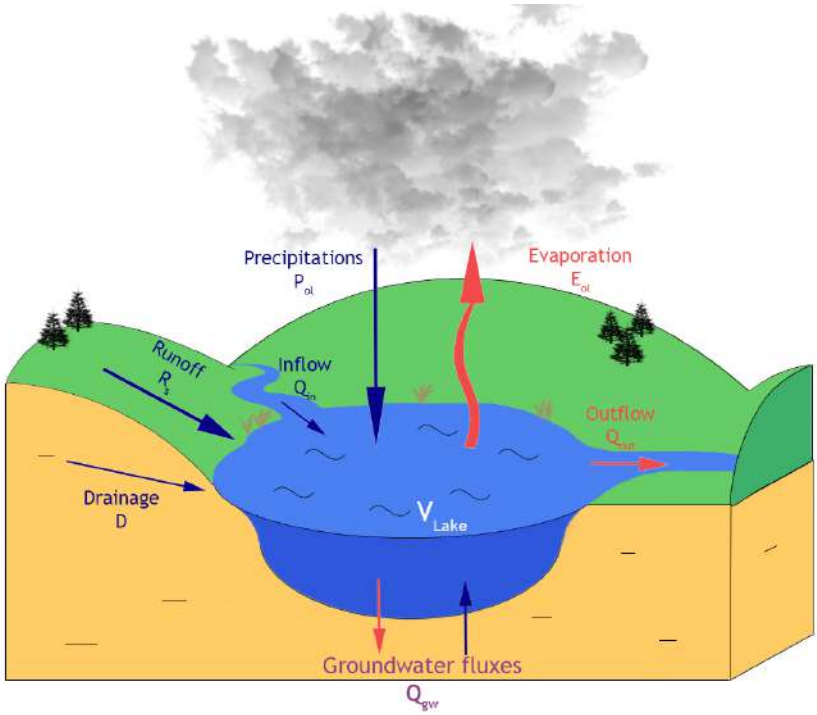



FIGURE 2.18 – Schéma des processus impliqués dans le bilan de masse d'un lac.

l'estimation d'évaporation provenant d'une simulation FLake $E_{ol}$. Á ce stade, il n'y a pas de rétroaction de la dynamique du lac sur l'évaporation, rétroaction qui sera introduite à terme par le couplage entre CTRIP-MLake et SURFEX.
Comme vu dans la partie 2.6.4, le ruissellement et le drainage sont calculés pour chaque lac en cohérence avec le masque de ruissellement tel que :

$$\begin{cases} R_S = max(0, \sum_p r_S(p)) \\ D = max(0, \sum_p d_S(p)) \end{cases} \tag{2.76}$$

$r_S$ et $d_S$ sont respectivement le ruissellement de surface et le drainage sur chaque cellule du masque ($kg.m^{-2}.s^{-1}$). $p$ correspond aux cellules de lacs sur le masque de ruissellement.

De façon similaire la contribution des affluents aux flux entrants $Q_{in}$ est calculée en prenant la somme des débits provenant des cellules rivières amont sur le masque de réseau, tel que :

$$Q_{in} = \sum_{k}^{l} q_{in}(k) \tag{2.77}$$

avec $q_{in}$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$) la contribution de l'affluent $k$ et $l$ le nombre d'affluents s'écoulant dans le masque de réseau du lac.

Le calcul des flux entrants détermine un état intermédiaire du lac défini par un volume $V^*_{lake}$ (kg) à l'instant $t$ tel que :

$$V^*_{lake}(t) = V_{lake}(t - \Delta t) + (P_{ol}(t) - E_{ol}(t) + R_S(t) + D(t) + Q_{in}(t))\Delta t \tag{2.78}$$

où $V(t - \Delta t)$ est le volume du lac au pas de temps précèdent.

En supposant que l'aire du lac reste constante quelle que soit la hauteur du lac [13], il est possible de définir une hauteur intermédiaire $h^*_{lake}$ (m) définie comme :

$$h^*_{lake}(t) = \frac{V^*_{lake}(t)}{A_{ECO}} \tag{2.79}$$

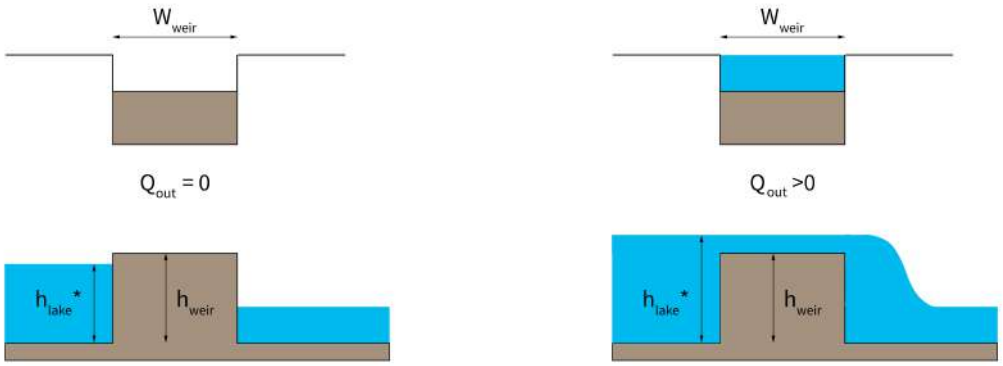
Le débit s'écoulant hors du lac $Q_{out}$ est calculé sur la base d'une analogie avec un déversement de seuil qui lie la charge en eau au dessus d'un seuil au débit s'écoulant à travers ce seuil. Cette analogie est satisfaisante pour représenter la dynamique d'écoulement de l'eau s'écoulant principalement au-dessus de la contre-pente du lac. À $1/12°$, les exutoires de lacs sont suffisamment étroits pour être considérés comme droit, de plus les effets de frottements sont négligeables et les lignes de courant rectilignes.

La charge en eau au-dessus du seuil est représentée par la hauteur relative, fruit de la comparaison entre $h^*_{lake}$ et la hauteur du seuil rectangulaire $h_{weir}$ (Figure 2.19) :

$$Q_{out} = \begin{cases} 0 & \text{si } h^*_{lake} < h_{weir} \\ C_d \rho_\omega \sqrt{2g} W_{weir} (h^*_{lake} - h_{weir})^{\frac{3}{2}} & \text{si } h^*_{lake} > h_{weir} \end{cases} \tag{2.80}$$

$C_d$ est le coefficient de traînée adimensionnel associée au seuil égal à 0.485 [Lencastre, 1963], $W_{weir}$ est la largeur du seuil égale à la largeur de la rivière dans le réseau CTRIP au niveau de l'exutoire du lac (m).

(13). les lacs sont représentés sous forme prismatique.




(a) Cas d'un lac sans déversement (b) Cas d'un lac avec déversement

FIGURE 2.19 – Schéma de déversement d'un lac. Les figures du haut représentent une vue de face. Les figures du bas représentent une vue transversale.

Comme il n'existe aucune information globale sur la hauteur de la contre-pente ou le rapport entre profondeur du bassin lacustre et niveau d'eau, il a été décidé d'initialiser la hauteur du seuil au niveau initial du lac $z_{moy,GLDB}$. Le débit à l'exutoire devient donc seulement dépendant de la charge en eau au-dessus du seuil qui est atteinte après une phase de spin-up aboutissant à un régime d'équilibre pour le niveau du lac. Dans ce cas, la seule limitation est que le diagnostic sur le niveau du lac est construit en hauteur relative par rapport au niveau du lac et limite la comparaison directe avec des mesures absolues (comme les données d'altitude).

Le volume final du lac pour le pas de temps se résume donc à :

$$V_{lake}(t) = V^*_{lake}(t) - Q_{out}(t)\Delta t \tag{2.81}$$

#### 2.6.5.1 Organisation générale et paramètres introduits dans CTRIP

L'organisation générale du code de MLake est représentée sur la figure 2.20. L'introduction de MLake dans le réseau de routage ajoute sept paramètres et une variable dans le modèle sans engendrer de complexité supplémentaire. En plus des variables et paramètres prescrits, le modèle produit trois variables diagnostiques utiles à sa validation et plus généralement à l'étude de la dynamique lacustre : `lake_in` la somme des débits entrants dans le lac ($kg.m^2.s^{-1}$), `lake_out` le débit produit par déversement à l'exutoire du lac ($kg.m^2.s^{-1}$) et `lake_h` la variation relative de hauteurs du lac ($m$).
Le pas de temps de calcul choisis dans le cadre de ces travaux est un pas journalier.

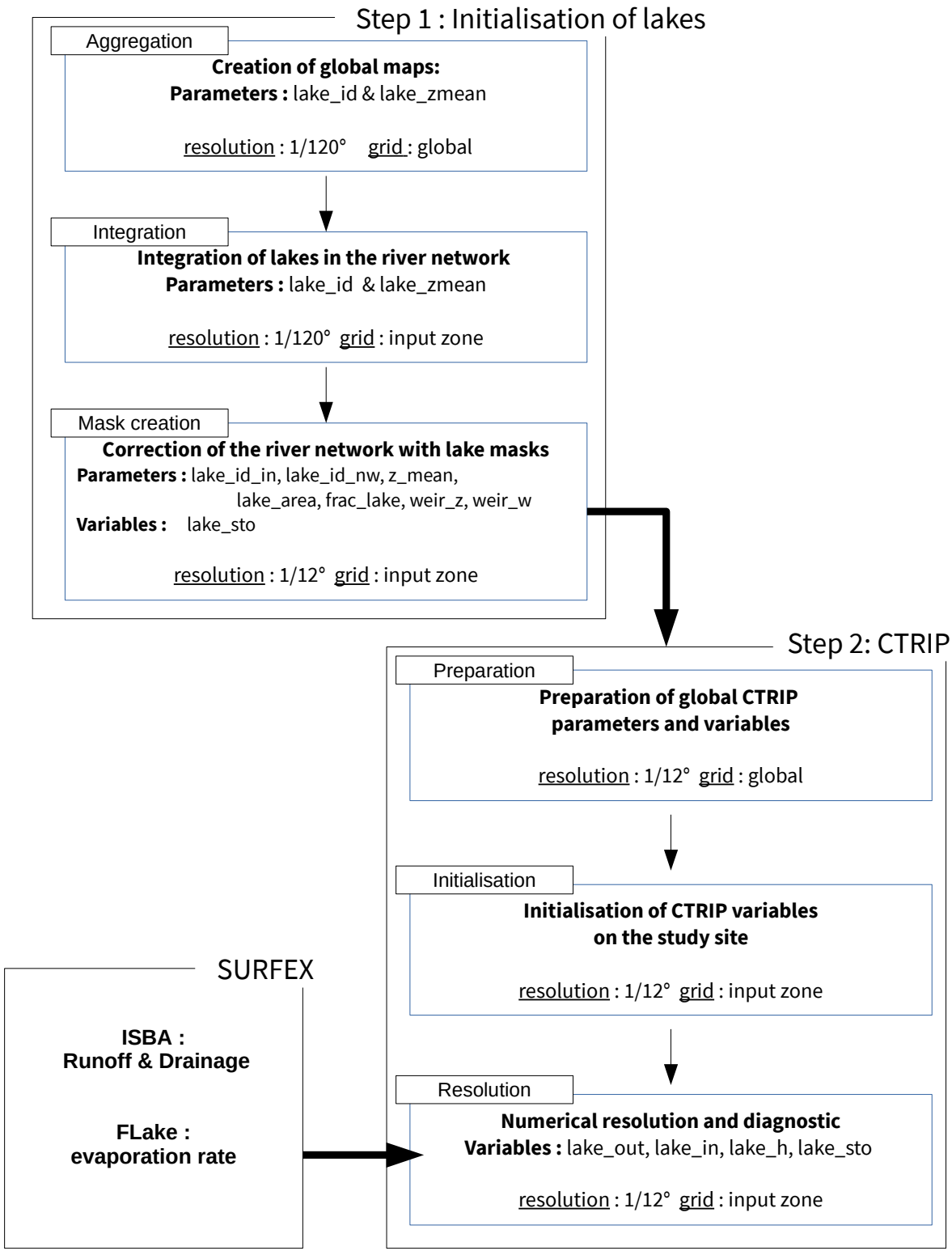



FIGURE 2.20 – Organisation générale de la routine associée au module MLake dans la structure de CTRIP en mode offline.

## 2.7 Conclusion

La modélisation hydrologique à l'échelle régionale et globale développée au CNRM repose sur l'utilisation couplée du modèle ISBA, résolvant les bilans d'énergie et d'eau pour l'estimation de la production de ruissellement et de drainage, et du modèle de routage en rivière CTRIP, assurant le transfert d'eau de l'amont à l'aval des bassins versants. Ces modèles assurent la fermeture du bilan hydrologique global et sont aujourd'hui intégrés au modèle de Météo-France CNRM-CM utilisé pour étudier le climat et son évolution. Pour avoir une vision complète du cycle de l'eau et corriger les flux simulés des grands bassins fluviaux, il est nécessaire de prendre en compte la dynamique des masses d'eau lacustres en plus de leur bilan énergétique permis par l'introduction du modèle FLake dans la plateforme de modélisation de surface SURFEX.

À ce jour, CTRIP possède une résolution globale de 1/12° où chaque maille représente un unique tronçon de rivière dont la localisation provient de l'utilisation d'un modèle numérique de terrain à haute résolution. Cependant cette représentation occulte la dynamique hydrologique des régions où la densité de lac est importante. Le but de cette thèse est donc de corriger le réseau de rivière global en introduisant une paramétrisation des échanges en eau dans le continuum rivière-lac. Cela est permis par le couplage du modèle de bilan de masse de lac MLake à CTRIP.
Dans un premier temps, le réseau a été corrigé par l'introduction d'un masque de lac agrégé à l'échelle globale comptant pour tous les lacs issus de la carte ECOCLIMAP-II à 1 km de résolution. Cette carte rend compte des disparités entre les régions sur la disponibilité de la ressource en eau. En se basant sur cette carte, la paramétrisation introduite dans CTRIP assure une représentation plus réaliste des variations de masse et permet la prescription des conditions de stocks d'eau à l'échelle globale. À terme, le couplage de CTRIP-MLake avec le modèle de climat assurera le suivi de la ressource en eau et de ses variations régionales pour la prévision hydrologique globale. Les lacs étant des sentinelles du changement climatique, la prise en compte de leurs niveaux d'eau en tant que variables climatiques essentielles aide à la détection des zones de stress hydrique notamment en réponse à des modifications environnementales induites par le changement climatique. Cette modélisation couplée est justifiée par la dépendance de chaque variable hydrologique. Par exemple, une modification de la température de la colonne d'eau influence les taux d'évaporation potentielle qui agissent en retour sur les niveaux d'eau et donc l'emprise de surface. Ces modifications restent cependant relatives et spatialement inégales. Entre 1984 et 2015, 90 000 $km^2$ de surface en eau permanente ont disparu à travers le monde quand 180 000 $km^2$ sont apparus dans d'autres régions du monde [Pekel et al., 2016].

Les deux chapitres qui suivent ont pour but d'évaluer et de valider cette nouvelle paramétrisation notamment par rapport aux débits produits et aux variations de hauteurs de lacs mais aussi en analysant la sensibilité du modèle à la largeur de l'exutoire des lacs. Ces évaluations se feront tout d'abord à l'échelle du bassin du Rhône grâce à l'utilisation de la chaîne SAFRAN-ISBA-MODCOU. Puis une évaluation à l'échelle globale sera détaillée sur trois bassins versants identifiés par des caractéristiques hydrologiques et climatiques différentes sur la base de forçages atmosphériques utilisés dans les études climatiques globales.

Chapitre 3

# Évaluation et validation locale : Le bassin versant du Rhône

## Sommaire


**3.1 Le bassin versant du Rhône . . . . . 130**
**3.2 Les lacs du bassin versant du Rhône . . . . . 135**
3.2.1 Caractéristiques générales . . . . . 135
3.2.2 Le Léman et son rôle central . . . . . 136
**3.3 La chaîne SAFRAN-ISBA-MODCOU . . . . . 138**
**3.4 Les configurations utilisées pour FLake et CTRIP . . . . . 142**
**3.5 Les données de validation . . . . . 143**
**3.6 Intégration des lacs sur le bassin versant du Rhône . . . . . 146**
3.6.1 Apport des lacs sur les simulations de CTRIP . . . . . 146
3.6.2 Validation du modèle CTRIP-MLake . . . . . 149
3.6.3 Discussions . . . . . 157
**3.7 Conclusion . . . . . 159**


Les étapes d'évaluation et de validation sont incontournables dans le développement d'un modèle afin de quantifier les modifications induites par son intégration et de vérifier son bon fonctionnement. Pour cela, il convient de comparer les données simulées avant et après introduction de la nouvelle physique pour ensuite les évaluer sur la base d'observations locales. Les observations, et notamment les forçages atmosphériques, sont souvent de meilleure qualité que des données globales et permettent donc une comparaison précise. De plus, restreindre l'étude à une zone réduite engendre des coûts de calculs moindres et facilite la multiplication des configurations à tester.
La zone d'étude choisie dans cette thèse est le bassin versant du Rhône. Au vu de l'importance hydrologique du Léman dans le bassin versant et de l'existence de jeux de données climatiques et hydrologiques vastes et précis, le bassin rhodanien est une zone propice à l'évaluation et la validation du modèle.

Quatre stations de jaugeage sur le linéaire du Rhône ont été sélectionnées pour caractériser l'effet des lacs sur chaque région hydrographique du bassin (1). Profitant des forçages issus de la chaîne hydrométéorologique opérationelle SAFRAN-ISBA-MODCOU, il est possible de directement forcer CTRIP pour vérifier la cohérence des débits simulés avant et après l'introduction des lacs dans le modèle tout en réduisant sa sensibilité à la variabilité spatiale des forçages. En plus d'évaluer l'intérêt de MLake pour la simulation hydrologique, la validation se focalise aussi sur les performances de MLake à modéliser les débits du Rhône et les variations de niveau du Léman par rapport à des observations.

## 3.1 Le bassin versant du Rhône

### Morphologie du bassin

Long de 812 km, le Rhône assure un lien privilégié entre les glaciers alpins et la mer Méditerranée. Divisé entre la Suisse et la France, le Rhône draine une surface de 98 000 km$^2$ dont plus de 90 % se trouve sur le territoire français (Figure 3.1). Cette frontière géographique est aussi une frontière morphologique qui divise le Rhône entre sa partie amont et sa partie aval. La partie amont correspond à la zone située entre la source du Rhône au glacier de Furka et l'exutoire du Léman à Genève. La partie aval, quant à elle, débute au sortir de Genève pour s'écouler et rejoindre la mer Méditerranée par son delta. Malgré cette distinction, le Rhône reste un fleuve alpin majoritairement influencé par les massifs montagneux qui l'alimentent puisque 50 % de son bassin se situe au-dessus de 500 m (asl) et 15 % au-dessus de 1500 m (asl).

### Climat

D'un point de vue climatique, le bassin versant du Rhône est particulièrement intéressant car il peut être divisé en quatre zones climatiques dont les caractéristiques sont regroupées dans le tableau 3.1 (2). La tête du bassin est soumise à un climat tempéré humide avec des cumuls de précipitations assez importants, principalement sous forme de neige. L'est et le nord du bassin sont influencés par un climat continental avec des hivers froids. Enfin la partie sud est influencée par le climat méditerranéen caractérisé par des étés secs et chauds, des cumuls annuels de précipitations faibles au contraire des intensités de précipitations saisonnières qui peuvent atteindre des valeurs extrêmes (plus de 300 mm en 12h).

(1). Partie d'un bassin hydrographique désignée comme le premier ordre de découpage hydrographique français. Il existe en France 24 régions hydrographiques dont quatre sur le bassin versant du Rhône.

(2). Pour plus d'informations sur la classification climatologique de Köppen-Geiger, le lecteur se tournera vers [Beck et al., 2017]

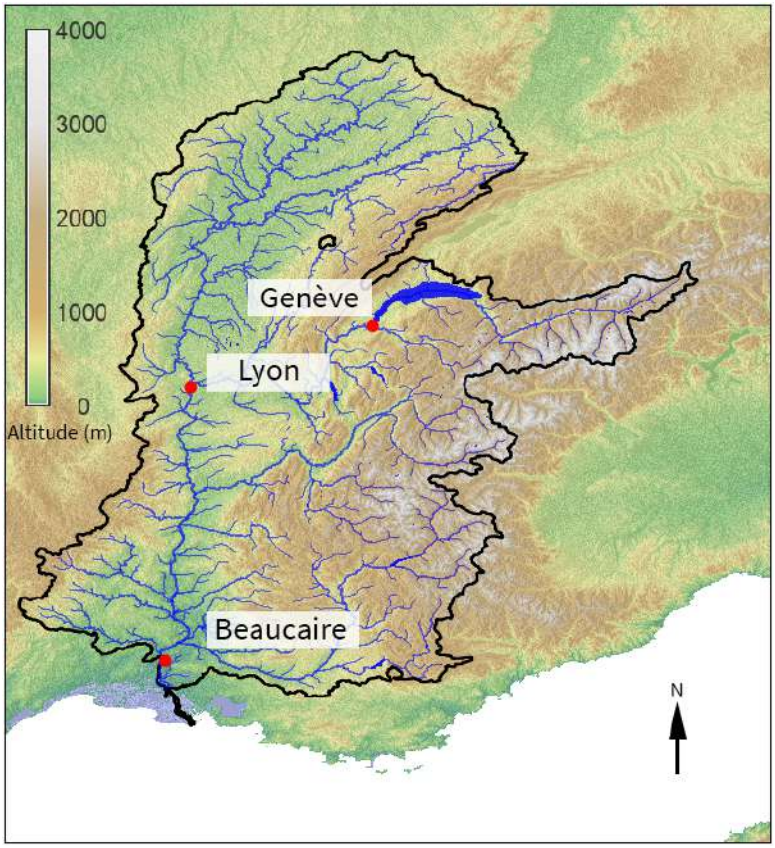



FIGURE 3.1 – Bassin versant du Rhône et sa topographie.

Tableau 3.1 – Principales caractéristiques du bassin versant du Rhône avant son delta.

| | Rhône alpestre | Haut Rhône français | Rhône moyen | Rhône inférieur |
|---|---|---|---|---|
| Altitude moyenne (m) | 1655 | | 699 | |
| Surface drainée ($km^2$) | 8000 | 12300 | 46150 | 29150 |
| Cumul annuel de précipitations (mm) | 1000 | 900 | 890 | 695 |
| Débit moyen annuel ($m^3.s^{-1}$) | 335 | 600 | 1400 | 1700 |
| Classification Köppen-Geiger | ET/Cfb | Cfb | Cfa | Csa |

## Hydrologie

Avec un module aux alentours de 1700 $m^3.s^{-1}$, le Rhône est le plus puissant des fleuves français. La variété des climats sur son bassin lui confère aussi un régime hydrologique complexe caractérisé par un déphasage entre la tête et l'aval du bassin (Figure 3.2). La contribution de ses principaux affluents (Ain, Saône, Isère, Durance) est conséquente et compte pour 55% du débit du Rhône à l'exutoire [CRM, 2019]. De plus, ces apports se classent selon trois composantes hydrologiques : pluviale, nivale et glaciaire. Cette triple alimentation assure un débit saisonnier constant mais présente une variabilité spatiale forte.

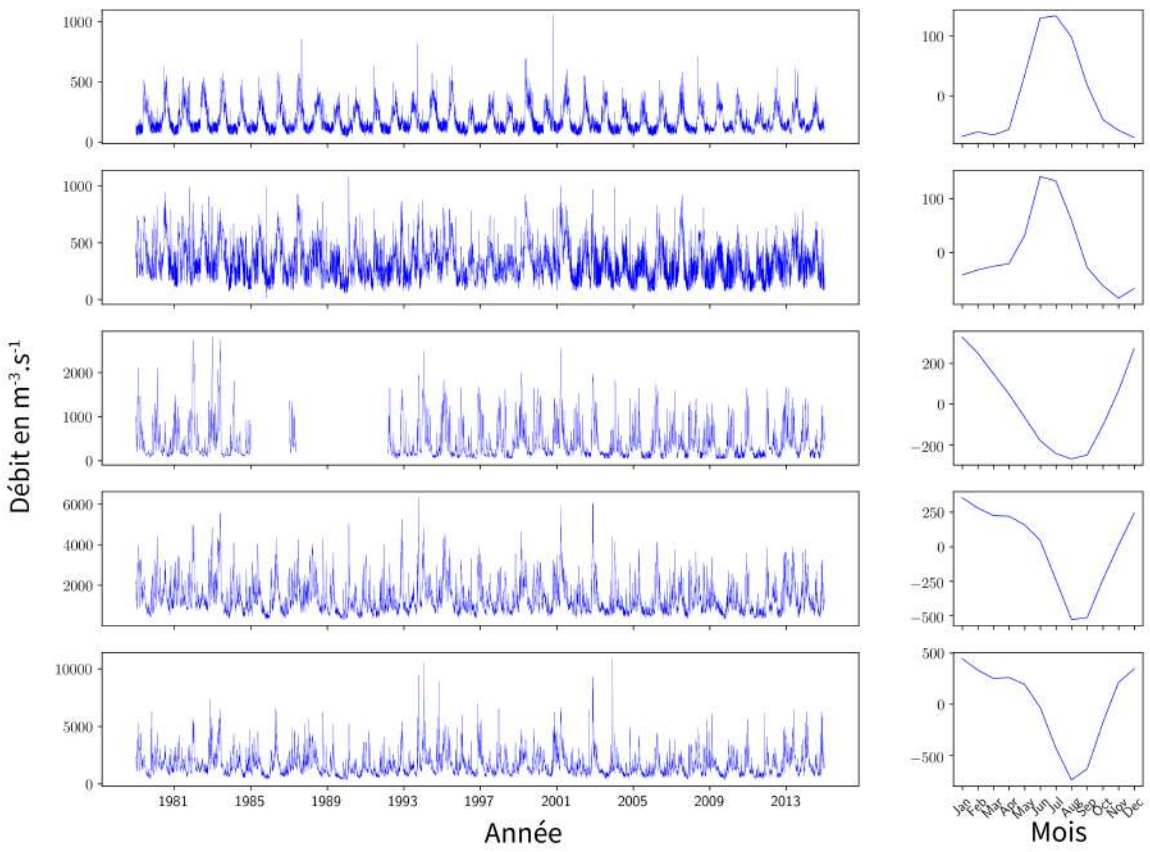



FIGURE 3.2 – Chroniques de débits observés et cycle annuel issues de la Banque Hydro pour des stations situées dans les unités hydrographiques du Rhône. A) Porte du Scex (Suisse), B) Pougny, C) Mâcon, D) Valence, E) Beaucaire.

Suivant les régimes hydrologiques qui les caractérisent, le bassin versant se découpe en quatre sous-bassins hydrologiques :

- Sur la partie en amont du Léman, le Rhône possède un régime nivo-glaciaire dominé par les apports glaciaires. Ce régime s'identifie par des périodes de basses eaux hivernales (novembre-avril) et des périodes de hautes eaux au printemps issues de la fonte nivale ;

- Jusqu'à sa confluence avec la Saône, le régime reste nivo-glaciaire car influencé par de grands affluents (l'Arve, l'Ain, le Fier et le Guiers) dont l'alimentation saisonnière est régulière. Contrairement à la partie amont, les crues sur cette partie sont atténuées par la présence du Léman qui joue son rôle de tampon hydrologique ;

- Le régime de la partie médiane entre la Saône et l'Eyrieux est pluvial, notamment par l'apport des eaux de la Saône, soumis à un climat océanique. On observe, ici, une inversion des régimes de débits se traduisant par une période de hautes eaux en hiver et une période de basses eaux en été ;

- Enfin la partie aval, influencée par le climat méditerranéen, concourt à modifier totalement le régime hydrologique du Rhône. Sur cette zone, les cours d'eau souffrent de sévères étiages en été et participent à la propagation de crues rapides lors des épisodes méditerranéens automnaux.

En lien avec ces régimes hydrologiques et sur la base de leurs caractéristiques spatiales et temporelles, quatre grands types de crues se produisent sur le linéaire du Rhône :

- les **crues océaniques** se déclenchent suite à des cumuls de précipitations importants pendant les mois d'hiver sur la partie du bassin soumise à l'influence océanique venant de l'ouest et sont propagées par la Saône. Ces crues, de type fluvial, se caractérisent par des temps de concentration lents et une période de crue longue ;

- les **crues méditerranéennes** sont la conséquence directe des fortes intensités de précipitations tombant à l'automne sur le pourtour méditerranéen. Ces crues exceptionnelles se distinguent par des temps de concentration très courts et des pics de crues très importants issus de la contribution majeure des ruissellements torrentiels. Elles sont souvent associées à des crues dites "éclair" qui durent généralement quelques heures mais présentent des temps de réponse et des marnages importants ;

- Lorsque les épisodes méditerranéens ont des extensions spatiales importantes les crues associées n'ont plus ce caractère localisé, on parle alors de **crues méditerranéennes extensives**. Dans cette configuration, la crue est accentuée par la contribution des affluents et affecte la totalité du bassin rhodanien. C'est ce type de crue qui a provoqué la crue historique du Rhône de décembre 2003 ;

- Lorsque les conditions météorologiques affectent la totalité du bassin alors il est possible de parler de **crues généralisées**. Ce type de crue est généralement provoqué par une combinaison des composantes océanique et méditerranéenne extensive.

### Intérêt économique

Le corridor Rhône-Méditerranée a été, de tout temps, un axe économique majeur. Même s'il ne représente que 10 % de la superficie du territoire il constitue un tissu économique pour le quart de la population française et plus du tiers des industries du bassin [CRM, 2019]. L'apport économique est aussi lié à l'attrait touristique de son bassin composé d'une importante diversité de territoire permettant notamment le développement d'activités nautiques. La gestion des eaux du Rhône a été cédée en 1933 et pour 90 ans à la Compagnie Nationale du Rhône (CNR) (3).

Les eaux du Rhône sont utilisées pour de nombreux usages. Entre autres, le potentiel énergétique du Rhône est important grâce à un débit conséquent. L'augmentation exponentielle du nombre d'ouvrages hydroélectriques, au milieu du 20e siècle, donne aujourd'hui aux eaux du Rhône une importance capitale dans la production électrique française et suisse. Pour la partie suisse du Rhône, la capacité cumulée des réservoirs est de 1.2 $km^3$ pour une production de 1.5 milliard de $kWh.an^{-1}$ [Olivier et al., 2009]. Sur la partie française, le Rhône compte 20 centrales hydroélectriques gérées par la CNR. Pour satisfaire à la production électrique, un dédoublement du Rhône sur environ 180 km assure une alimentation constante en eau des stations hydroélectriques. En moyenne annuelle, ces centrales produisent 16400 GWh d'électricité, soit 93 % de la production hydroélectrique française [Bravard and Clémens, 2008].
À cela s'ajoute l'utilisation des eaux du Rhône pour le refroidissement des centrales thermiques et nucléaires. Au total, les eaux du Rhône contribuent à 20 % de la production électrique française.

Un autre vecteur économique important sur le Rhône concerne le transport, notamment sur son axe principal Rhône-Saône. Celui-ci est supporté par une forte anthropisation du linéaire fluvial et la construction de 14 écluses grand gabarit. Même s'il reste loin des grands fleuves comme le Saint-Laurent ou le Mississipi, le transport fluvial rhodanien s'élève à 22 millions de tonnes par an de marchandises. Ce transport s'axe principalement sur des fluxs de minéraux bruts (42 %), de produits agricoles (13%) et pétroliers (10 %) [Bravard and Clémens, 2008].

Les eaux du Rhône sont, évidemment, d'une importance majeure en tant que ressource pour l'approvisionnement en eau potable et pour l'agriculture. Le Rhône est utilisé pour irriguer environ 108 000 hectares de terres agricoles sur une superficie totale de 190 000 hectares de surface irriguée [Bravard and Clémens, 2008].

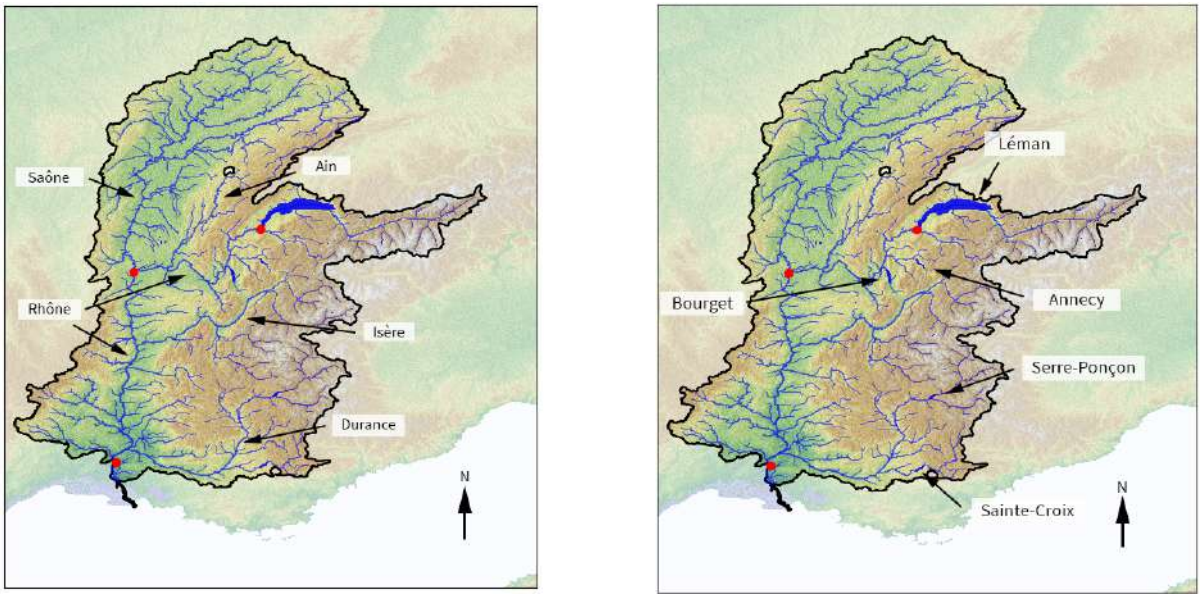
(3). L'échéance étant pour 2023, un projet de prolongation est en cours et devrait donner lieu, courant du printemps 2021, à un avenant ainsi qu'à un décret en conseil d'État pour une durée de concession allongée de 18 ans.

Concernant l'eau potable, environ 0.2 km$^3$ d'eau est prélevé dans la nappe alluviale pour approvisionner 3 millions d'habitants [Olivier et al., 2009].

## 3.2 Les lacs du bassin versant du Rhône

### 3.2.1 Caractéristiques générales

La France n'est pas un grand pays lacustre comparé à la Finlande ou au Canada mais elle compte un nombre important d'étangs, de lacs et de zones humides. Plus spécifiquement, 8.5% du bassin du Rhône (France et Suisse incluses) est recouvert de lacs pour la majeure partie contenue dans cinq grands lacs [Olivier et al., 2009] : le Léman, le lac du Bourget, le Lac d'Annecy, le lac de Serre-Ponçon et le lac de Sainte-Croix (Figure 3.3). Par ailleurs le lac du Bourget avec ses 3.6 km$^3$ est le plus grand lac naturel de France. Le tableau 3.2 présente les caractéristiques de ces cinq lacs.




(a) Principaux affluents du Rhône

(b) Principaux lacs

FIGURE 3.3 – Représentation du réseau hydrographique du Rhône à 90m de résolution issue de MERIT-HYDRO.

Tableau 3.2 – Caractéristiques des principaux lacs du bassin versant du Rhône.

| Nom | Profondeur moyenne (m) | Profondeur maximale (m) | Superficie ($km^2$) | Volume ($km^3$) |
|---|---|---|---|---|
| Léman | 154 | 310 | 580 | 89 |
| Lac du Bourget | 85 | 145 | 44.5 | 3.6 |
| Lac d'Annecy | 41 | 82 | 27.8 | 1.1 |
| Lac de Serre-Ponçon | 72 | 90 | 28 | 1.3 |
| Lac de Sainte-Croix | 30 | 93 | 22 | 0.76 |

### 3.2.2 Le Léman et son rôle central

Étant données ses dimensions et sa localisation, le Léman joue un rôle central dans l'hydrologie du Rhône, il est donc important de s'intéresser brièvement à ses caractéristiques.

Le Léman a acquis ses lettres de noblesse en limnologie dès le 19e siècle grâce au fondateur de cette science : le suisse François-Alphonse Forel. D'origine glaciaire et formé par l'effondrement d'une moraine, le Léman, avec ses 89 $km^3$, est le plus grand bassin d'eau douce d'Europe Occidentale [CIPEL, 2019]. Sa morphologie est dominée par la présence des Alpes sur sa rive Sud-Est et du Jura sur sa rive Nord-Ouest donnant ainsi au lac une forme allongée dans une orientation Est-Ouest. Le Léman est constitué de deux grands bassins : à l'Est, le Grand Lac d'une superficie de 499 $km^2$ et de profondeur maximale 310 m, à l'Ouest, le Petit Lac d'une superficie de 81 $km^2$ et de profondeur maximale 76 m (Tableau 3.3).

Tableau 3.3 – Principales caractéristiques du Léman. Adapté de CIPEL [2019].

| | Léman | Grand Lac | Petit Lac |
|---|---|---|---|
| Altitude moyenne (m) | 372.05 | | |
| Surface libre ($km^2$) | 580.1 | 498.90 | 81.2 |
| Profondeur moyenne (m) | 152.7 | 172 | 41 |
| Profondeur maximale (m) | 309.7 | 309.7 | 76 |
| Volume ($km^3$) | 89 | 86 | 3 |
| Temps de séjour théorique | | 11 ans | |

Cette physionomie joue sur l'évolution des profils de température, avec une tendance du Petit Lac à réagir plus rapidement aux forçages extérieurs. D'un point de vue dynamique, chaque bassin engendre des courants généraux au sein du lac qui conduisent à la formation de gyres lacustres spécifiques pendant une grande partie de l'année [Le Thi et al., 2012].
Tout cela contribue à un répartition particulière des caractéristiques physiques du lac

avec des eaux, en moyenne, plus chaudes au niveau du Petit Lac tandis que le Grand Lac présente des amplitudes saisonnières plus marquées.
Au-delà des légères disparités entre les bassins, le cycle annuel du profil vertical de température au sein du lac suit la même dynamique. Ainsi au printemps et en automne une stratification des eaux se met en place avant que l'hiver ne force le mélange des eaux pour tendre vers un profil homogène. Cette situation contribue au classement des eaux du Léman en bon état écologique [Figure 3.4, Soulignac et al., 2019].

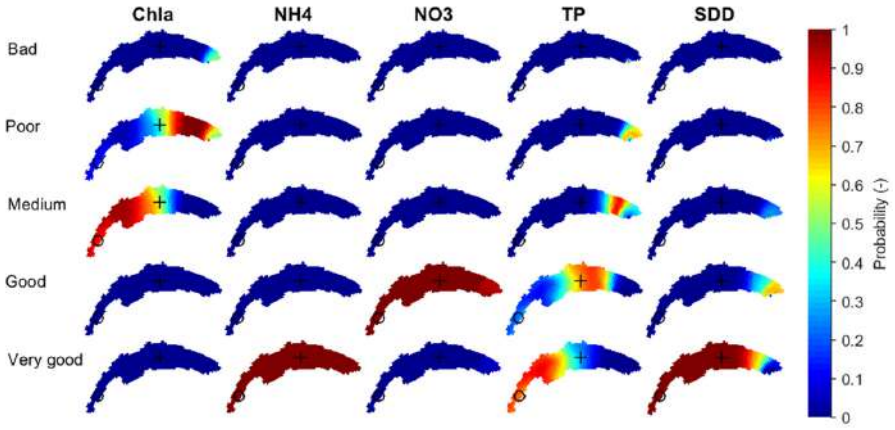



FIGURE 3.4 – Distribution spatiale des états écologiques du Léman exprimée en terme de probabilité d'occurrence sur la base de 1000 échantillons prélevés en 2010. *Chla*, *NH4*, *NO3*, *TP* représente respectivement les concentrations en chlorophylle-a, ammonium, nitrate et phosphore total. *SDD* est la profondeur du disque de Secchi. Source : Soulignac et al. [2019].

Sur le plan hydrologique, le Léman est alimenté en eau douce par six affluents dont le principal est le Rhône avec ses 201 $m^3.s^{-1}$ (`https://www.hydrodaten.admin.ch/fr/2009.html`) (Figure 3.5). Du fait de l'assèchement continental des masses d'air océaniques venant de l'Ouest et du renforcement des pluies par effet orographique, la pluviométrie sur le bassin du Léman se répartit de façon croissante suivant un axe Ouest-Est. L'influence du climat montagnard assure un régime pluvio-nival avec un maximum entre le mois de mars et d'août et des basses eaux atteintes en hiver.

Le Léman est anthropisé depuis le 19$^e$ siècle, époque à laquelle la ville de Genève a construit un barrage pour alimenter les usines de la ville. La forte variation des niveaux du lac a contraint les cantons de Vaud et du Valais à co-signer, en 1884, un accord de gestion des eaux du Léman afin de garantir des variations acceptables. C'est sur cette base que s'est appuyée la construction du barrage poids de Seujet en 1995. Ce barrage de 73 m de long pour 1.5 m de haut fût construit avec comme double objectif de réguler les niveaux du Léman (par la même occasion le débit en sortie) et de produire de l'électricité pour la ville de Genève. Ainsi la convention signée oblige




FIGURE 3.5 – Bassin versant du Léman et du Rhône aval jusqu'à la frontière franco-suisse. Les croix rouges localisent les stations de mesures d'où sont issues les observations de niveau d'eau fournies par Damien Bouffard (EAWAG/EPFL). Adapté de Soulignac et al. [2019].

la ville de Genève a maintenir les niveaux du lac entre 372.3 m (asl [4]) et 371.5 m (asl). Cette régulation marque ainsi le pas entre le régime glaciaire du Rhône amont et le régime fluvial français, même si ce dernier reste dans un régime pluvio-fluvial grâce à l'apport des eaux de l'Arve [Ruiz-Villanueva et al., 2015].

## 3.3 La chaîne SAFRAN-ISBA-MODCOU

SAFRAN-ISBA-MODCOU [Habets et al., 2008, Le Moigne et al., 2020] désigne la chaîne hydrométérologique résultante de la collaboration entre le CNRM et Mines ParisTech [Etchevers, 2000]. Par la suite, d'autres partenaires dont le CETP [5] et le Cemagref [6] ont été intégré au projet. Cette chaîne est composée de trois sous-systèmes : le Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige [SAFRAN, Durand et al., 1993] fournissant les forçages atmosphériques, le modèle de surface ISBA résolvant les bilans d'eau et d'énergie et le modèle hydrogéologique MODCOU [Ledoux et al., 1989] qui simule les débits de rivières et la hauteur d'eau des aquifères. Ces données sont disponibles sur une grille régulière de 8 km projetée en Lambert II sur la France métropolitaine (Figure3.6).

(4). above sea level
(5). aujourd'hui LATMOS
(6). aujourd'hui INRAE

Ce système, à base physique, a été initialement validé sur des grands bassins hydrographiques comme le bassin Adour-Garonne [Voirin-Morel, 2003] ou le Rhône [Etchevers et al., 2001] avant d'être étendu à la France entière [Habets et al., 2008, Quintana-Segui et al., 2008]. Il est utilisé à la fois en recherche et, depuis 2003, en opérationnel au sein de services comme la Direction de la Climatologie et des Services Climatiques (DCSC) de Météo-France. En parallèle, les travaux se sont portés sur la mise en place d'une base de données spatialisées des paramètres hydrométéorologiques depuis 1958 nécessaire à la prévision du risque inondation, la gestion de la ressource ou encore les effets du changement climatique appliqués en hydrologie [Bonnet et al., 2017, Dayon et al., 2018, Soubeyroux et al., 2008].

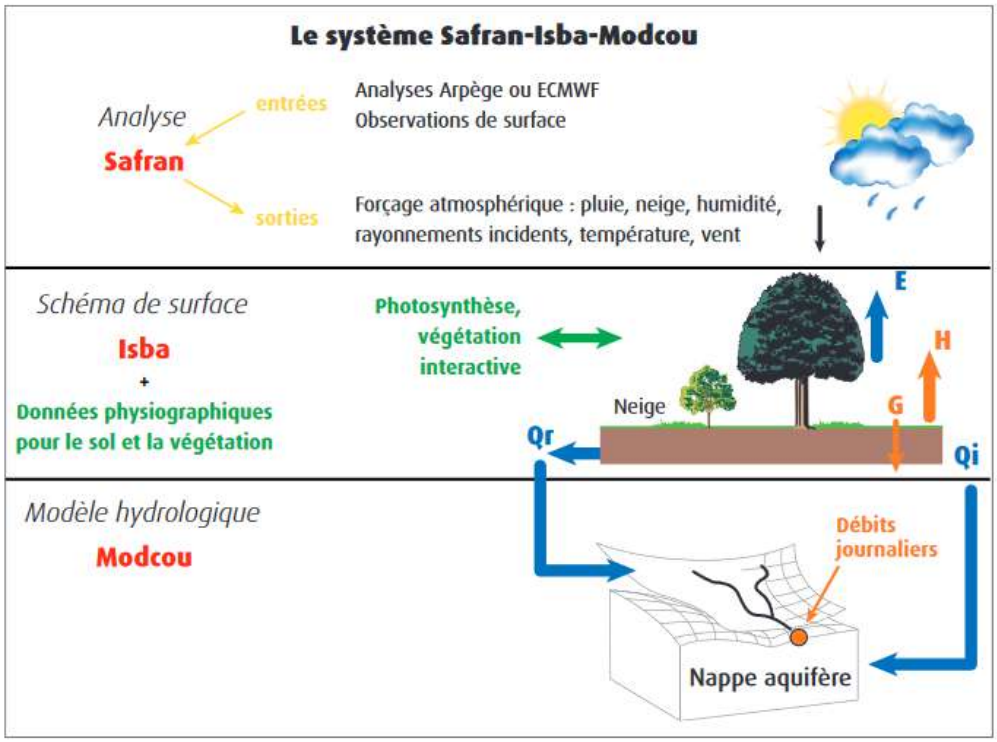



FIGURE 3.6 – Représentation de la chaîne hydrométéorologique Safran-Isba-Modcou. Source : Soubeyroux et al. [2008].

Dans cette thèse, les ruissellements de surface et le drainage issus de SIM sur le bassin du Rhône ont été utilisés pour forcer CTRIP sur la période 1958-2016. Comme la grille régulière à 8 km de SIM est différente de la grille en longitude/latitude de CTRIP à 1/12°, les forçages atmosphériques ont été préalablement interpolés sur la grille CTRIP.

La suite du paragraphe décrit de façon succinte les deux sous-systèmes SAFRAN et MODCOU. Pour plus de détails le lecteur pourra se tourner vers les nombreuses publications disponibles.

### Le système de réanalyse SAFRAN

Développé au Centre d'Études de le Neige (CEN) pour la prévision du risque d'avalanches, SAFRAN fournit une analyse de huit variables atmosphériques ensuite utilisées par ISBA en tant que forçages atmosphériques. Ces huit variables sont : les précipitations liquides et solides, la température à 2 m, la vitesse du vent à 10 m, l'humidité spécifique à 2 m, la nébulosité, le rayonnement solaire et le rayonnement infrarouge (Figure 3.7).
Le système repose sur le découpage du territoire en zones climatiques irrégulières pour lesquelles les variables atmosphériques sont considérées homogènes et seulement influencées par la topographie. Le zonage utilisé par Météo-France définit 615 zones qui ne dépassent pas 1000 $km^2$ de superficie. SAFRAN utilise alors un processus itératif de comparaison entre variables observées et analysées qui sont ensuite interpolées au pas de temps horaire suivant une méthode d'interpolation optimale. Cette interpolation se fait sur une grille régulière horizontale de 8 km couvrant la France métropolitaine ainsi que certaines zones extérieures faisant partie des bassins hydrographiques amont (*e.g.* la Suisse pour le bassin du Rhône). Cette méthode d'optimisation s'appuie sur des observations ainsi que des ébauches issues du modèle atmosphérique globale ARPEGE pour produire des analyses sur les 9892 cellules de la grille.

En sortie, SAFRAN produit une analyse horaire des variables atmosphériques pour la période 1958-2016. D'abord validé sur le bassin du Rhône [Etchevers et al., 2001], il a été étendu à l'ensemble du territoire métropolitain par Le Moigne [2002].

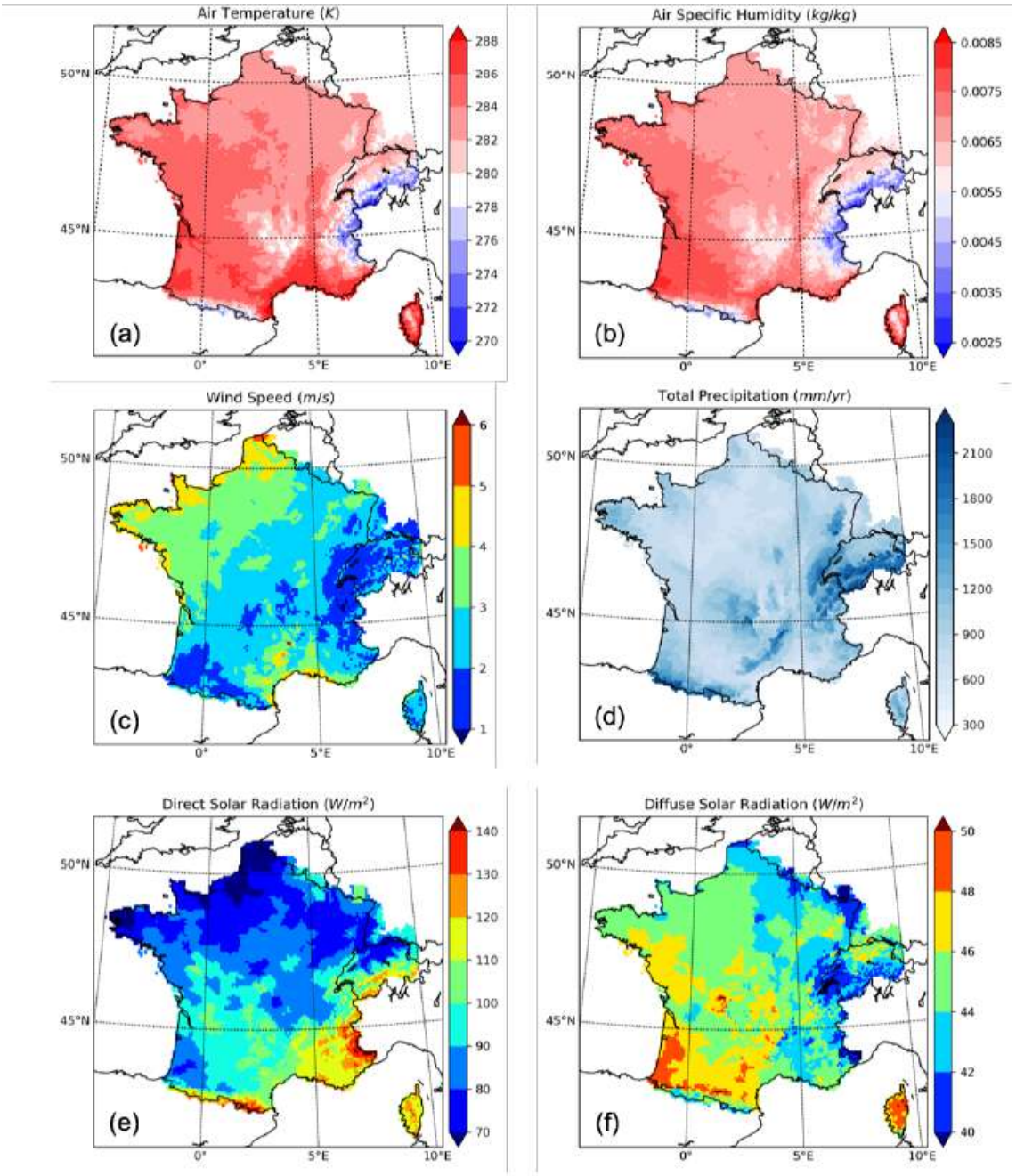



FIGURE 3.7 – Moyenne annuelle sur la période 1958-2018 de : a) température à 2m, b) humidité spécifique à 2m, c) vitesse du vent à 10m, d) précipitation totale annuelle, e) rayonnement solaire direct, f) rayonnement solaire diffus. Source : Le Moigne et al. [2020].

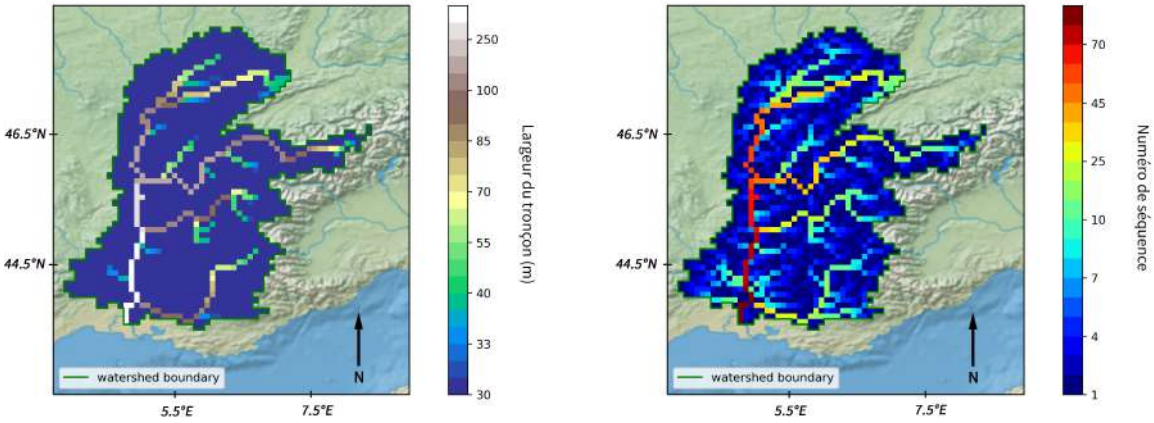
### Le modèle hydrogéologique MODCOU

Le principe du modèle MODCOU repose sur la résolution d'une équation de diffusion pour le calcul des variations de niveaux des aquifères en réponse au ruissellement et au drainage issus d'ISBA. Connaissant ces niveaux, le modèle résout les équations de transfert à l'interface aquifère-rivière pour en déduire le stock de surface. Le transfert est ensuite assuré au sein de chaque bassin versant par un schéma numérique basé sur l'analyse des zones isochrones simulant les débits.
Le code initial de MODCOU a été employé pour développer la plateforme de modélisation EauDyssée utilisée pour simuler des bassins versants de tailles variés [Saleh et al., 2011]. Aujourd'hui ces modèles sont intégrés dans une plateforme de modélisation hydrogéologique Aqui-FR [Vergnes et al., 2020].
Dans cette thèse, CTRIP s'occupe du routage en réponse aux forçages de SAFRAN-ISBA et le modèle MODCOU n'est donc pas utilisé.

## 3.4 Les configurations utilisées pour FLake et CTRIP

Les flux de masse au niveau du lac Léman sont déduits d'une estimation du bilan entre l'évaporation et les précipitations. Les estimations d'évaporation tri-horaires ont été calculées par le biais de FLake avec la configuration proposée par Le Moigne et al. [2016]. Parmi les paramètres importants, la profondeur est fixée à sa valeur maximale 60m et le coefficient d'extinction à 0.5 $m^{-1}$.
Les forçages générés par SAFRAN donnent donc une estimation des cumuls de précipitations solides/liquides au pas de temps horaire. Pour le lac, un calcul préliminaire simule un correction des forçages en prenant la différence entre la précipitation et l'évaporation au-dessus du lac. Cela permet de déduire la masse d'eau qui contribue directement au bilan sur le masque de ruissellement du lac (voir section 2.6).

Concernant les paramètres de CTRIP, la configuration utilisée sur le bassin du Rhône prend seulement en compte le schéma d'aquifère qui est essentiel pour simuler correctement les débits dans la partie karstique du Rhône. La topographie et la largeur des rivières sont représentées sur la figure 3.8. CTRIP est forcé par les sorties de SAFRAN-ISBA sur la période 1958-2016 et interpolées sur la grille CTRIP à 1/12°. Ces forçages sont ceux corrigés au niveau du Léman pour prendre en compte l'évaporation du lac sur cette même période.




(a) Largeur des rivières (b) Numéro de séquence

FIGURE 3.8 – Représentation de (a) la largeur des rivières et (b) du numéro de séquence sur le bassin du Rhône à 1/12° dans CTRIP avant l'introduction des lacs.

## 3.5 Les données de validation

Dans le processus de développement d'un modèle il est nécessaire de vérifier que les processus physiques sont correctement représentés et il convient ensuite d'évaluer la qualité du modèle. Tout cela s'organise dans une étape de validation qui consiste en une comparaison des résultats de simulation avec des observations. Pour être significative, l'étape de validation doit se baser sur un grand nombre de données, ce qui est souvent le facteur limitant dans les études à grande échelle.
La validation de MLake sur le bassin versant du Rhône correspond finalement à une double validation. Tout d'abord, elle s'attache à déterminer les performances de CTRIP-MLake à simuler les débits du fleuve par rapport à une simulation de référence de CTRIP puis à les confronter à des observations. Ensuite comme MLake introduit une nouvelle variable diagnostique sur les variations de hauteur de lac, il est important de justifier cette introduction dans CTRIP.
Cette validation s'appuie sur des jeux de données présentés ici pour le bassin versant du Rhône.

### Débits

Le bassin du Rhône compte un nombre important de stations de jaugeage issues de la Banque Hydro et du GRDC. Il est évident que plus le nombre d'observations ayant passé le contrôle de qualité est important, meilleure est la qualité de l'analyse. Pour autant, le choix des stations doit respecter certaines règles. Ainsi les séries temporelles des stations doivent contenir au minimum, trois ans de données continues sur une période minimale totale de 10 ans. Dans le cas où deux stations se trouvent sur la

même maille CTRIP, la station choisie est celle qui possède l'aire de drainage la plus grande. De plus, l'objet de l'étude porte sur l'influence des lacs dans un modèle de routage et de l'apport de leur dynamique sur les débits du Rhône. Pour cela, quatre sites d'études ont été choisis : Porte du Scex, Pougny, Valence et Beaucaire. Ce choix n'est pas arbitraire et repose sur des conditions strictes.

Sur la totalité des stations du bassin, un filtrage sur la disponibilité des données et la localisation a été effectué. Ainsi, seules les stations présentes sur le Rhône avec des données continues sur notre période d'étude (1958-2016) ont été sélectionnées. Parmi toutes les stations possibles, une seule station a été choisie par unité hydrographique dont une station de contrôle et trois stations d'évaluation (Figure 3.9).

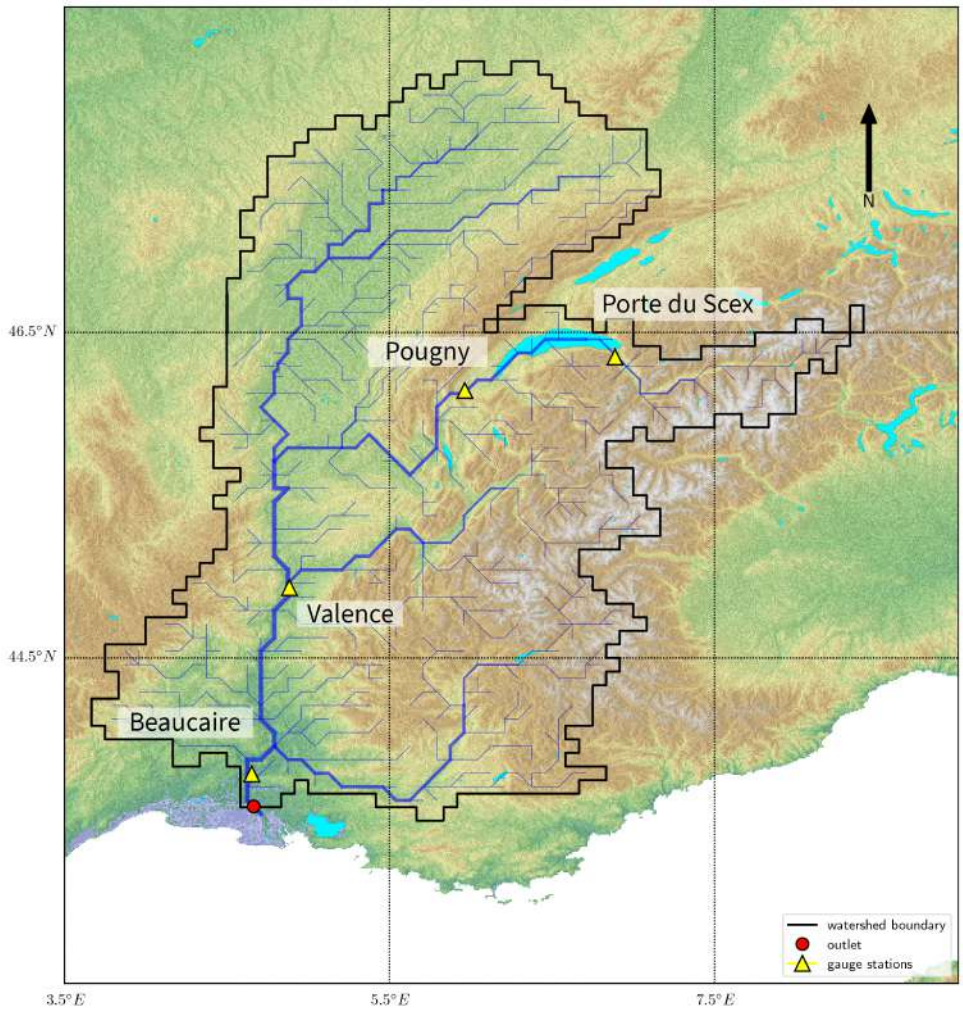



FIGURE 3.9 – Localisation des stations de jaugeage utilisées pour la validation des débits du modèle CTRIP-MLake.

Le choix s'est donc porté sur :

— **Une station de contrôle amont** : la station de Porte du Scex qui se situe en amont du Léman. Cette station assure une cohérence dans les simulations et notamment contrôle que l'introduction de MLake ne modifie pas la stabilité du modèle dans la résolution de la dynamique en amont des lacs. Le cumul de précipitations moyen annuel au niveau de la station, issu des réanalyses SAFRAN, est de 1363 mm ;

— **Sur le Rhône amont français** : la station de Pougny qui est la station française directement en aval du Léman. Elle est d'une importance primordiale pour juger de l'influence directe du Léman sur les débits. Le cumul de précipitations moyen annuel au niveau de la station, issu des réanalyses SAFRAN, est de 1079 mm ;

— **Après la confluence de la Saône et de l'Isère** : la station de Valence. Comme les principaux affluents représentent plus de la moitié du débit (Figure 3.1), cette station permet de quantifier l'importance de la dynamique du Rhône par rapport à celle des affluents avals. Le cumul de précipitations moyen annuel au niveau de la station, issu des réanalyses SAFRAN, est de 892 mm ;

— **À l'exutoire du bassin** : la station de Beaucaire. Située juste avant le début du Delta du Rhône, la station informe d'une part sur les apports d'eau issus de la totalité du bassin mais aussi sur l'influence de l'hydrologie locale. La propagation des crues est, dans cette unité hydrographique, très rapide du fait du climat méditerranéen et la station de Beaucaire nous permettra de valider le modèle dans un contexte où les débits sont très variables. Le cumul de précipitations moyen annuel au niveau de la station, issu des réanalyses SAFRAN, est de 655 mm.

### Hauteurs de lac

Pour les hauteurs de lac, la validation s'est concentrée sur le Léman qui influence directement l'alimentation du Rhône (section 3.2.2). Même si elles sont d'une importance majeure, il existe peu de données disponibles sur les hauteurs du Léman. Par ailleurs, que les données soient issues de stations limnimétriques ou d'observations satellitaires, les observations de cote d'eau ne sont pas directement accessibles.
Les données concernant le Léman ont été gracieusement fournies par Damien Bouffard (Eawag/EPFL) par le biais de l'Office Fédéral de l'Environnement Suisse. Ces données sont issues de trois stations de mesures placées sur les sites présentés en figure 3.5 et

fournissant des données continues entre 1974 et 2013. Deux stations sont situées sur la partie Grand Lac du Léman et une station est placée proche de l'exutoire. Ainsi, n'ayant aucune information sur la qualité des observations, les données des trois stations ont été moyennées pour calculer une hauteur moyenne du lac à comparer à la variable diagnostique issue de CTRIP-MLake.

## 3.6 Intégration des lacs sur le bassin versant du Rhône

Pour les quatre stations de référence, trois configurations de CTRIP-MLake ont été testées. Ces configurations, détaillées dans le tableau 3.4, servent à évaluer le modèle CTRIP-MLake et à réaliser une analyse de sensibilité du modèle à la largeur du seuil du lac, seul paramètre ajustable. L'analyse statistique se base sur les scores présentés dans l'Annexe A.

Tableau 3.4 – Configuration des différentes simulations effectuées sur le bassin versant du Rhône.

| Configuration | Forçages | Détails |
|---|---|---|
| ctrip_nolake | SAFRAN-ISBA | Simulation référence d'ISBA-CTRIP sans MLake |
| ctrip_mlake_w1 | SAFRAN-ISBA | Simulation CTRIP-MLake initialisée avec une largeur de seuil *weir_w* égale à la largeur de rivière aval |
| ctrip_mlake_w0.5 | SAFRAN-ISBA | Simulation CTRIP-MLake initialisée avec une largeur de seuil *weir_w* divisée par un facteur 2 |
| ctrip_mlake_w5 | SAFRAN-ISBA | Simulation CTRIP-MLake initialisée avec une largeur de seuil *weir_w* multipliée par un facteur 5 |

### 3.6.1 Apport des lacs sur les simulations de CTRIP

Avant toute chose, il est important de vérifier que MLake a un effet significatif sur les simulations de CTRIP. Pour cela, il convient d'évaluer l'effet de MLake sur les performances de CTRIP en comparant les simulations à des sorties de référence CTRIP sans MLake. Cette partie se focalise donc principalement sur une analyse qualitative du processus de bilan d'eau lacustre et sur la sensibilité du modèle à la largeur du seuil du lac.

Le modèle a besoin d'une période de mise à l'équilibre (appelée spin-up) car la hauteur du seuil des lacs est initialisée *a priori* et ne correspond pas à un état équilibré. Après plusieurs simulations, la durée de spin-up pour le Rhône est estimée à deux ans. Les

résultats sur ces deux premières années de simulation ne sont donc pas pris en compte et la période d'évaluation sur le Rhône débute en 1960 et se termine en 2016.

La variabilité du Rhône est relativement élevée ce qui complique l'analyse qualitative des hydrographes. Dans un souci de lisibilité, la figure 3.10 montre les résultats relatifs aux quatre stations de mesures choisies sur la période réduite 2000-2003. Néanmoins, l'analyse statistique et les scores portent bien sur la période d'étude complète 1960-2016.

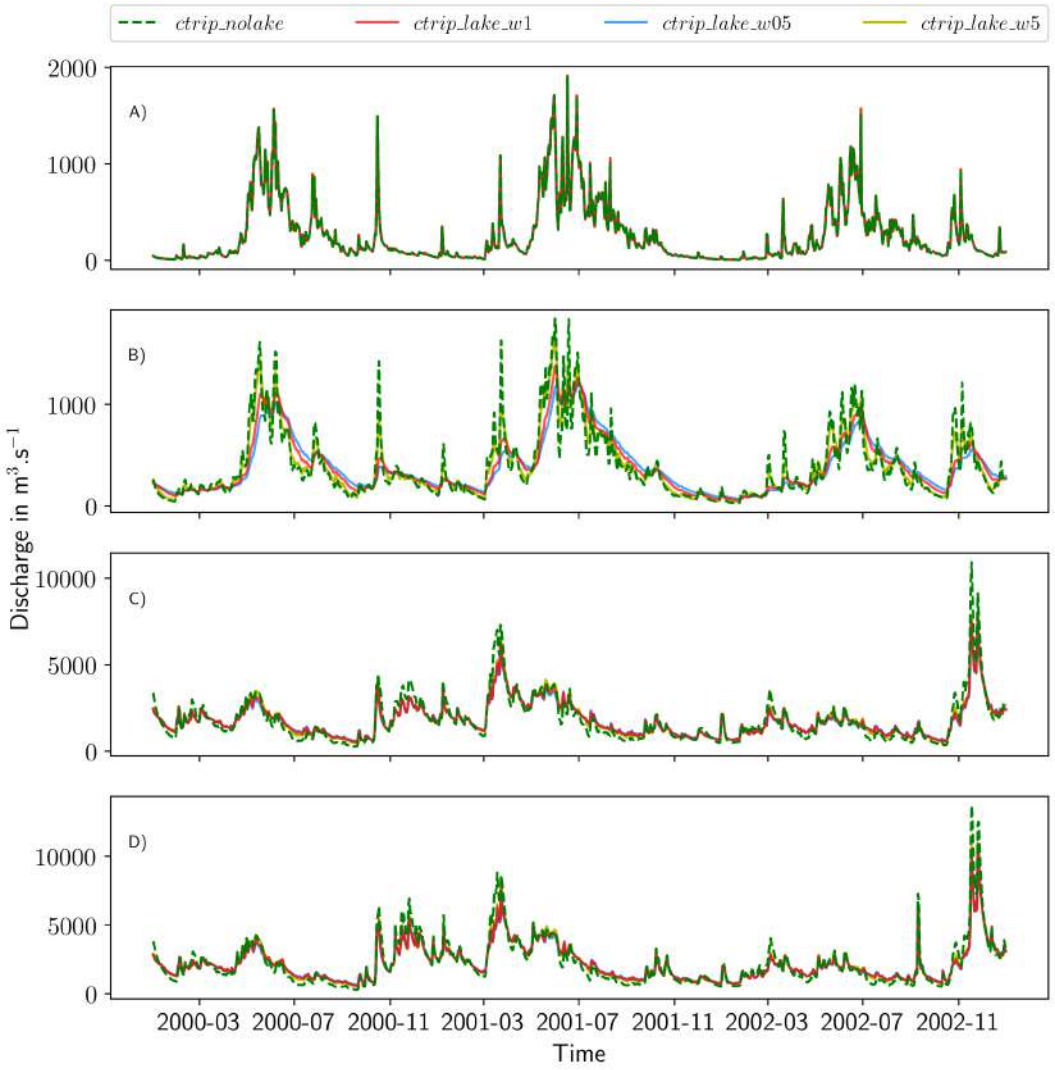



FIGURE 3.10 – Hydrogramme du Rhône simulé par CTRIP-MLake pour les quatre stations de mesures sur la période 2000-2003. A) Porte du Scex, B) Pougny, C) Valence, D) Beaucaire.

Il n'apparaît aucune modification des débit amont au niveau de la station de contrôle. Cela confirme que MLake n'introduit pas de modification des débits en amont des lacs.
Par contre, sur l'ensemble des stations d'évaluation, la prise en compte des lacs provoque une contraction des débits du Rhône autour du module moyen annuel avec une réduction des pics de crues et une augmentation des débits d'étiage. Ainsi, la dynamique introduite par les lacs dans les simulations a tendance à lisser l'hydrogramme et cet effet est d'autant plus important que la station est proche du lac. Par exemple, le pic de débit simulé pour la crue extensive de l'automne 2002 est en nette diminution. L'introduction des lacs dans le modèle réduit de 17% le pic de crue simulé du 26 novembre 2002 à la station de Beaucaire. Cette diminution amène le débit simulé de 12444 $m^3.s^{-1}$ dans la simulation de référence à une moyenne de 10362 $m^3.s^{-1}$ pour les simulations CTRIP-MLake. Sachant que le débit maximal observé ce jour là est de 10200 $m^3.s^{-1}$, la modélisation des lacs permet une meilleure représentation des crues spatialement étendues. Il est évident que des sources d'erreurs non prises en compte limitent l'interprétation de ces résultats mais ceux-ci sont encourageants.

Les effets de lacs se retrouvent aussi sur la partie amont du bassin avec un léger décalage temporel de l'hydrogramme. Cet effet est moins visible en aval du fait de la contribution importante des affluents du Rhône.
La réduction moyenne de variabilité temporelle pour les trois stations est de 17.8 % même si cette réduction est relativement plus forte pour les stations à l'aval (Valence, Beaucaire). D'un autre côté, le module annuel est significativement modifié pour la station de Pougny, avec une réduction de 30%. Les autres stations voient leurs débits avals rester stable et les légers écarts sont introduits par l'utilisation de FLake dans CTRIP-MLake qui modifie les forçages (Tableau 3.5).

La sensibilité à la largeur du seuil est nette et constante sur les trois stations d'évaluation. Le fait de réduire la largeur du seuil réduit l'amplitude des débits et augmente l'effet de lissage de l'hydrogramme. Ainsi, en utilisant le schéma CTRIP-MLake, les pics de crues sont plus faibles et les étiages plus importants. Cet effet est proportionnel à la largeur du seuil. Plus la largeur est grande, plus les débits simulés se rapprochent de la simulation de référence. Parmi les trois configurations, c'est pour la configuration `ctrip_mlake_w05` que la variabilité est la plus faible avec une réduction moyenne du débit de 24% par rapport aux simulations de référence. À l'inverse, l'augmentation de la largeur du seuil provoque un transfert d'eau plus rapide vers l'aval se traduisant par une variabilité moins forte du débit. Dans cette configuration la dynamique du Rhône se rapproche des simulations de référence et la variabilité moyenne, calculée à partir de l'écart-type, diminue de 10%.

Tableau 3.5 – Comparaison des scores entre les débits observés et simulés au niveau des quatre stations de mesures

| Station | Configuration | NSE | NSE log | KGE | NIC | $\overline{Q}$ $(m^3.s^{-1})$ | $\sigma$ $(m^3.s^{-1})$ | RMSD $(m^3.s^{-1})$ | $\overline{Q_s}/\overline{Q_o}$ | $\sigma_s/\sigma_o$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Porte du Scex | ctrip_nolake | -4.34 | -3.9 | 0.31 | - | 231 | 288 | 229 | 1.26 | 2.91 |
| | ctrip_mlake_w1 | -4.31 | -3.74 | -0.31 | - | 231 | 288 | 228 | 1.26 | 2.91 |
| | ctrip_mlake_w0.5 | -4.28 | -3.73 | -0.30 | - | 231 | 287 | 227 | 1.26 | 2.90 |
| | ctrip_mlake_w5 | -4.32 | -3.74 | -0.31 | - | 231 | 288 | 228 | 1.26 | 2.91 |
| | observations | - | - | - | - | 182 | 99 | - | - | - |
| Pougny | ctrip_nolake | -1.58 | -1.61 | -0.07 | - | 336 | 317 | 245 | 1 | 2.10 |
| | ctrip_mlake_w1 | -0.74 | -0.60 | 0.33 | 0.32 | 340 | 269 | 201 | 1.01 | 1.80 |
| | ctrip_mlake_w0.5 | -0.52 | -0.39 | 0.41 | 0.39 | 340 | 251 | 188 | 1.01 | 1.64 |
| | ctrip_mlake_w5 | -1.13 | -1.12 | 0.17 | 0.17 | 340 | 298 | 223 | 1.01 | 1.95 |
| | observations | - | - | - | - | 336 | 153 | - | - | - |
| Valence | ctrip_nolake | 0.50 | 0.35 | 0.74 | - | 1568 | 1074 | 552 | 1.12 | 1.37 |
| | ctrip_mlake_w1 | 0.59 | 0.63 | 0.85 | 0.18 | 1589 | 831 | 502 | 1.14 | 1.05 |
| | ctrip_mlake_w0.5 | 0.62 | 0.64 | 0.83 | 0.24 | 1589 | 802 | 483 | 1.14 | 1.03 |
| | ctrip_mlake_w5 | 0.55 | 0.61 | 0.86 | 0.10 | 1589 | 875 | 525 | 1.14 | 1.12 |
| | observations | - | - | - | - | 1400 | 782 | - | - | - |
| Beaucaire | ctrip_nolake | 0.54 | 0.39 | 0.76 | - | 1925 | 1347 | 668 | 1.13 | 1.36 |
| | ctrip_mlake_w1 | 0.64 | 0.65 | 0.83 | 0.22 | 1948 | 1057 | 591 | 1.15 | 1.07 |
| | ctrip_mlake_w0.5 | 0.67 | 0.66 | 0.82 | 0.28 | 1948 | 1026 | 568 | 1.15 | 1.04 |
| | ctrip_mlake_w5 | 0.61 | 0.64 | 0.84 | 0.15 | 1948 | 1098 | 617 | 1.15 | 1.11 |
| | observations | - | - | - | - | 1698 | 989 | - | - | - |

Ces conclusions concordent avec nos attentes concernant les effets de déversoirs. Un seuil plus large a tendance à renforcer la dynamique des débits en favorisant les temps de réponse courts. Cela se traduit par une baisse plus rapide des débits en période de basses eaux et une augmentation aussi plus importante en période de crue. À l'inverse, la diminution de la largeur du seuil allonge les temps de réponse du lac face aux forçages et engendre donc une variation plus lente des niveaux d'eau. L'alternance entre les périodes de basses et hautes eaux diminue et les amplitudes qui en résultent sont réduites.

La comparaison de CTRIP-MLake aux simulations de référence informe sur les apports de la nouvelle physique sur les simulations de débits. Cependant elle n'indique pas le réalisme du modèle et il donc est nécessaire de confronter ces résultats à des observations.

### 3.6.2 Validation du modèle CTRIP-MLake

L'objectif de cette deuxième étape d'évaluation est de valider les résultats des simulations du modèle CTRIP-MLake par rapport aux observations sur les stations choisies. Les simulations et leurs configurations restent similaires à celles utilisées dans la section précédente 3.6.1.
Les résultats généraux présentés dans la suite s'appuient sur les figures 3.11, 3.12, 3.13

et le tableau 3.5. De plus, l'analyse statistique se base sur les scores présentés dans l'Annexe A.

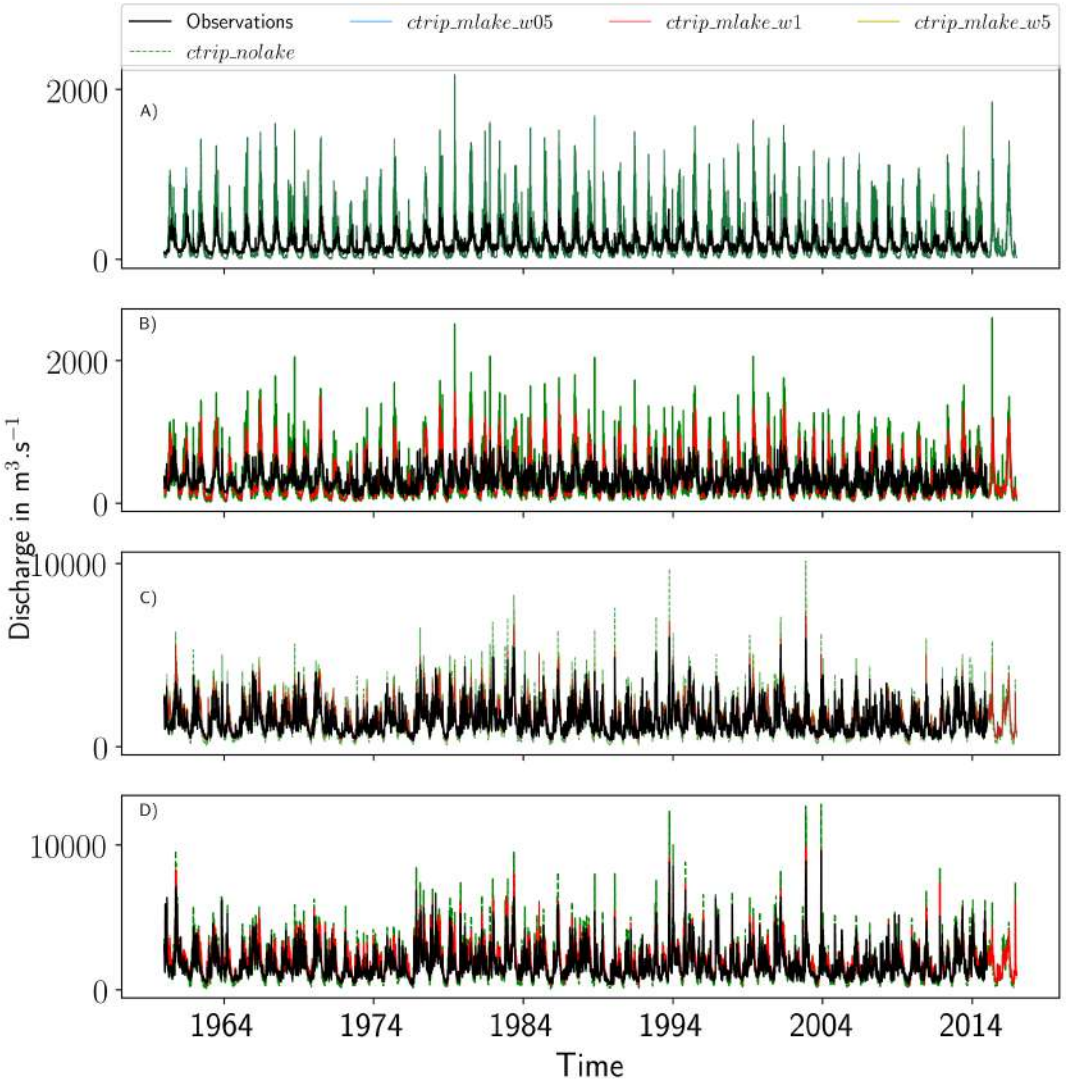



FIGURE 3.11 – Hydrogrammes du Rhône simulés par CTRIP-MLake et observés pour les quatre stations de mesures sur la période 1960-2016. A) Porte du Scex, B) Pougny, C) Valence, D) Beaucaire.

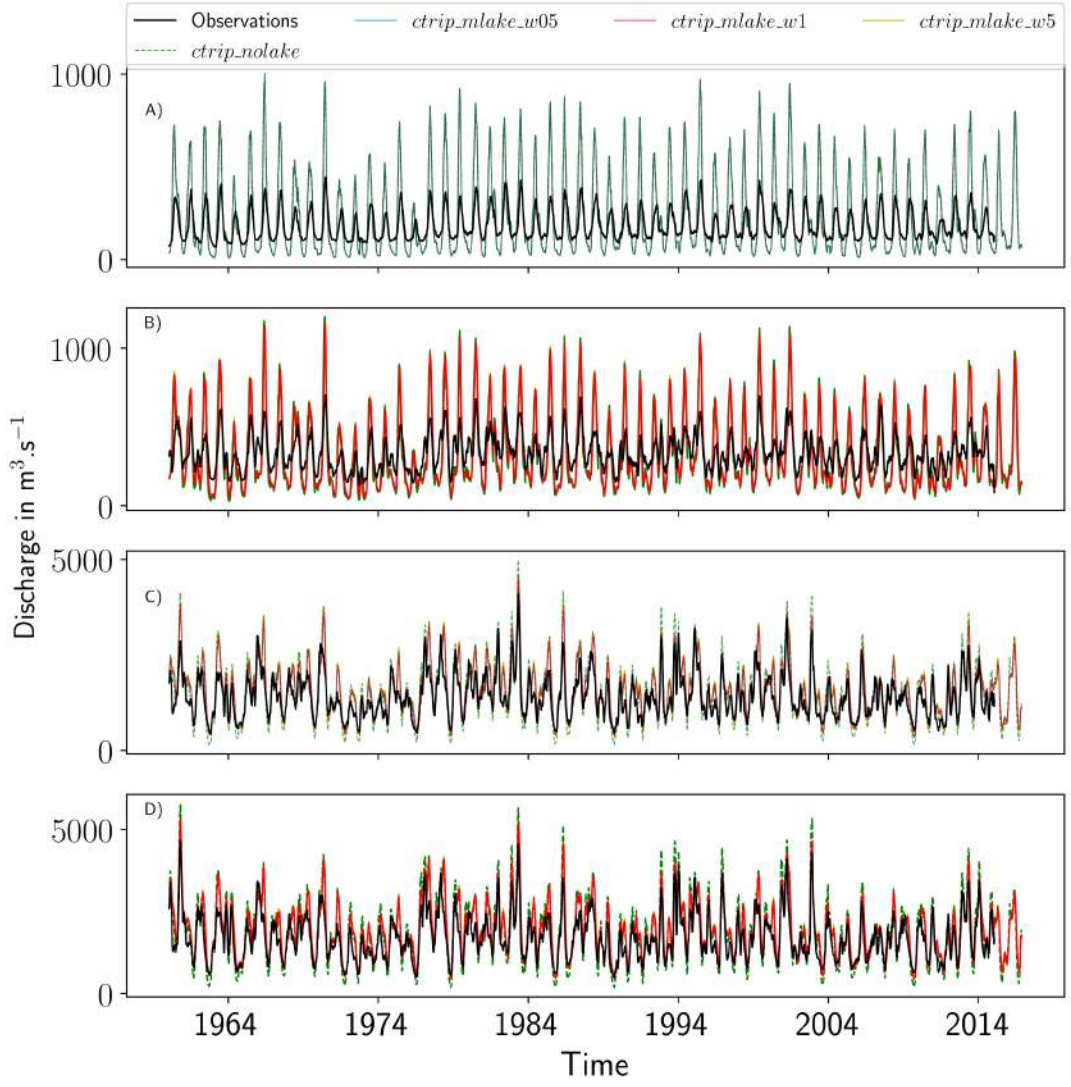



FIGURE 3.12 – Hydrogrammes du Rhône simulés par CTRIP-MLake et observés pour les quatre stations de mesures sur la période 1960-2016 en moyenne glissante sur 30 jours. A) Porte du Scex, B) Pougny, C) Valence, D) Beaucaire.

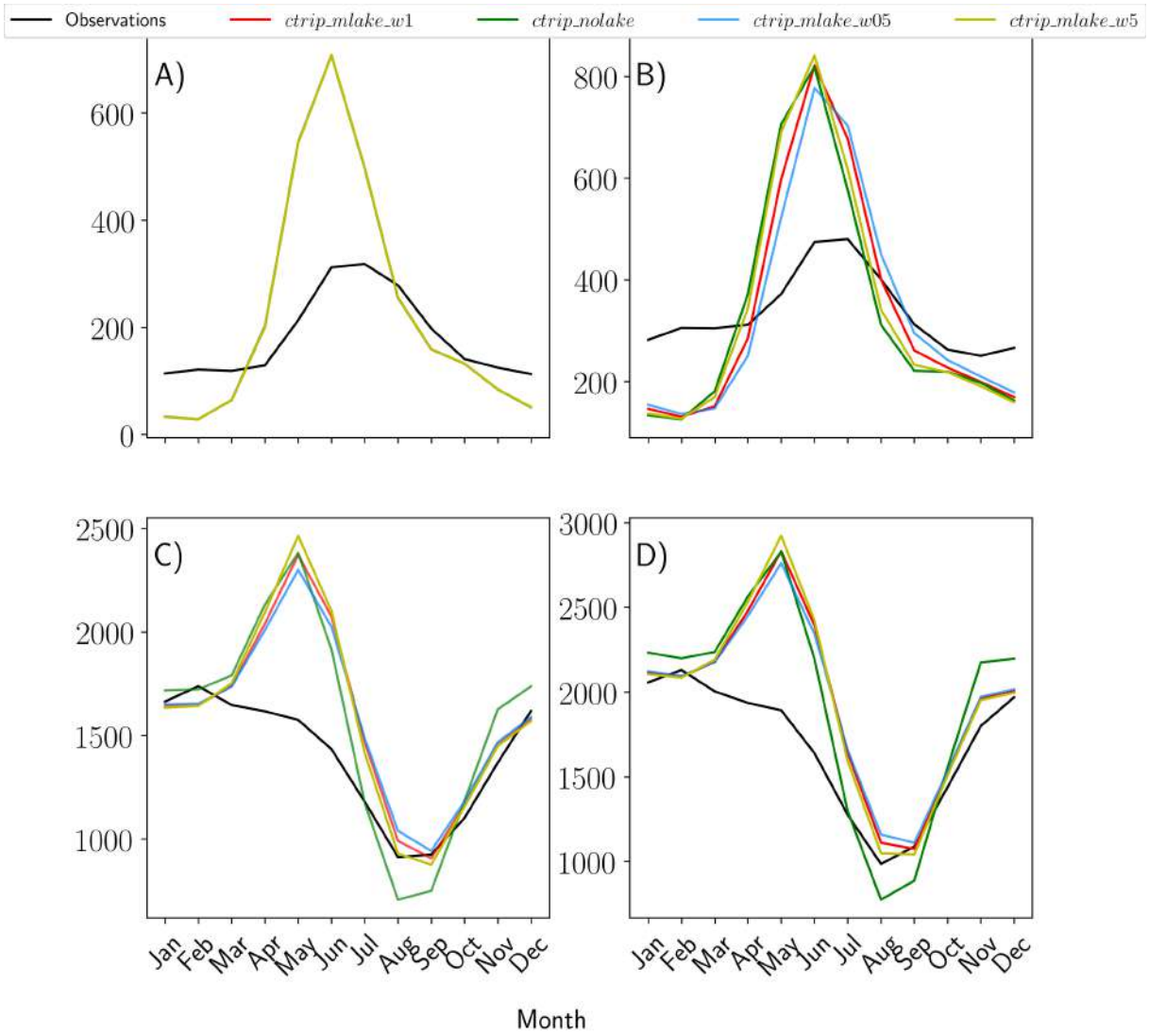



FIGURE 3.13 – Cycles saisonniers des débits du Rhône simulés par CTRIP-MLake et observés pour les quatre stations de mesures sur la période 1960-2016. A) Porte du Scex, B) Pougny, C) Valence, D) Beaucaire.

### Débits

Dans sa partie amont, le Rhône présente un régime nivo-glaciaire unimodal dont le pic de débit se produit au début de l'été. Cette saisonnalité est bien représentée par CTRIP-MLake même si une surestimation des débits de hautes eaux et une sous-estimation des basses eaux persistent dans toutes les configurations. Malgré une réduction de la variabilité introduite par MLake, des biais persistent dans la simulation des extrêmes de débit notamment au niveau de la station de Pougny.

Ce manque de représentativité altère les performances du modèle et se traduit par des critères Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) négatifs pour toutes les configurations ($\overline{\text{NSE}}$ = -0.80). Il en est de même pour le logarithmique du NSE : $\overline{\text{NSE}_{\text{log}}}$ = -0.70. Ces deux scores traduisent la difficulté de CTRIP-MLake à reproduire la dynamique observée et notamment le $\text{NSE}_{\text{log}}$ informe sur la faible performance du modèle à simuler les étiages. Comme ces scores donnent un poids assez fort à la corrélation, il est intéressant de les recouper avec le critère Kling-Gupta Efficiency (KGE), un score hydrologique moins sensible à la corrélation (voir dans l'annexe A). Ce score est positif sur toutes les stations ($\overline{\text{KGE}} = 0.30$) ce qui indique bien que la principale cause amenant à de faibles scores provient d'une faible corrélation entre les hydrogrammes simulés et observés. Le rapport des écarts-types confirme une trop grande variabilité des débits simulés, écart que l'on retrouve sur le cycle saisonnier (Figure 3.13). En tout état de cause, même si les scores restent faibles, le Normalized Information Contribution (NIC), avec une valeur moyenne de 29%, indique une contribution positive de MLake dans la simulation des débits du Rhône par CTRIP en sortie du Léman.

Dans sa partie aval, le régime du Rhône est pluvial bimodal avec une période de hautes eaux au printemps et une période d'étiages pendant l'été. Les stations choisies sur cette zone sont représentatives de la dynamique totale du bassin versant. Comme sur la partie amont, la saisonnalité est bien respectée même si la tendance à une surestimation des hautes eaux et une sous-estimation des étiages dans les simulations se retrouvent aussi sur cette partie du Rhône. Excepté le pic de débit printanier qui est mal représenté, la dynamique du débit entre fin juin et mars reste particulièrement bien simulée par le modèle.
Les résultats des stations de Valence et de Beaucaire sont similaires avec une variabilité du débit réduite de 22% pour Valence et de 21% pour Beaucaire. Ce résultat signifie que les lacs influencent les débits du bassin hydrographique jusqu'à l'aval et que leurs signaux dans la variation des débits ne sont pas dilués par la contribution des affluents. Les scores hydrologiques sont, par ailleurs, nettement améliorés avec des hausses moyennes de 0.09 pour le NSE à Valence et de 0.10 pour le NSE de Beaucaire (Tableau

3.5).
Les résultats sur la partie aval confirment l'impact positif de l'introduction de MLake pour la représentation des pics de crues. En effet, l'ajout des lacs permet de retrouver des pics de crues plus proches des observations. De plus, il y a une amélioration dans la représentation des étiages avec des $NSE_{log}$ qui augmentent en moyenne de 0.28 à Valence et 0.25 à Beaucaire (Tableau 3.5). La hausse est moins importante pour le critère KGE, par contre les valeurs atteintes dénotent une excellente représentation des débits sur ces stations ($\overline{KGE}_{valence}$ = 0.85, $\overline{KGE}_{beaucaire}$ = 0.83). Enfin l'amélioration qu'introduit MLake sur la simulation des débits est confirmée par le NIC qui se trouve en moyenne être de 17% à Valence et de 22% à Beaucaire.

Le critère NSE s'améliore sur le linéaire du fleuve avec les meilleurs scores pour les stations proches de l'exutoire. On remarque ainsi que pour la configuration ctrip_mlake_w1 le NSE passe de -0.74 à Pougny à 0.59 à Valence et enfin 0.64 à Beaucaire. Ces scores indiquent que le débit à l'exutoire d'un bassin versant représente mieux la dynamique totale du bassin mais aussi est moins influencé par les variations hautes fréquences apparaissant notamment à l'exutoire du Léman.
Ces résultats mettent en avant l'impact du modèle de lac sur le lissage des hydrogrammes et qui conduit à des améliorations significatives de l'amplitude et de la temporalité des simulations de débits sur le bassin versant. Ce phénomène est particulièrement visible sur l'alternance de crues entre 2002 et 2003 et les périodes d'étiages estivaux.

L'évaluation du modèle est finalement conclue par un test sur la sensibilité des débits simulés par le modèle à la largeur du seuil à l'exutoire du lac. Ce paramètre est est important dans le modèle et son évaluation en étant l'unique paramètre ajustable à ce stade. Ce test est réalisé suivant une approche 'one at a time', c'est-à-dire en prenant successivement des valeurs différentes. Ces facteurs multiplicatifs sont 0.5, 1 et 5. La valeur unitaire correspond à la valeur par défaut de la largeur de la rivière en aval du lac dans le réseau CTRIP.
Le test, dont la figure 3.14 illustre les résultats, montre l'amélioration générale des performances dans les trois configurations par rapport à la simulation de référence CTRIP sans les lacs. La configuration ctrip_mlake_w05 se dégage des deux autres sans pour autant représenter une nette amélioration. Le diagramme montre aussi que l'élargissement de la largeur du seuil dégrade légèrement les scores tout en rapprochant les simulations de la configuration de référence sans lac.
Dans l'ensemble, la largeur du seuil semble être un paramètre robuste et la valeur initiale prescrite dans CTRIP peut donc être conservée sur le bassin versant du Rhône.

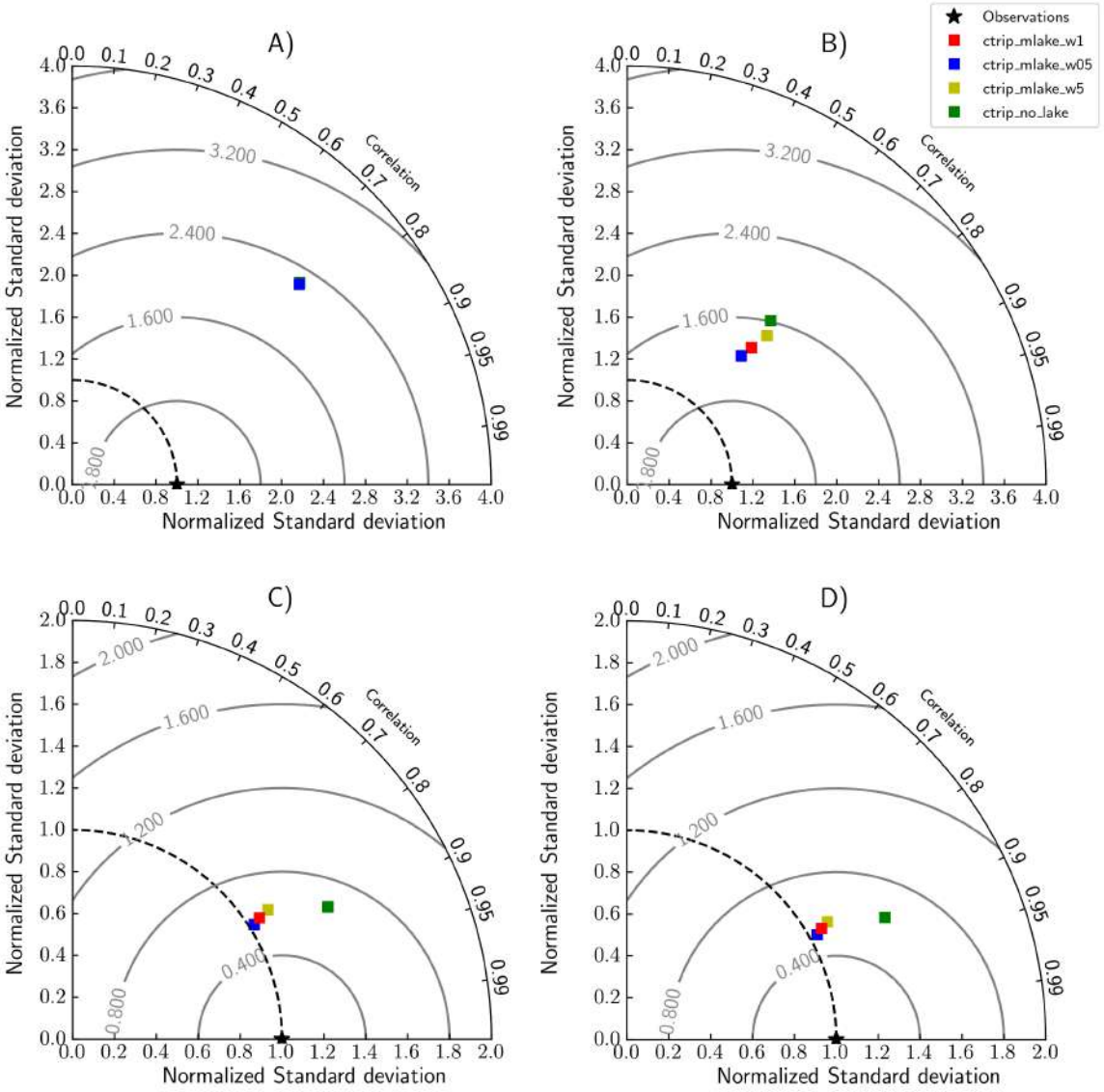



FIGURE 3.14 – Diagramme de Taylor représentant les performances des différentes configurations à simuler les débits pour les quatre stations de mesures sur la période 1960-2016. A) Porte du Scex, B) Pougny, C) Valence, D) Beaucaire.

### Hauteurs

La variation de la cote d'eau est une variable diagnostique de MLake. Celle-ci est calculée sur la base du stock en eau à la fin du pas de temps et reflète les fluctuations saisonnières du volume d'eau du lac. Les résultats sont présentés sur la figure 3.15, figure 3.16 ainsi que dans le tableau 3.6.

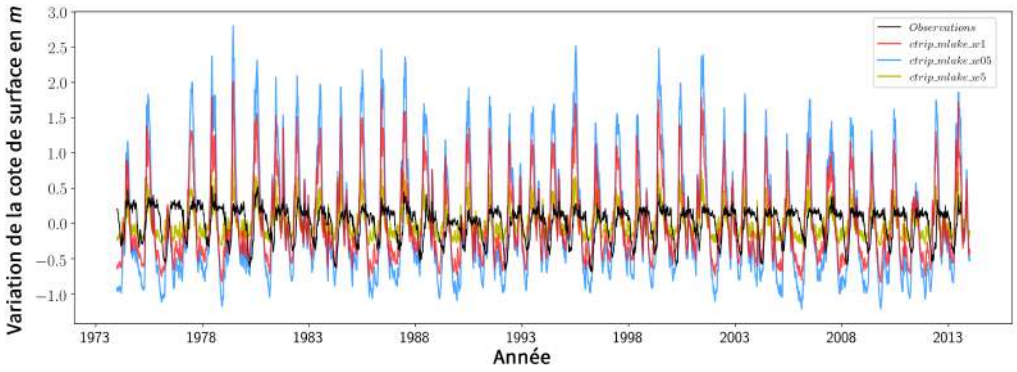



FIGURE 3.15 – Séries temporelles des variations de niveau des eaux du Léman simulées par CTRIP-MLake et observées en trois stations sur la période 1974-2013.

Tableau 3.6 – Scores détaillant les performances des différentes configurations pour la simulation des niveaux du Léman.

| Lac | Configuration | r | $h_{max}/h_{min}$ | $\sigma_s$ (m) | RMSD (m) |
|---|---|---|---|---|---|
| Léman | ctrip_mlake_w1 | 0.30 | 2.02/-0.84 | 0.55 (2.39 | 0.53 |
| | ctrip_mlake_w0.5 | 0.37 | 2.80/-1.22 | 0.81 | 0.76 |
| | ctrip_mlake_w5 | 0.21 | 0.94/-0.3 | 0.20 | 0.27 |
| | observations | 0.23 | 0.53/-0.69 | - | - |

Dans l'ensemble, malgré une bonne représentation des variations de niveaux, les pics de débits et les étiages sont atteints prématurément par rapport aux observations et avec des amplitudes trop importantes. Alors que les amplitudes maximales observées restent autour de 0.5 m, cette surestimation systématique peut atteindre jusqu'à 2.8 m pour la configuration ctrip_mlake_w05. Seule la configuration ctrip_mlake_w5 donne des séries temporelles comparables aux séries observées.
Pour ce qui est des scores généraux, la corrélation est plutôt médiocre ($\bar{r}$ = 0.29) traduisant une faiblesse du modèle à représenter les variations de cote du Léman. Cela se traduit aussi par des écarts-types significatifs et un coefficient de variation moyen de 2.3 ($\overline{\sigma}_s$ = 0.52). Ces écarts sont expliqués en partie par la surestimation des hautes eaux dont le ratio moyen est de 2.6. Ces surestimations sont particulièrement fortes pour les configurations ctrip_mlake_w05 et ctrip_mlake_w1.

Contrairement aux résultats sur les débits et malgré une bonne corrélation relativement aux autres configurations (r = 0.37), ctrip_mlake_w05 présente de moins bons résultats. Cela s'explique par un temps de réponse plus long aux évolutions du forçage, les hauteurs d'eau qui en résultent sont logiquement plus élevées notamment en période de crue (les volumes additionnels étant stockés plus longtemps) et représentent une dynamique plus lente du lac. À l'inverse, la configuration ctrip_mlake_w5 présente les erreurs les plus faibles (RMSD = 0.27 m) ce qui se traduit par un cycle saisonnier plus réaliste (Figure 3.16).

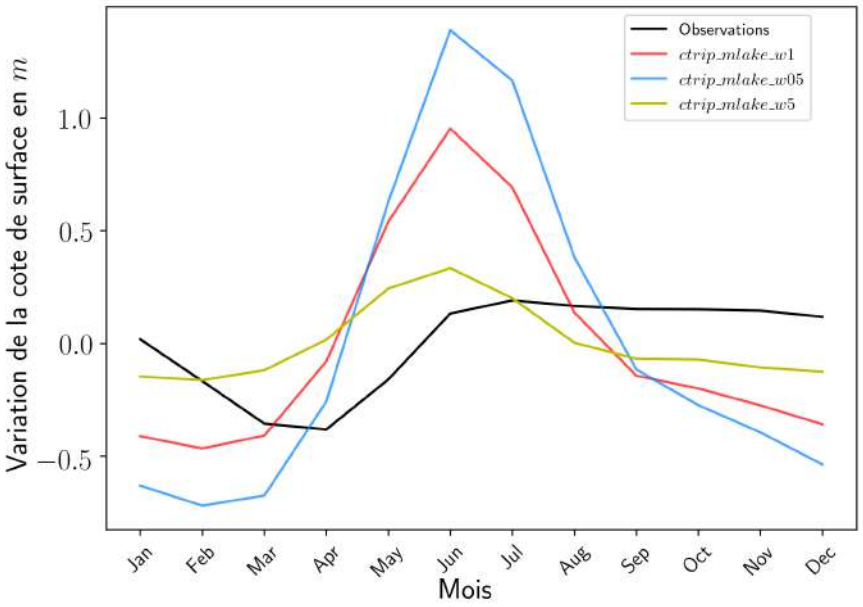



FIGURE 3.16 – Cycles saisonniers des variations de niveau des eaux du Léman simulés par CTRIP-MLake et observés en trois stations sur la période 1974-2013.

L'effet sous-jacent à cette sensibilité est que la dynamique du marnage est inversement proportionnelle à la largeur du seuil. Cela est physiquement correct puisque dans le cas d'une largeur de seuil plus grande, le temps de réponse aux forçages est atténué et le transfert d'eau vers l'aval plus long. De plus, l'analyse du cycle saisonnier indique que la configuration ctrip_mlake_w5 est celle qui respecte le mieux le cycle annuel des niveaux du Léman.

### 3.6.3 Discussions

Dans l'ensemble, les résultats indiquent un effet positif de l'ajout des lacs dans CTRIP sur le bassin versant du Rhône. Cet effet est particulièrement significatif pour le soutien des étiages dans la partie méditerranéenne, secteur à enjeux concernant la ressource en eau. L'apport des lacs sur le bassin versant du Rhône a déjà été mis en avant par Zajac et al. [2017] et notre étude confirme l'intérêt de prendre en compte le bilan de

masse des lacs sur cette zone.
Le test de sensibilité a montré que les débits et hauteurs simulés semblent relativement sensibles à la largeur du seuil de déversement. Toutefois seules trois configurations ont été testées et pour confirmer ces résultats, le test doit être étoffé pour prendre un intervalle de valeurs plus important. Une autre méthode pour affiner les résultats serait d'avoir accès à une estimation de la largeur de l'exutoire ou à une méthode de calcul indirect. Sur la base du travail de Vergnes et al. [2012], il serait ainsi opportun de tester la méthode de calcul des largeurs de rivière directement sur les débits en sortie de lac. Ce type d'information n'est à ce jour pas assez développé à l'échelle globale et souvent difficile à mesurer voire à estimer et varie notamment avec le niveau du lac.

Des biais importants perdurent dans les résultats notamment sur les cycles saisonniers entre observations et simulations. Quelles que soient les configurations choisies, les étiages restent sous-estimés et les pics de crues trop importants. Decharme et al. [2010] a montré que ces défauts étaient intrinsèques au modèle CTRIP et ont été partiellement résolus par l'introduction d'un schéma d'aquifères [Vergnes et al., 2012]. Pourtant ces biais systématiques sont visibles dès l'exutoire du Léman et associés à des marnages beaucoup trop importants. Une des origines de ces différences provient de la présence du barrage de Seujet régulant l'exutoire du Léman. L'impact du barrage sur le cycle hydrologique du lac est clair avec un seuillage systématique des niveaux du lac lors des périodes de hautes eaux. Cela engendre une quasi-absence de pics de débits au printemps au profit d'une décroissance lente de l'hydrogramme. Lors des étiages, la présence des barrages-réservoirs assure des étiages moins importants et une disponibilité en eau accrue. Dans notre module, le choix a été fait de ne considérer que le bilan de masse naturel pour les lacs. Plus globalement, la pression anthropique sur le bassin versant du Rhône est très forte et limite donc la modélisation d'un comportement naturel du système hydrographique. La plupart des lacs sont contrôlés par des barrages et la Durance elle-même est dévié de façon significative. Dans sa version actuelle, MLake ne prend en compte ni les règles de gestion de barrage ni la pression anthropique présente sur ce matin. Comme nous avons vu dans la section 3.2.2, le marnage d'un réservoir est contrôlé dans un intervalle de niveau qui ne traduit pas la dynamique naturelle de celui-ci mais plutôt un besoin industriel ou social. Dans le cas du Léman, il est même soumis à un accord. Pour avoir une vision complète de la dynamique sur le bassin versant du Rhône et réduire les biais, il est par conséquent nécessaire de prendre en compte ces processus.

## 3.7 Conclusion

Dans son étude sur la France, Vergnes et al. [2012] a mis en évidence l'apport posifif du schéma d'aquifère sur les débits d'étiage. Cependant l'ajout de ce module dans le modèle CTRIP ne corrige pas totalement les surestimations systématiques des simulations de débits.
L'ajout d'un module résolvant le bilan d'eau des lacs dans CTRIP engendre, sur le bassin versant du Rhône, une réduction des biais sur les débits et une meilleure représentation des étiages notamment sur la partie aval du bassin. Les résultats sur les pics de débits sont moins visibles même si une atténuation des débits de pointe est observée. Le fait de prendre en compte une dynamique lacustre, plus lente comparée à un tronçon de rivière, retarde légèrement les débits de pointe mais surtout atténue sensiblement leurs amplitudes. Cela s'explique par la capacité de rétention des lacs, moins impactés par les modifications atmosphériques à court terme, à assurer un soutien de l'étiage lors des périodes sèches. Cela est bien visible sur le cycle saisonnier des débits du Rhône avec un cycle globalement respecté sur chaque unité hydrographique.

Cette étude locale a montré l'intérêt de considérer les lacs dans l'hydrologie locale et régionale et cela même dans un bassin où l'importance des lacs est relativement modeste. En se basant sur une approche de bilan de masse où les débits à l'exutoire sont représentés par une équation de déversoir rectangulaire à seuil épais, il est possible de réduire les biais sur les simulations de débits ainsi que de modéliser une dynamique des niveaux d'eau réaliste. Les résultats sont en nette amélioration par rapport à la version de CTRIP initiale. Ainsi la contribution moyenne de MLake aux performances sur les débits est de 23% avec un critère KGE croissant sur le linéaire du Rhône ($\overline{\text{KGE}}$ = 0.66). L'apport principal de MLake est de proposer un diagnostic des variations de niveaux de lac avec des résultats probants pour le Léman dans la configuration `ctrip_mlake_w5` (RMSD= 0.27 m et CV = 1.05).

Malgré tout des biais persistent notamment sur les débits de crues et marquent les limites du modèle. Le modèle développé ne prend pas en compte l'anthropisation qui modifie profondément la dynamique naturelle du lac. Ces biais relativement importants sur la partie amont ont, cependant, tendance à être gommés dans la partie aval du bassin. Cette méthode montre des résultats satisfaisants qui confirment l'intérêt de son application à l'échelle globale. Pour cela il est nécessaire de trouver des sites d'études instrumentés. Au vu des résultats du test de sensibilité, l'étude globale doit porter sur un intervalle plus important de variation du facteur multiplicatif à appliquer à la largeur du seuil afin de caractériser plus précisément la réactivité du modèle à ce paramètre. Tout cela justifie l'implémentation à l'échelle globale de MLake pour

vérifier sa cohérence et son applicabilité sur des bassins contrastés.

Chapitre 4

# Évaluation et validation globale

## Sommaire


**4.1 Les sites d'études . . . . . 162**
4.1.1 Bassin versant du lac Baïkal . . . . . 162
4.1.2 Bassin versant du lac Victoria . . . . . 164
4.1.3 Bassin versant du lac Ladoga . . . . . 166
**4.2 Les forçages globaux . . . . . 168**
4.2.1 Les précipitations . . . . . 168
4.2.2 L'évaporation . . . . . 169
**4.3 Les caractéristiques de TRIP . . . . . 169**
**4.4 Les données de validation . . . . . 172**
**4.5 Intégration des lacs sur les bassins versants . . . . . 173**
4.5.1 Apport des lacs sur les simulations CTRIP . . . . . 175
4.5.2 Validation du modèle CTRIP-MLake . . . . . 177
**4.6 Discussions . . . . . 188**
4.6.1 Anthropisation . . . . . 188
4.6.2 Baisse historique des niveaux du lac Victoria . . . . . 189
4.6.3 Déphasage temporel des débits des rivières boréales . . . . . 190
4.6.4 Sensibilité à la largeur du seuil . . . . . 192
**4.7 Simulations à l'échelle du globe . . . . . 194**
4.7.1 Configuration de CTRIP-12D global . . . . . 194
4.7.2 Résultats préliminaires . . . . . 196
4.7.3 Discussions . . . . . 205
**4.8 Conclusion générale et Perspectives . . . . . 207**


Dans le chapitre précèdent, le modèle de bilan de masse MLake a été validé à 1/12° sur le bassin du Rhône. Cette évaluation locale nécessaire ne justifie pas, pour autant, la possibilité d'utiliser ce modèle pour des études globales. La confirmation de l'adéquation du modèle à l'échelle globale est menée dans un cadre plus large au sein de ce chapitre.
La version de CTRIP à 1/12° est en cours de validation à l'échelle globale et ne peut

pas être utilisée en tant que telle pour évaluer et valider MLake à cette échelle. C'est pour cela que ce chapitre se base notamment sur le travail de Decharme et al. [2019] pour valider d'un point de vue local le comportement de CTRIP-MLake en global à 1/12°.
L'évaluation du modèle est effectuée en mode off-line avec les mêmes forçages que ceux utilisés dans Decharme et al. [2019] et interpolés à l'échelle de travail. Au niveau des modèles, le schéma ISBA est utilisé dans sa version diffusive alors que le modèle CTRIP ne tient pas compte des processus d'aquifères ni des plaines d'inondations. Ce choix est porté par le souci d'évaluer le modèle MLake indépendamment des autres processus. Pour autant la dernière partie de ce chapitre présentera les résultats préliminaires du modèle complet à l'échelle globale.

## 4.1 Les sites d'études

Le choix des sites d'études n'est aucunement arbitraire et est motivé par des contrastes climatiques et hydrologiques. En effet, il est essentiel de vérifier que le non-étalonnage du modèle ne provoque pas de sensibilité accrue aux conditions locales. Trois sites d'études présentant des enjeux intéressants ont donc été choisis : le bassin de l'Angara, du Nil Blanc et enfin de la Neva.

### 4.1.1 Bassin versant du lac Baïkal

#### Morphologie du bassin

Provenant du turc *Bay Köl* ('lac sacré'), le lac Baïkal est remarquable par ses spécificités. Conséquence d'une subsidence et de la formation d'une zone de rift, le lac Baïkal occupe un fossé d'effondrement et bat les records du lac le plus profond (1640 m) et le plus vieux (environ 25 millions d'années) du monde. À cela s'ajoute que le lac Baïkal, avec un volume de 23 600 $km^3$ pourrait contenir l'équivalent des eaux des Grands Lacs Américains, soit 20% des réserves d'eau douce lacustre [Brunello et al., 2003, Messager et al., 2016].
Pour ce qui est de ses caractéristiques, le lac Baïkal s'étire sur près de 650 km dans une orientation Nord-Est/Sud-Ouest (Figure 4.1). Dans sa partie aval, le bassin versant est principalement recouvert de forêts ; la partie amont, plus montagneuse, est recouverte de steppe. La particularité de cette partie de la planète est la présence quasi-exclusive de permafrost, sol dont la température reste égale ou inférieure à 0°C tout au long de l'année voir pendant plusieurs années [Törnqvist et al., 2014].
Au niveau climatique, le bassin du Selenga est soumis à un climat continental particulièrement rude avec des hivers froids et secs ($\overline{T}_{janvier}$ = -23.5 °C) et des étés tempérés ($\overline{T}_{juillet}$ = 16.9 °C) [Törnqvist et al., 2014] (1).

(1). Dwb dans la classification de Köppen-Geiger [Beck et al., 2018]

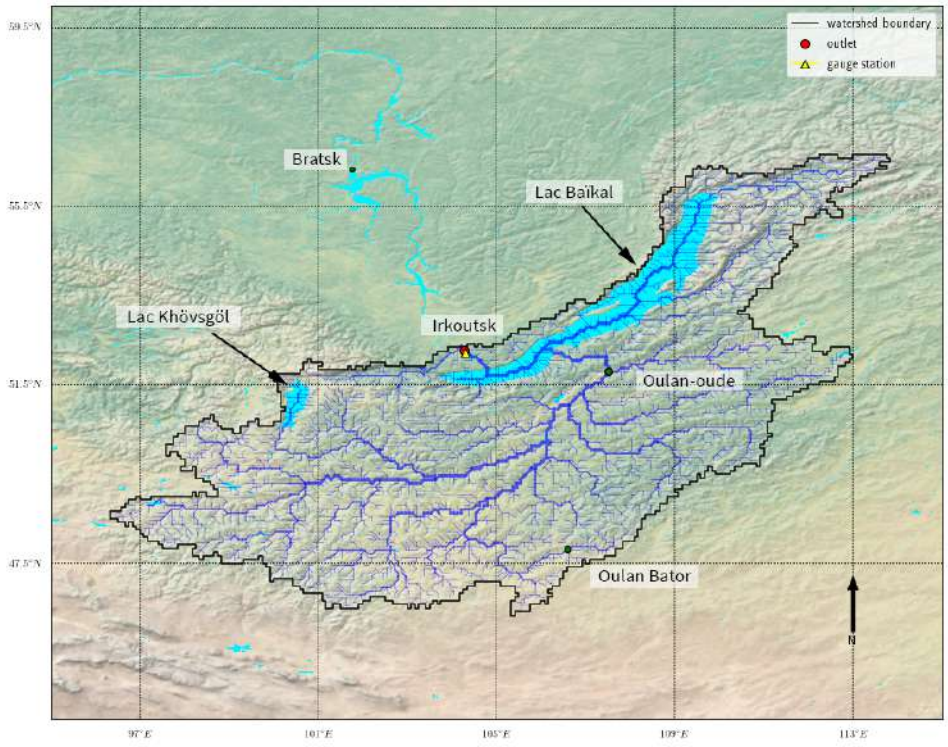



FIGURE 4.1 – Bassin versant de l'Angara depuis Irkoutsk.

### Hydrologie

Le Selenga est le principal affluent du lac Baïkal et contribue pour 50 à 60 % aux écoulements entrants dans le lac. L'hydrologie du bassin est saisonnière et dominée par la succession de période de gel en hiver et de dégel en été. Ainsi le principal apport au niveau des masses d'eau provient de la fonte de la neige, apport qui est aujourd'hui altéré par la fonte du permafrost [Karlsson et al., 2012]. Une dépendance hydrologique très forte existe entre le Selenga et le lac Baïkal puisque 82% du bassin du lac est recouvert par le bassin du Selenga [Nadmitov et al., 2015].
Le lac Baïkal alimente et contrôle un unique effluent : l'Angara qui lui-même fait partie du bassin du Yenissei, 5$^{e}$ plus long fleuve du monde.

### Intérêt économique et gestion du bassin

L'intérêt du lac Baïkal sur l'économie régionale est évidente en ce qui concerne l'approvisionnement en eau douce continue au cours de l'année, la pêche et par l'attrait touristique des lieux. Deux pays se partagent son trait de côte : la Mongolie et la Russie. De plus, la ressource minière du bassin du lac Baïkal est riche (aluminium, or, tungsten) et participe considérablement au développement économique des régions voisines [Brunello et al., 2003]. Enfin la Russie et plus particulièrement l'Oblast d'Irkoutsk utilise les eaux du bassin pour refroidir les centrales thermiques et produire de l'électricité à partir de barrages hydroélectriques.

Pour faire face à la pression importante introduite par l'homme sur le lac et l'impact écologique qui en résultent, la Russie a établi une commission pour le lac Baïkal en 1993. Cette commission composée de représentants locaux et fédéraux a abouti à la "Loi Baïkal" en 1999 fixant des règles pour une gestion active du bassin en matière de pollutions et d'usages et gérées par l'Agence Fédérale pour la Protection de l'Environnement [Brunello et al., 2006, Garmaeva, 2001]. Cette loi préserve le biotope exceptionnel du lac Baïkal, conséquence de l'oxygénation de la totalité de la colonne d'eau, protégé depuis 1996 en tant que patrimoine mondial de l'UNESCO [Moore et al., 2009].

### 4.1.2 Bassin versant du lac Victoria

#### Morphologie du bassin

Deuxième plus grand lac du monde avec 69 500 km$^2$, le lac Victoria est le plus grand des lacs africains (Figure 4.2). Seul Grand Lac africain à ne pas être situé dans une dépression du Grand Rift, son origine est encore discutée et résulterait vraisemblablement d'un inversion de l'écoulement des rivières suite à un soulèvement des régions situées à l'ouest. De par cette localisation particulière, le lac recouvre près de 42% du bassin versant avec des conséquences sur l'hydrologie régionale. Le bassin d'alimentation du lac est donc relativement petit par rapport au lac en lui-même.
Malgré une superficie importante, le lac Victoria, dont la profondeur moyenne est de 40 m et la profondeur maximale de 80 m, contient une masse d'eau très inférieure à celle des lacs voisins comme le Tanganika ou le lac Malawi.

D'un point de vue climatique, le bassin du lac Victoria se trouve dans une zone tropicale [(2)] avec une alternance de périodes humides et de périodes sèches. Malgré cette alternance, la température moyenne de l'air est plutôt uniforme avec des variations saisonnières inférieures à 3°C. Au niveau des précipitations, des disparités existent entre les différentes rives mais elles sont principalement dues au mouvement de la Zone de Convergence Inter-Tropicale [ZCIT, Nicholson, 2017]. On retrouve donc une saison humide bien marquée entre mars et mai puis une deuxième période qui l'est beaucoup moins entre novembre et décembre. Ainsi, les rives Ouest sont généralement plus humides ($\approx$ 2 000 mm/an) que les rives Sud-Ouest ($\approx$ 1 100 m/an) ou Sud-Est ($\approx$ 750 mm/an) [Paugy and Levêque, 2019]. Une autre particularité est l'intensification de 30% des cumuls de pluie au-dessus du lac Victoria engendrée par la seule présence du lac [Sutcliffe et al., 1999].

(2). Af dans la classification de Köppen-Geiger [Beck et al., 2018]

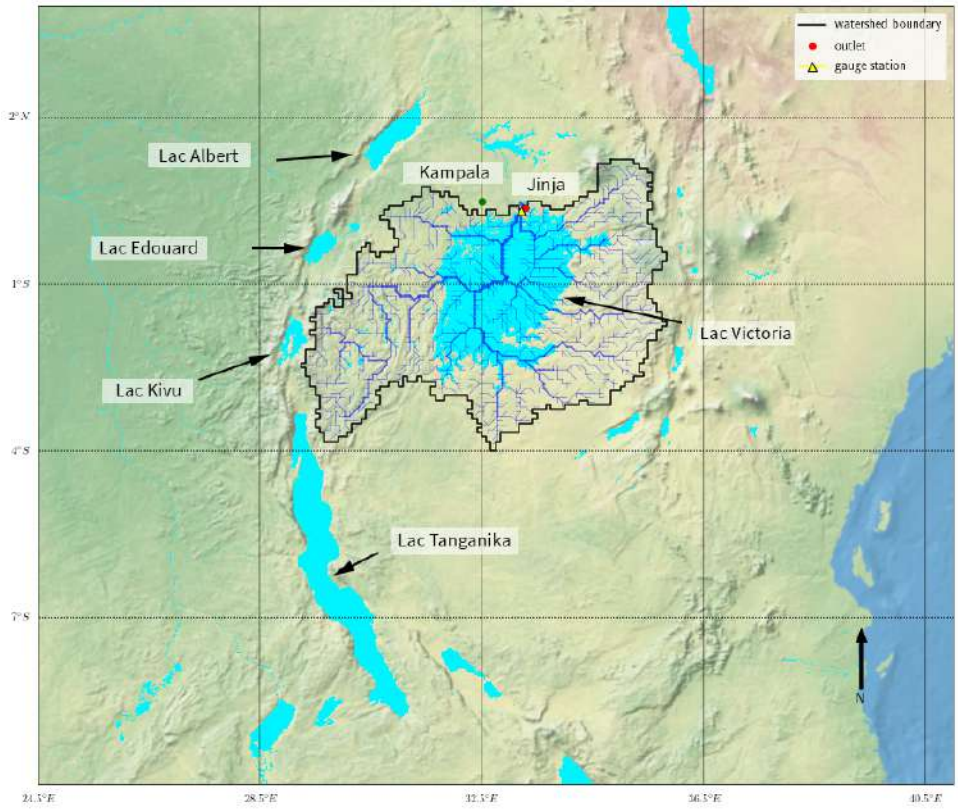



FIGURE 4.2 – Bassin versant du lac Victoria depuis Jinja.

### Hydrologie

Le lac Victoria constitue la partie amont du Nil Blanc et contribue à environ 14% du débit conjoint Nil Blanc-Nil Bleu à Assouan [Crul et al., 1995]. Une dizaine d'affluents principaux alimente le lac mais c'est surtout le couple précipitations-évaporation qui contrôle les niveaux d'eaux. L'évaporation estimée du lac Victoria se situe aux alentours de 1 500 mm/an ce qui fait que le bilan de masse du lac est globalement équilibré sur l'année [Vanderkelen et al., 2018].
Pour ce qui est de l'hydrologie, le lac Victoria possède donc un intérêt particulier car principalement contrôlé par les facteurs climatiques.

### Intérêt économique

Les côtes du lac Victoria sont partagées par trois pays : la Tanzanie, l'Ouganda et le Kenya qui profitent de la riche biodiversité et des ressources minières comme leviers économiques majeurs.
Comme la majorité des grands lacs et encore plus les Grands Lacs africains, le lac Victoria apporte une indépendance économique majeure issue de la pêche, de la ressource en eau douce, du transport et du tourisme [Crul et al., 1995]. Aussi, depuis les années 1990, le bassin est au cœur d'une industrie pétrolière qui profite des ressources du sous-sol.

Cependant l'importance majeure du lac Victoria repose sur son niveau d'eau qui régule en grande partie la vie socio-économique du bassin versant du Nil et ce jusqu'en Égypte.
L'importante biodiversité du lac provient de la variété des zones d'intérêt comme les grandes zones marécageuses littorales ou de la diversité des substrats dans les zones pélagiques [Paugy and Levêque, 2019].
Enfin, l'intérêt du lac est aussi industriel puisque ses eaux sont aujourd'hui largement anthropisées et notamment pour les besoins en hydroélectricité avec la construction du complexe de Nalubaale initié en 1954 et finalisé en 2000 par un deuxième barrage [Kull, 2006].

### 4.1.3 Bassin versant du lac Ladoga

#### Morphologie du bassin

La Neva est un fleuve russe long de 74 km et qui draine une surface de 281 000 $km^2$. Situé en Russie occidentale, au sein du bouclier scandinave, ce système possède les deux plus grands lacs d'eau douce du continent européen : le lac Ladoga et le lac Onega. Situé au nord-est de Saint-Pétersbourg la superficie du lac Ladoga est de 17 800 $km^2$ et son volume de 850 $km^3$. En amont de ce lac se trouve le lac Onega dont la superficie est de 9 720 $km^2$ pour un volume de 290 $km^3$ [Filatov et al., 2019]. Ces lacs se sont formés en deux temps, tout d'abord la formation du bassin à la suite de mouvements tectoniques et ensuite le remplissage en eau douce lors du retrait glaciaire [Malmqvist et al., 2009].
Le bassin versant de la Neva est un système hydrologique connecté où chaque compartiment est relié aux autres par un réseau de rivières et de lacs dont l'exutoire se trouve dans le Golfe de Finlande à Saint-Pétersbourg. Ainsi la Neva est issue du lac Ladoga, lui-même connecté au lac Onega par le Svir', au lac Saimaa par la Vuoksa et au lac Ilmen par le Volkhv [Rukhovets and Filatov, 2010].
Contrairement aux lacs précédents l'environnement proche du lac Ladoga est assez uniforme et composé de plaines recouvertes d'une combinaison de forêts de conifères boréales (à hauteur de 55%) et de zones humides (à hauteur de 13%) [Malmqvist et al., 2009].

En ce qui concerne le climat, la région est à la frontière entre un climat océanique et un climat continental humide (3) caractérisé par des hivers froids et des étés tempérés pour une température moyenne annuelle aux alentours de 2.5 °C. Pour ce qui est des précipitations, elles se répartissent uniformément tout au long de l'année pour un cumul annuel aux alentours de 550 mm dont 70% sous forme de neige [Malmqvist et al.,

(3). Dfb dans la classification Köppen-Geiger [Beck et al., 2018]

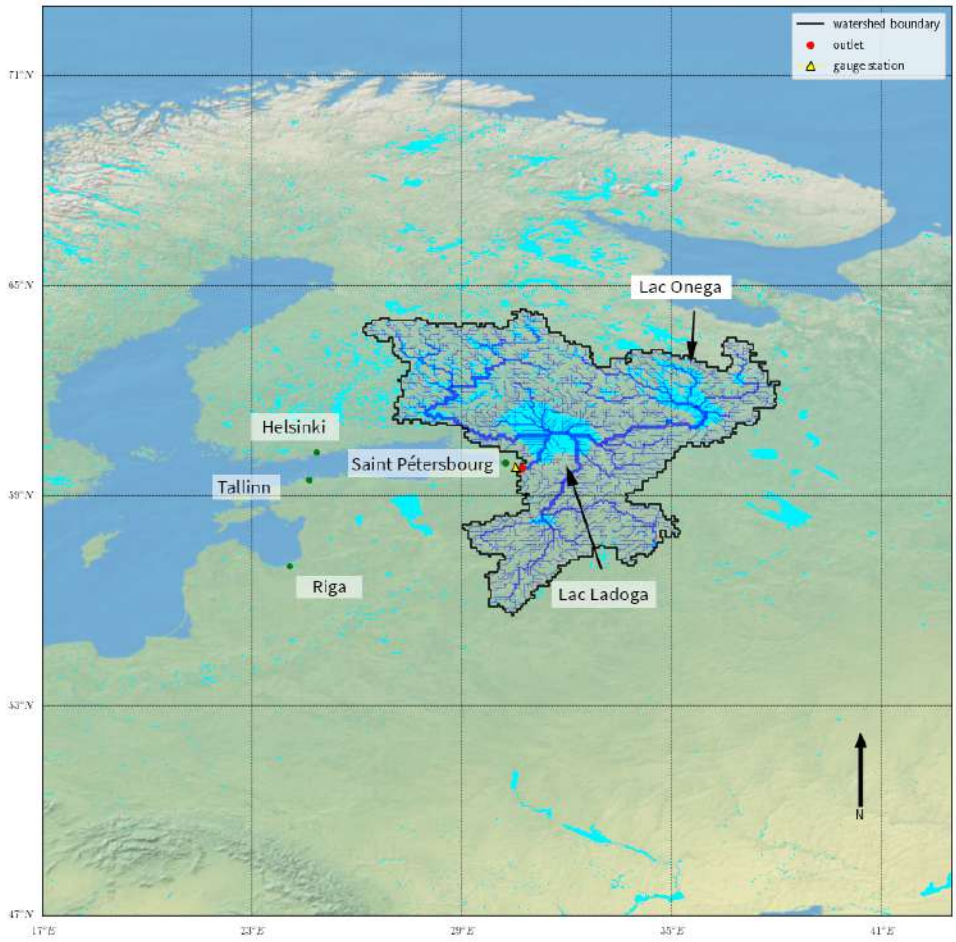



FIGURE 4.3 – Bassin versant de la Neva depuis Kirovsk.

2009]. Ces conditions climatiques sont essentielles pour comprendre le comportement de ces lacs et expliquent notamment la couverture glaciaire partielle du Ladoga et totale de l'Onega chaque hiver.

### Hydrologie

Le régime nival de la région, associé au système lacustre particulier assure une alimentation en eau constante de la Neva. Il existe cependant un pic de débit arrivant généralement à la fin du mois de mai. Le couple Ladoga-Onega recouvre près de 30% du bassin versant du fleuve. C'est pour cela qu'en hydrologie le linéaire Svir'-Neva est généralement considéré comme un ensemble [Malmqvist et al., 2009].
Au vu des conditions climatiques, le bilan hydrologique est dominé par les affluents et effluents ce qui donne un lac de type fluvial.
L'intérêt hydrologique d'étudier ce lac vient de l'importance de simuler correctement les processus hydrologiques de surface et le transfert d'eau mais aussi le fait que le lac Ladoga est lui même dominé par les apports d'un grand lac en amont.

#### Intérêt économique

Riche d'une biodiversité unique, le bassin de la Neva et notamment ces deux grands lacs en font une destination touristique prisée notamment par les agglomérations proches (4.7 millions d'habitants). Cet environnement unique reste fragile et une partie des berges du lac Ladoga est aujourd'hui protégée par la réserve naturelle de Nizhnesvirsky [Malmqvist et al., 2009].
La Neva est l'unique ressource d'eau potable alimentant la ville de Saint-Pétersbourg et d'autres villes de Karélie pour environ 1.1 $km^3$ d'eau par an [Rukhovets and Filatov, 2010].

La présence de ce système hydrologique assure à la région un essor économique considérable qui passe par une proportion et une grande diversité d'industries. Au-delà du niveau socio-économique élevé, la pression anthropique est forte et pose des enjeux environnementaux majeurs notamment pour la préservation de la qualité des eaux des lacs [Rukhovets and Filatov, 2010]

En plus de ces émissaires naturels, la Neva et le lac Ladoga sont connectés à un réseau national de canaux, qui permettent le transport de marchandises vers la Volga, la Mer Noire et la Mer Blanche et contribuent donc à l'indépendance économique de Saint-Pétersbourg [Malmqvist et al., 2009].
Les lacs sont aussi utilisés pour la production électrique et les deux principales usines hydroélectriques se situent sur le Svir' en amont du lac Ladoga.

## 4.2 Les forçages globaux

### 4.2.1 Les précipitations

Dans son étude Decharme et al. [2019] a utilisé et testé différents forçages atmosphériques pour l'évaluation à l'échelle globale du modèle ISBA-CTRIP.
Les premiers forçages sont les Princeton Global Forcing [Sheffield et al., 2006, PGF; `https://rda.ucar.edu/datasets/ds314.0/`] pour la période 1978-2014. Les cumuls de précipitations horaires PGF sont issus des réanalyses NCEP-NCAR issus d'observations des variables atmosphériques corrigées par des cumuls mensuels observés par le Global Precipitation Climatology Center (GPCC).
Le deuxième forçage est issu de réanalyses du projet Earth2Observe (E2O) et plus spécifiquement des réanalyses Tier-2 Water Resources (WRR2). Ces réanalyses proviennent des produits ERA-Interim (`https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim`) qui sont combinées aux observations mensuelles Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation [Beck et al., 2017, MSWEP,].

L'utilisation de plusieurs jeux de forçages permet l'analyse des biais introduits par la réponse des variables de surface et de sub-surface aux conditions atmosphériques. Cependant, Decharme et al. [2019] a montré que les forçages E2O avaient de meilleures performances pour l'estimation des intensités de précipitations et permettait notamment une meilleure simulation des débits de rivières. Ces forçages sont disponibles pour la période 1978-2014.
Pour ces raisons, le modèle ISBA dans sa version diffusive sera forcé pour la suite de l'étude par les forçages ERA-Interim E2O.

### 4.2.2 L'évaporation

Comme présenté dans la section 3.4, les flux de masse au niveau des lacs sont déduits d'une estimation du bilan entre l'évaporation et les précipitations. Les estimations d'évaporation, sur la période 1979-2014, sont issues d'une simulation globale avec FLake similaire à celle de Voldoire et al. [2019] avec la configuration proposée par citetlemoigne2016. Le coefficient d'extinction est fixé à 0.5 $m^{-1}$ et la profondeur maximale des lacs à 60 m.
Ainsi, un calcul préliminaire simule un correction des forçages en prenant la différence entre les estimations de précipitations MSWEP et l'évaporation au-dessus du lac. Cela permet de déduire la masse d'eau qui contribue directement au bilan sur le masque de ruissellement du lac (voir section 2.6) Les estimations d'évaporation sont issues d'une simulation globale avec FLake similaire à celle de Voldoire et al. [2019].

## 4.3 Les caractéristiques de TRIP

La version de CTRIP utilisée en global repose sur une version préliminaire développé par Simon Munier, chercheur au CNRM. Pour ce faire, l'essentiel des paramétrisations développées sur la France et à l'échelle globale [Decharme et al., 2010, 2012, 2019] ont été reprises ici. Afin de garantir la cohérence des réseaux hydrographiques à la résolution 1/12°, seuls certains paramètres comme la pente des rivières ou la largeur ont été recalculés pour s'adapter au changement de résolution.
Les figures 4.4 et 4.5 donnent un aperçu du numéro de séquence ainsi que de la largeur des rivières pour les trois bassins d'études. Il est évident que ces bassins n'ont pas les mêmes dimensions que le bassin du Rhône et présentent donc un intérêt particulier pour la validation du modèle.
Pour cette évaluation globale, les schémas d'aquifères et de plaines d'inondations n'ont pas été pris en compte. Seul le modèle MLake modifie la dynamique de rivières.

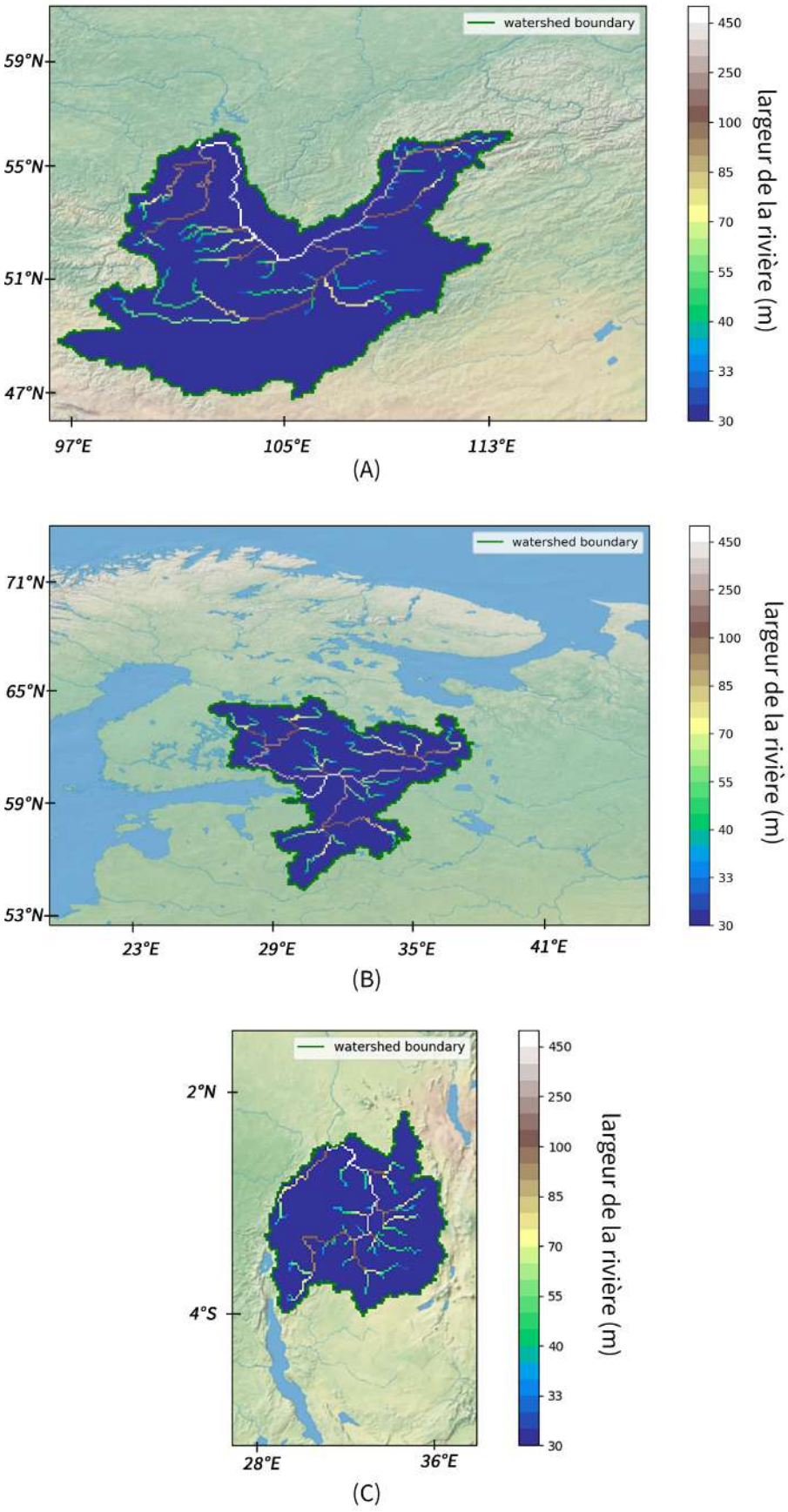



FIGURE 4.4 – Largeur de rivière pour le bassin de l'Angara (A), le bassin de la Neva (B) et le bassin du Nil Blanc (C).

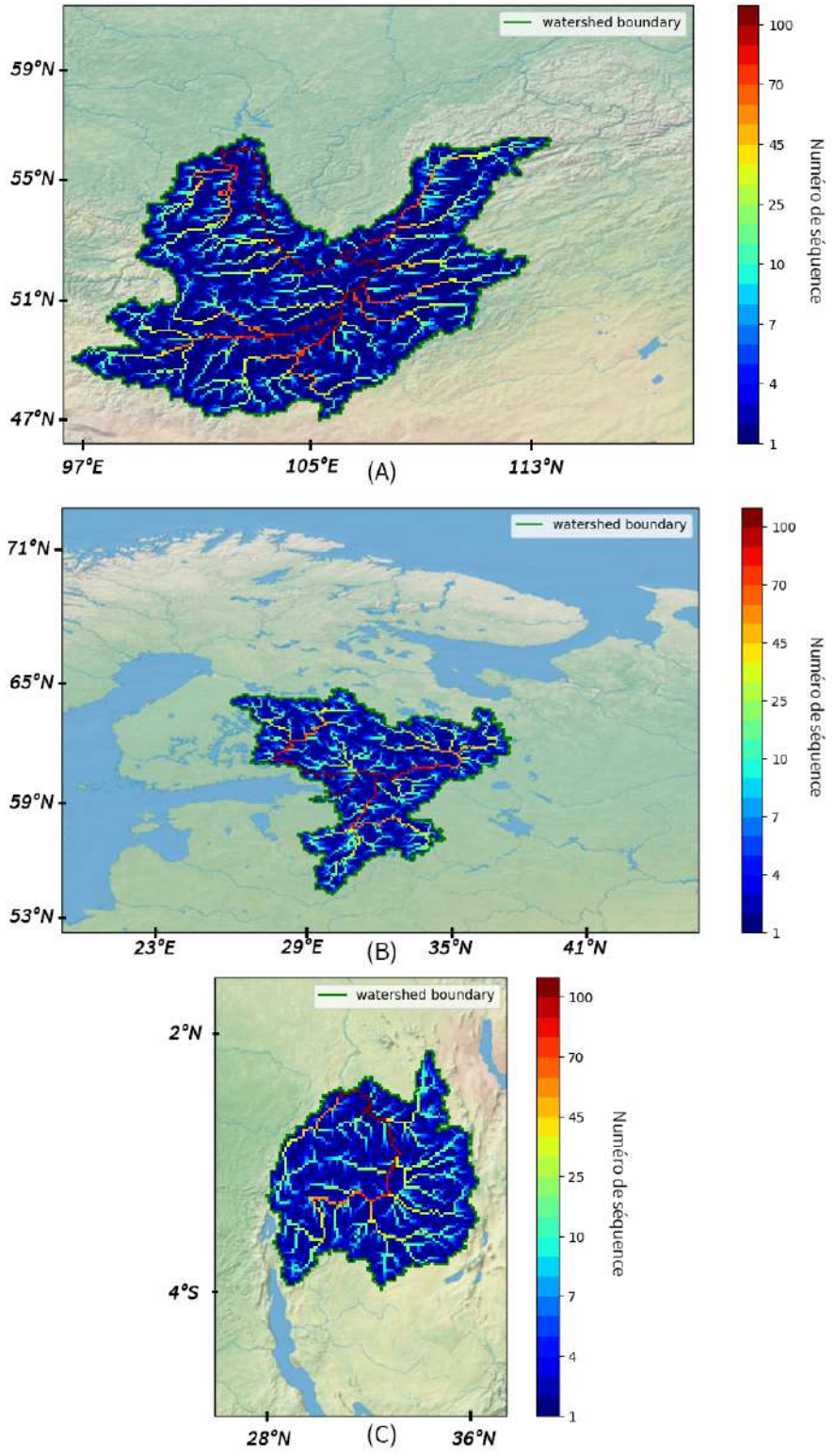



FIGURE 4.5 – Numéro de séquence pour le bassin de l'Angara (A), le bassin de la Neva (B) et le bassin du Nil Blanc (C).

## 4.4 Les données de validation

Comme nous l'avons vu en introduction de cette thèse, les mesures *in situ* sont souvent rares, discontinues et se raréfient ces dernières années [Duan and Bastiaanssen, 2013]. Dans ce contexte, les données issues de la télédétection spatiale revêtent une importance particulière puisqu'elles donnent accès à un suivi fiable, quasi-continu de la majorité de la surface. En outre, la télédétection assure un suivi de la ressource même dans des zones inaccessibles [Avisse et al., 2017].
Pour autant, certaines variables comme les débits sont difficilement suivies depuis l'espace et l'évaluation reste principalement contrainte par la disponiblité en données de terrain.

### Données de débits

L'évaluation des simulations pour les débits repose sur plusieurs bases de données. Pour chaque site d'étude, les séries temporelles de la station choisie doivent couvrir la période d'étude 1978-2014 avec, au minimum, trois ans de données continues sur une période totale de 10 ans et pour un bassin de drainage minimum de 10000 km$^2$. Dans le cas où deux stations se trouvent sur la même maille CTRIP, la station choisie est celle qui possède l'aire de drainage la plus grande.
Concernant l'Angara, la station choisie se situe à Irkoutsk au niveau du barrage hydroélectrique du même nom et localisé à 66 km de l'exutoire du lac. Les mesures sont issues de la base de données globale du GRDC.
Pour la Neva, le site de mesures choisi se trouve à la station de Novosaratovka. Les données de débits sont issues de la base de données ARCTICNET [Lammers et al., 2001].
Enfin, le Nil Blanc dans sa partie amont n'est présent dans aucune base de données et nous nous sommes confrontés à un manque évident de mesures dans cette partie du monde. Que ce soit dans la base GRDC, plus grande base de données de débits, ou dans des bases plus locales, aucune donnée n'était assez fiable pour le lac Victoria. Les mesures de débits faites au barrage de Nalubaale sont incomplètes du fait du non-respect des règles de gestion (voir en section 4.6). Une série temporelle du Nil Blanc à Jinja a été reconstruite par Vanderkelen et al. [2018] pour la période 1950-2006. Ces données ont été gracieusement fournies pour l'évaluation de cette étude. Ces données reposent donc sur un mélange de mesures directes et indirectes qui n'ont pas forcément les mêmes méthodes d'échantillonnage.

### Données sur les variations de hauteurs

Contrairement au Léman, dont les hauteurs ont été évaluées sur la base de stations de jaugeage, l'évaluation globale des variations de niveaux de lac s'est appuyée sur la plateforme Hydroweb [Crétaux et al., 2011, `http://hydroweb.theia-land.fr/`]. Cette plateforme fournit des mesures altimétriques à la résolution centimétrique pour un peu plus de 1000 fleuves et 230 lacs à travers le monde. Ces données sont généralement accessibles depuis 1993 et possèdent une estimation des erreurs. En plus des données altimétriques, la plateforme propose des observations d'emprise au sol des lacs et estime le volume associé.
Pour nos sites d'études, toutes les informations sont accessibles depuis Hydroweb.

## 4.5 Intégration des lacs sur les bassins versants

Comme nous l'avons vu pour le bassin du Rhône, le modèle nécessite quelques années de spin-up avant d'atteindre un niveau d'équilibre. Cette durée est variable suivant les lacs mais s'élève généralement autour de quelques années. Compte tenu des observations disponibles, l'évaluation portera sur la période 1983-2014 pour les débits de l'Angara et de la Neva, et sur la période 1983-2006 pour le Nil Blanc. Concernant les niveaux des lacs, les données issues d'Hydroweb imposent une période d'évaluation de 1993 à 2014 pour les trois lacs considérés.
Comme pour l'étude locale, l'évaluation et la validation se font en deux étapes. Tout d'abord l'impact de MLake est évalué sur les performances des simulations de CTRIP. Ensuite, le modèle est confronté aux observations décrites dans la section 4.4.

En complément des résultats sur le test de sensibilité du chapitre précédent, un test a été reconduit afin d'évaluer l'influence de la largeur du seuil sur d'autres cas et avec un intervalle de facteur multiplicatif plus étendu.
Pour mener à bien le test de sensibilité plusieurs configurations ont été testées. Les caractéristiques de ces simulations sont regroupées dans le tableau 4.1.

Tableau 4.1 – Configuration des différentes simulations effectuées sur chacun des bassins fluviaux.

| Configuration | Forçages | Détails |
|---|---|---|
| ctrip_nolake | Earth2Observe | Simulation de référence ISBA-CTRIP sans activation du modèle de lac |
| ctrip_mlake_w0.1_flake | Earth2Observe, MSWEP | ISBA-CTRIP-MLake dont la largeur de rivière est multipliée par 0.1 |
| ctrip_mlake_w0.5_flake | Earth2Observe, MSWEP | ISBA-CTRIP-MLake dont la largeur de rivière est multipliée par 0.5 |
| ctrip_mlake_w0.7_flake | Earth2Observe, MSWEP | ISBA-CTRIP-MLake dont la largeur de rivière est multipliée par 0.7 |
| ctrip_mlake_w1_flake | Earth2Observe, MSWEP | ISBA-CTRIP-MLake dont la largeur de rivière est égale à la largeur de la rivière à l'aval |
| ctrip_mlake_w1.5_flake | Earth2Observe, MSWEP | ISBA-CTRIP-MLake dont la largeur de rivière est multipliée par 1.5 |
| ctrip_mlake_w2_flake | Earth2Observe, MSWEP | ISBA-CTRIP-MLake dont la largeur de rivière est multipliée par 2 |
| ctrip_mlake_w4_flake | Earth2Observe, MSWEP | ISBA-CTRIP-MLake dont la largeur de rivière est multipliée par 4 |
| ctrip_mlake_w5_flake | Earth2Observe, MSWEP | ISBA-CTRIP-MLake dont la largeur de rivière est multipliée par 5 |

### 4.5.1 Apport des lacs sur les simulations CTRIP

Les résultats sur les trois bassins de l'évaluation concordent avec les conclusions émises dans le chapitre précédent concernant le Rhône. Dans un souci de lisibilité, la figure 4.6 donne un aperçu des débits simulés sur la période 2005-2008, cependant l'analyse est faite sur la période entière 1983-2014.

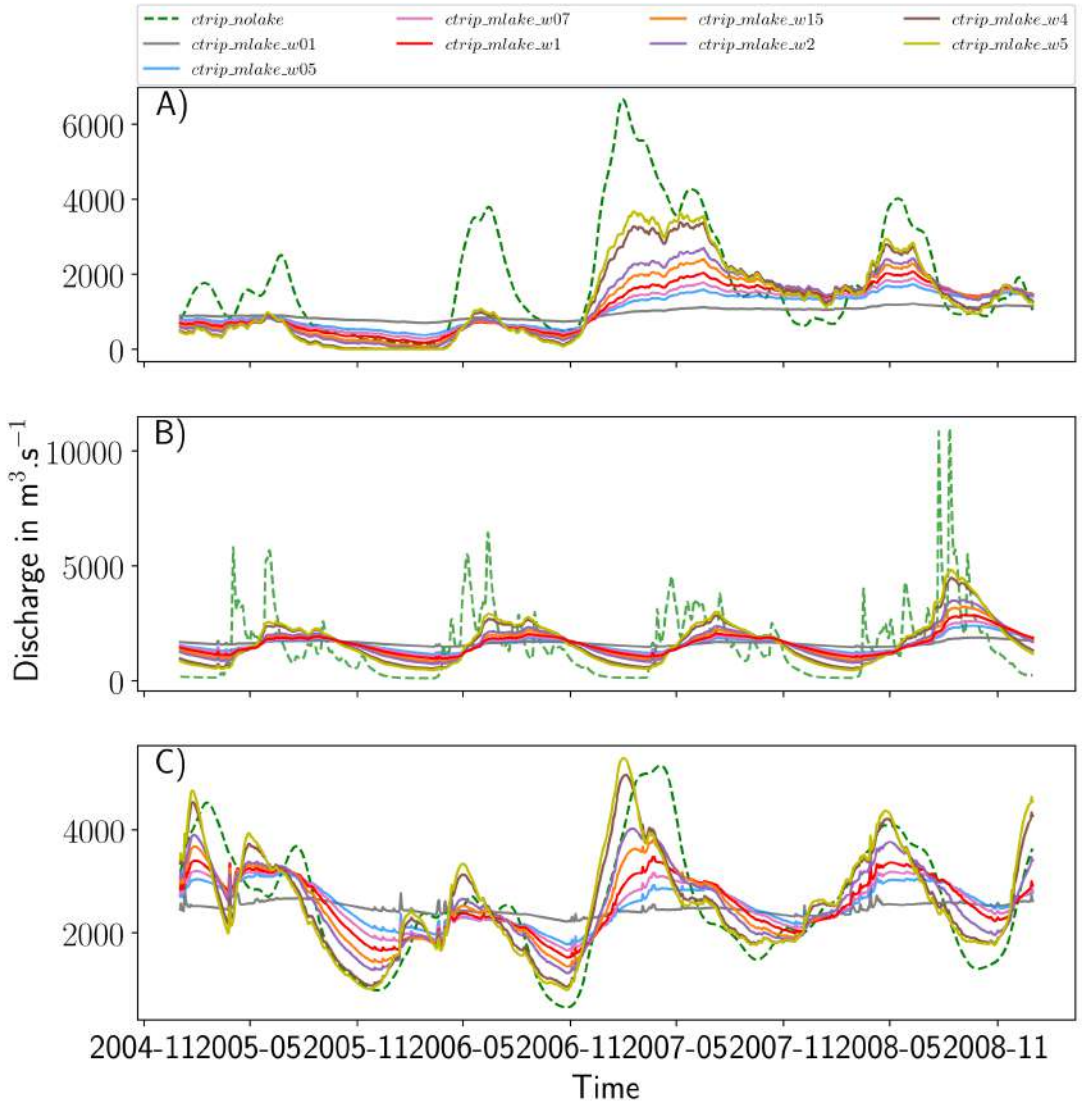



FIGURE 4.6 – Chroniques de débits simulés par CTRIP-MLake et des observations issues de la banque de débits GRDC et ARCTICNET sur la période 2005-2008. A) Nil Blanc (Ouganda), B) Angara (Russie), C) Neva (Russie).

L'ajout du bilan de masse des lacs entraîne une diminution de la variabilité et de l'amplitude des débits simulés. L'impact le plus significatif est celui du lac Victoria sur le débit du Nil avec un effet aussi marqué sur le débit moyen que sur la variabilité. Ainsi, la seule introduction de MLake réduit le débit moyen de 37% et la variabilité de 55%. Les résultats des simulations pour l'Angara et la Neva sont plutôt similaires à ceux du Rhône avec un débit moyen annuel simulé peu ou pas impacté par la présence des lacs (augmentation de 4% du module annuel de l'Angara et diminution de 0.1% de celui de la Neva). Ces effets s'expliquent par la différence de forçages entre les simulations avec ou sans lac. La prise en compte explicite des lacs introduit un terme d'évaporation issu de FLake qui modifie les forçages de surface et donc le volume d'eau effectivement reçu sur la zone considérée.

La réduction des amplitudes est dépendante de la taille du lac et c'est sur le lac Baïkal que l'on observe la baisse la plus importante avec une réduction de 63%. Bien sûr cela n'est pas seulement la conséquence d'une diminution des pics de débits, mais c'est aussi dû à une augmentation des basses eaux. Pour l'Angara, le quantile $Q_{90}$ diminue de 4046 $m^3.s^{-1}$ à une moyenne de 2 633 $m^3.s^{-1}$ (intervalle [2 023 $m^3.s^{-1}$ - 3 185 $m^3.s^{-1}$]) sur la période 1983-2014. Pour le quantile $Q_{10}$, sa valeur croît de 148 $m^3.s^{-1}$ à 1 133 $m^3.s^{-1}$ (intervalle [651 $m^3.s^{-1}$ - 1 590 $m^3.s^{-1}$]) sur la même période. Cela se traduit par un lissage de l'hydrogramme et une atténuation de la variabilité haute fréquence.
L'effet est similaire sur le bassin de la Neva avec une réduction de la variabilité de 49% ($\overline{\sigma}_{ctrip_mlake}$ = 534 $m^3.s^{-1}$ et $\sigma_{ctrip_nolake}$ = 1 095 $m^3.s^{-1}$). Par ailleurs, le quantile $Q_{90}$ de la Neva diminue de 3 973 $m^3.s^{-1}$ à 2 970 $m^3.s^{-1}$ (intervalle [2 734 $m^3.s^{-1}$ - 3 860 $m^3.s^{-1}$]) alors que le quantile $Q_{10}$ augmente de 1 045 $m^3.s^{-1}$ à une moyenne de 1 729 $m^3.s^{-1}$ (intervalle [1 332 $m^3.s^{-1}$ - 2 264 $m^3.s^{-1}$]).

Ces résultats indiquent la prédominance de la dynamique des lacs dans le cycle hydrologique local et la contribution de ces grands lacs à leurs effluents. Ainsi, les trois rivières sont les seuls exutoires des lacs et drainent donc l'intégralité des effluents du lac.
L'apport de MLake a donc tendance à lisser les hydrogrammes issus des simulations de débits, à réduire les volumes d'eau transférés vers l'aval durant les périodes de hautes eaux et à soutenir les étiages par un apport de masse plus important en période de basses eaux.

Enfin, le test de sensibilité préliminaire permet de confirmer la tendance qui se dégageait sur le Rhône. Un échantillonnage plus important a été utilisé afin de prendre en compte une amplitude permettant de comparer le comportement du modèle et du réseau hydrographique dans des situations extrêmes. Lorsque la largeur du seuil

augmente, le transfert d'eau est plus rapide et l'hydrogramme se rapproche des simulations de référence. Au contraire, lorsque le seuil est plus étroit l'effet tampon du lac augmente et la variabilité chute. Dans le cas de la configuration avec lac, l'amplitude maximale augmente de 105% entre la configuration ctrip_mlake_w1_flake et ctrip_mlake_w5_flake.

### 4.5.2 Validation du modèle CTRIP-MLake

Vu les différences induites par l'introduction du bilan de masse des lacs sur les simulations de CTRIP, il convient de les valider pour estimer les performances du modèle.
La validation est menée en deux étapes, d'abord en comparant les débits simulés puis en analysant la pertinence du diagnostic sur les variations de niveau d'eau.

#### Débits simulés

La figure 4.7 informe sur les performances du modèle CTRIP-MLake à simuler les débits. Une tendance se dégage quant à la meilleure simulation des débits par la configuration ctrip_mlake_w0.5. L'intérêt d'introduire les lacs assure un meilleur cycle saisonnier pour tous les bassins fluviaux (Figure 4.8). L'effet de lissage de l'hydrogramme et la réduction de variabilité permettent aux simulations de se rapprocher des débits observés notamment sur les bassins de l'Angara et de la Neva. Contrairement à la simulation de référence dont l'amplitude annuelle est élevée, les simulations CTRIP-MLake reproduisent une variabilité correspondant aux observations.

Cela se confirme lorsqu'on compare les débits moyens annuels simulés et observés. Dans tous les cas, la réduction des débits (ou l'augmentation dans le cas de l'Angara) tend à rapprocher le débit moyen simulé de celui qui est observé. Les résultats sont les mêmes pour la variabilité qui est réduite et se rapproche des observations. Le cas de la Neva présente les meilleurs résultats avec un ratio de débit moyen annuel de 1.02, celui de l'Angara est de 0.96 et celui du Nil est de 0.84. Le ratio des écarts-types est de 0.93 pour la Neva, 1.21 pour l'Angara et 2.39 pour le Nil Blanc. Ces améliorations des débits simulés proviennent de la capacité de rétention plus importante des lacs par rapport à celle des rivières. Excepté pour le Nil Blanc, on constate la bonne corrélation du cycle annuel sur les bassins et une amplitude correcte entre les hautes et basses eaux. Cela est confirmé par le cycle saisonnier qui montre une amélioration des simulations de la variabilité interannuelle quand les lacs sont pris en compte.

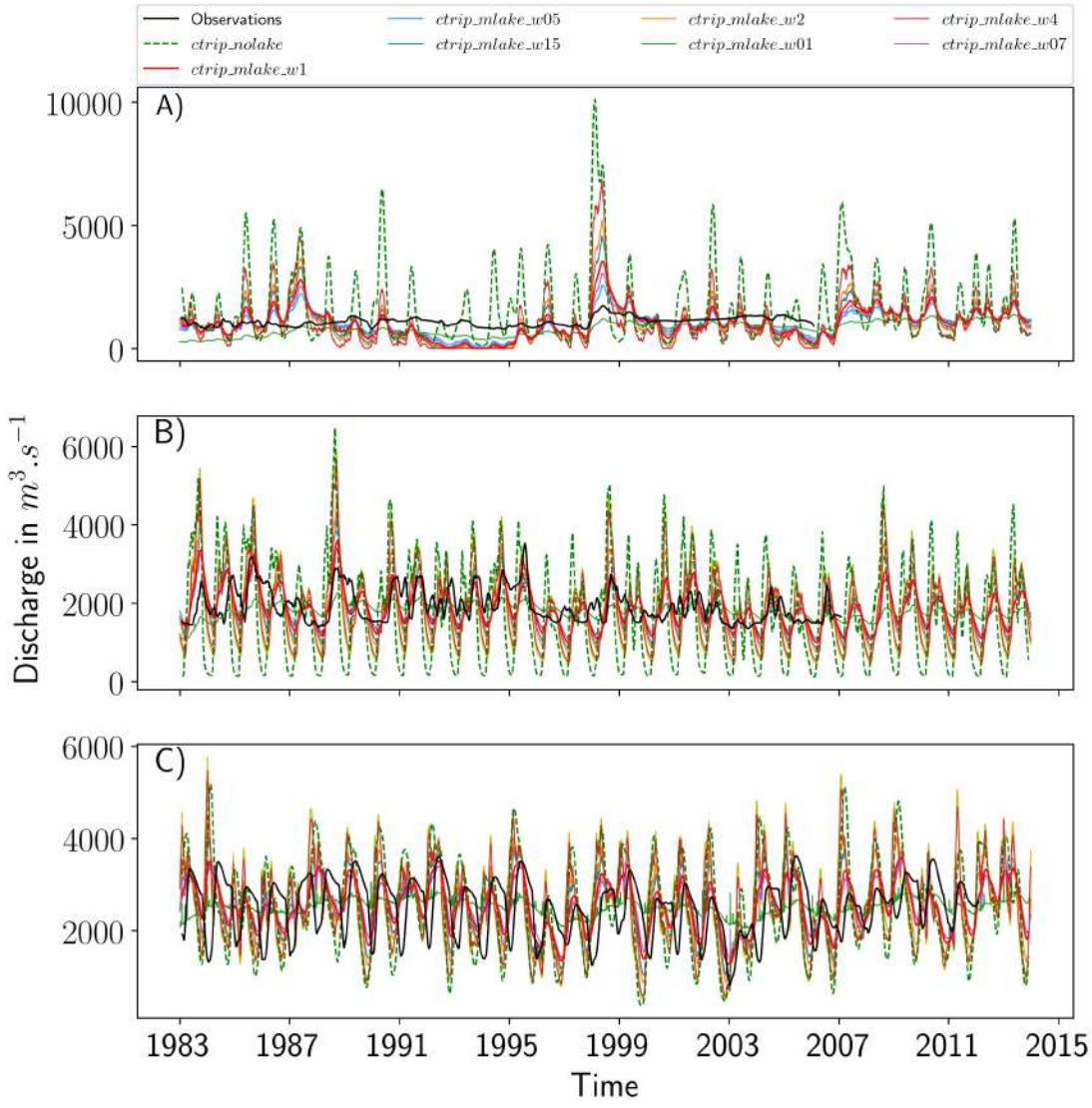



FIGURE 4.7 – Chroniques de débits simulés par CTRIP-MLake et des observations issues de la banque de débits GRDC et ARCTICNET sur la période 1983-2014. A) Nil Blanc (Ouganda), B) Angara (Russie), C) Neva (Russie).

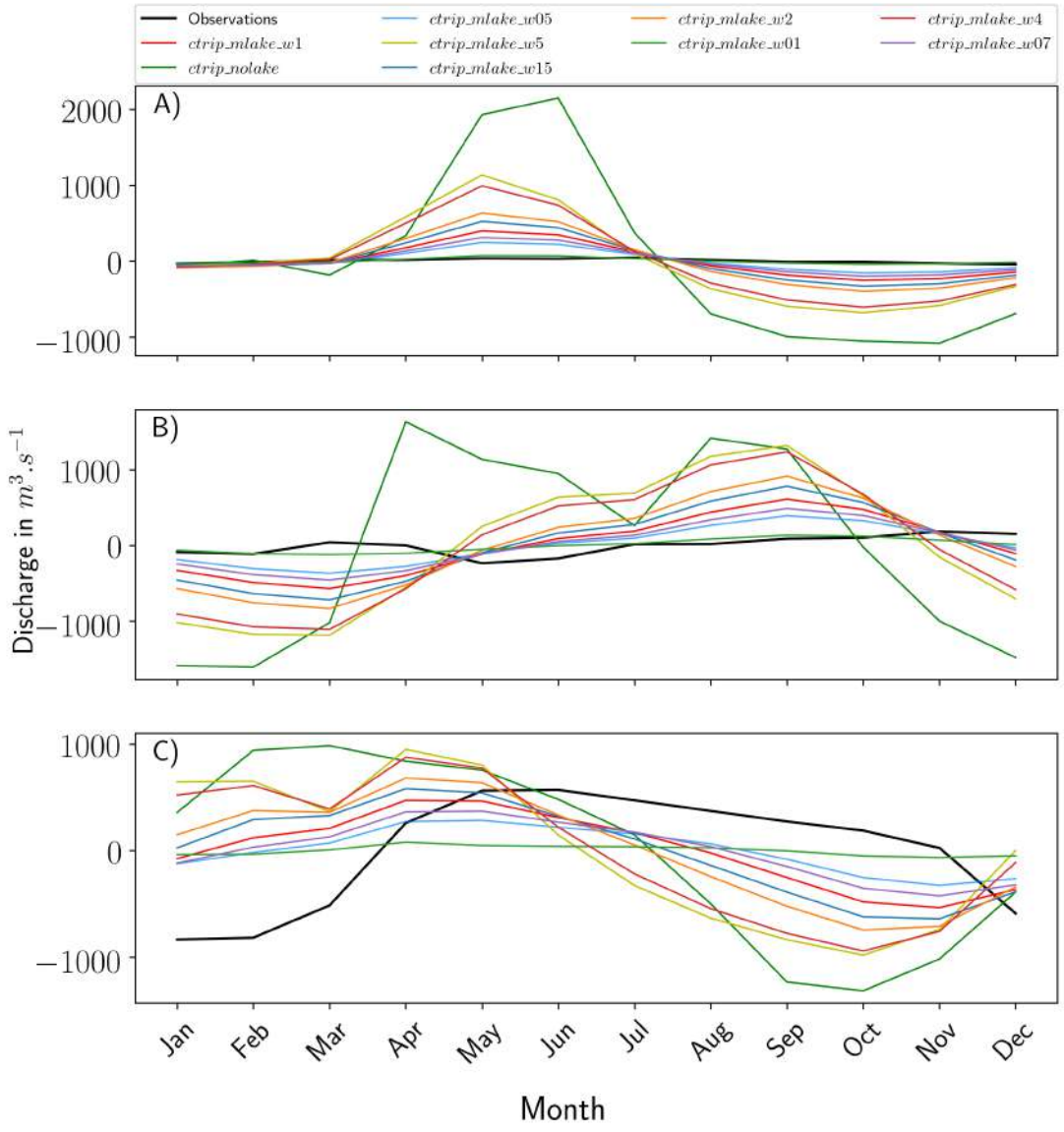



FIGURE 4.8 – Cycles annuels des débits simulés par CTRIP-MLake et des observations de la banque de débits GRDC et ARCTICNET sur la période 1983-2014. A) Nil Blanc (Ouganda), B) Angara (Russie), C) Neva (Russie).

En matière de scores, la figure 4.9 montre une faible performance de CTRIP-MLake à reproduire les débits de l'Angara.

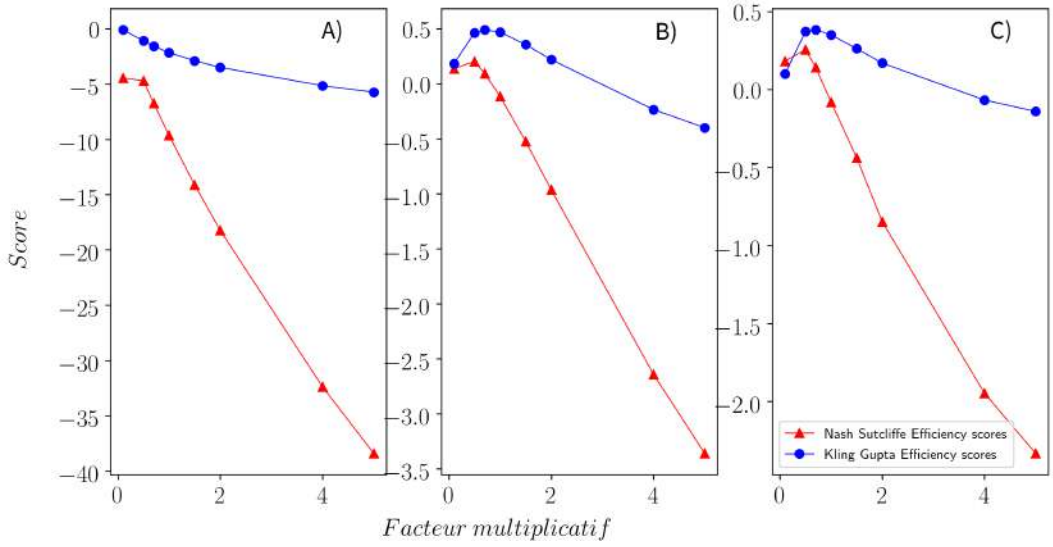



FIGURE 4.9 – Distribution des critères de NSE et KGE pour chaque site suivant le facteur multiplicatif appliqué à la largeur du seuil sur la période 1983-2014. A) Nil Blanc (Ouganda), B) Angara (Russie), C) Neva (Russie).

Sur le bassin de l'Angara, le critère NSE est positif pour trois configurations avec une amélioration maximale de 12.4 points pour la configuration ctrip_mlake_w0.5 (NSE = 0.2). Le détail sur le score de $NSE_{log}$ pour cette même configuration (0.12) rend compte d'une meilleure représentation des étiages. Même si la configuration ctrip_mlake_w1 présente des scores moins convaincants pour le critère NSE (-0.11), elle simule de façon correcte les débits puisque son score KGE est élevé (0.47). La comparaison des scores de NSE et KGE pour cette configuration montre l'influence de la corrélation sur la dégradation des critères NSE. Dans tous les cas, les résultats pour le KGE sont meilleurs ($\overline{KGE} = 0.19$) ce qui contribue à une amélioration moyenne de 2.21 points. En tout état de cause, le NIC moyen de 0.87 indique l'importance de prendre en compte le lac Baïkal dans le bassin. Le lac Baïkal est glacé de janvier à mai-juin et entouré de permafrost. Cette saisonnalité spécifique est la principale contributrice au cycle hydrologique régional avec des pics de débits causés par la fonte de glace et de neige. Comme le NSE est particulièrement sensible à ces pics et encore plus au ruissellement de fonte saisonnier, cela confirme le choix de plutôt considérer le KGE dans l'analyse.

Pour la Neva, les résultats sont similaires avec des scores positifs pour les mêmes configurations que l'Angara. Le score moyen pour le critère NSE est de 0.19 points (amélioration de 3.13 points) et de 0.17 pour le $NSE_{log}$ (amélioration de 3.37). L'apport

global de MLake sur ce bassin est nette avec un NIC moyen de 0.56. Les processus de gel et dégel sont similaires pour la zone du lac Ladoga et les conclusions sur le NSE sont donc les mêmes ici. Il convient de privilégier le KGE sur ce bassin. Les hydrogrammes présentent un décalage temporel assez visible avec des pics de débits simulés en avance par rapport aux observations. Ce décalage impacte fortement les scores et notamment le NSE.

Le cas du Nil Blanc reste donc un cas particulier. Sur la période de validation 1983-2006, les critères NSE et KGE sont constamment négatifs avec respectivement -16.06 et -2.77. Ces scores révèlent une inadéquation à représenter les débits observés que ce soit pour la variabilité, le phasage temporel ou l'amplitude. Ainsi, même si on observe une réduction notable du module annuel et du coefficient de variation cela n'est pas suffisant pour simuler correctement les débits. Seule la saisonnalité reste bien respectée et notamment sur la période pré-2000 et il est donc impossible de conclure sur un quelconque apport.

#### Variations du niveau d'eau

Les résultats sur les niveaux des lacs sont présentés sur la figure 4.10 et la figure 4.11. Les tableaux de scores se trouvent dans la section B.2 de l'annexe B.

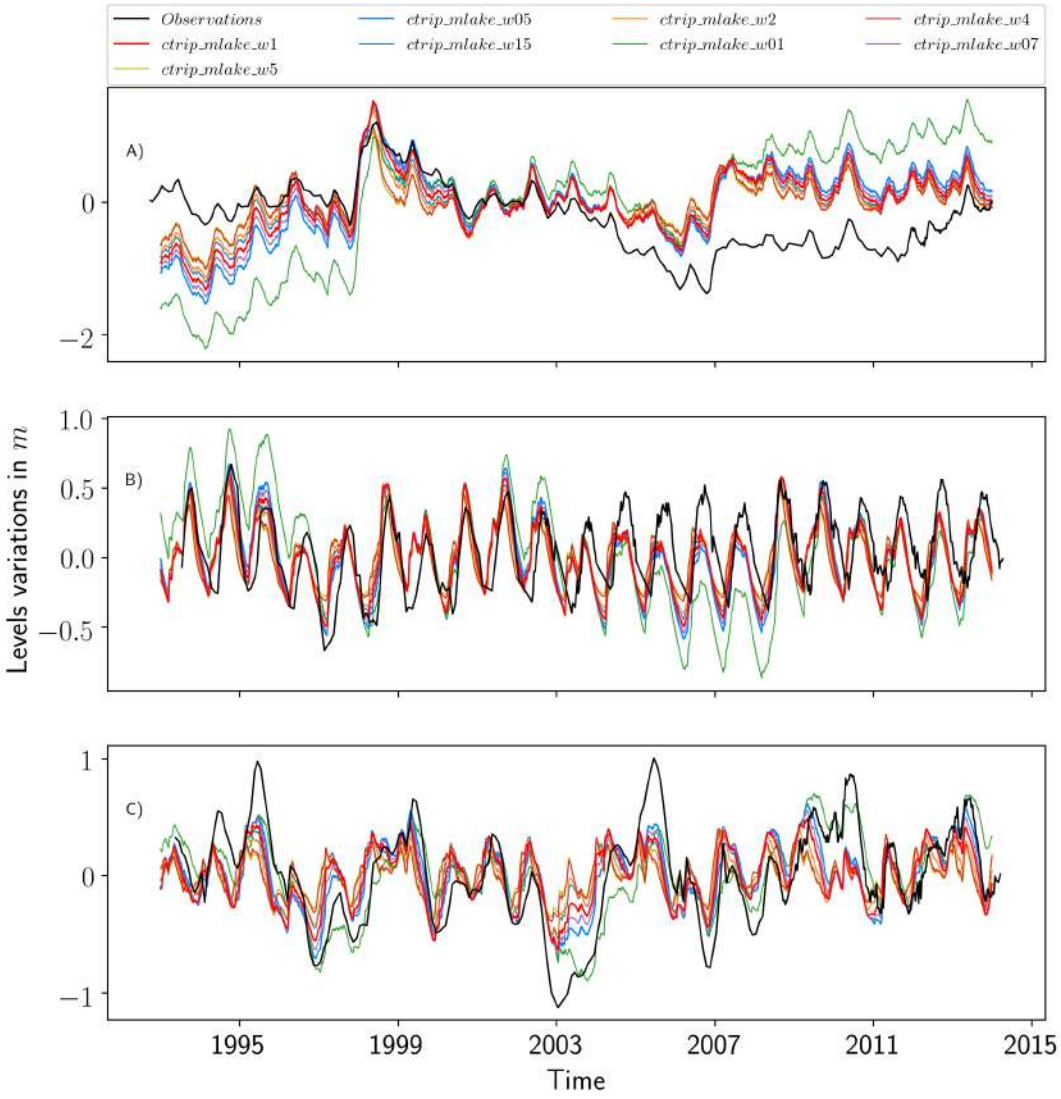



FIGURE 4.10 – Séries temporelles des variations de niveau d'eau simulées par CTRIP-MLake et des observations issues d'Hydroweb sur la période 1993-2014. A) Lac Victoria (Ouganda), B) lac Baïkal (Russie), C) Lac Ladoga (Russie).

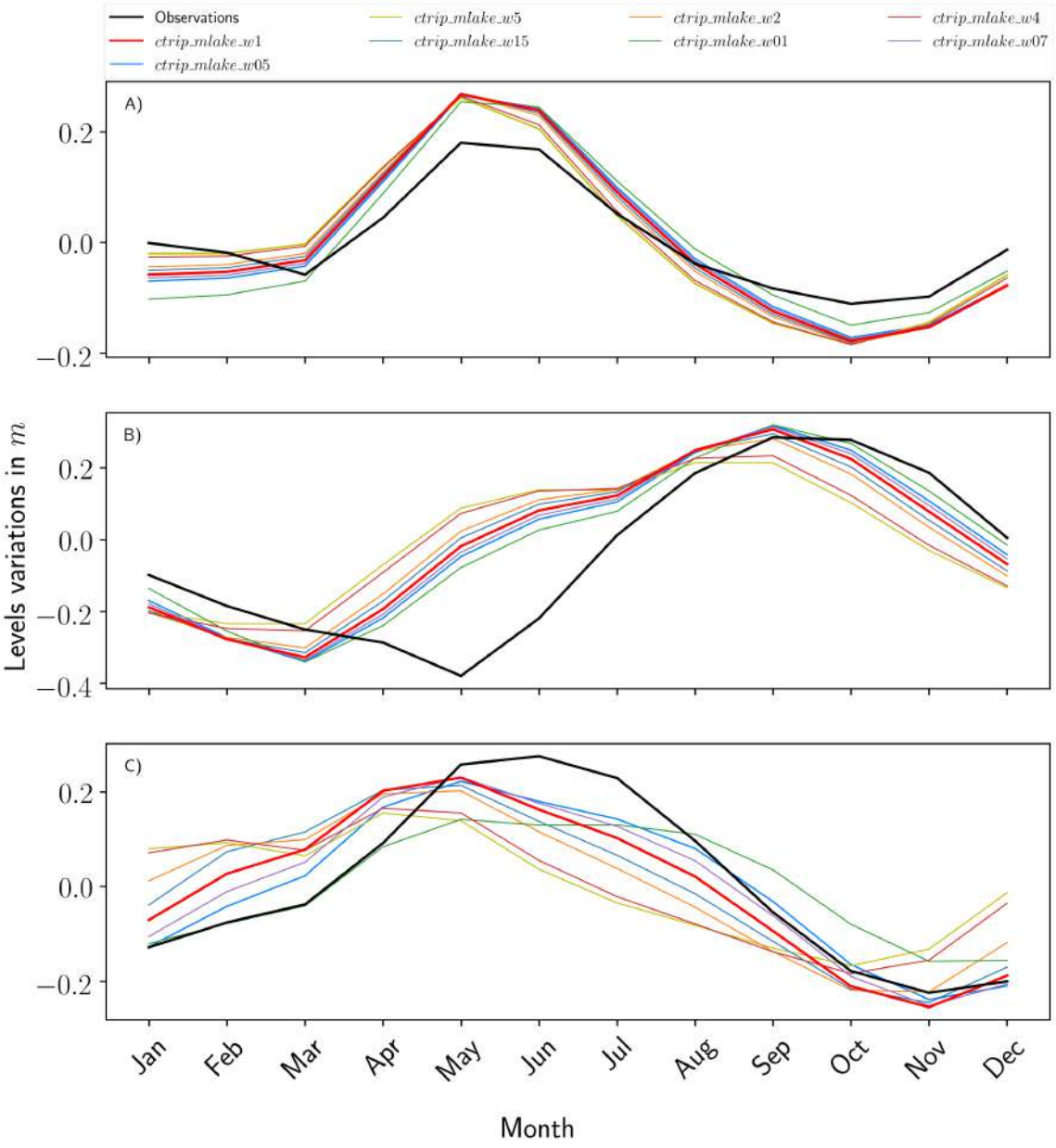



FIGURE 4.11 – Cycles saisonniers des variations de niveau d'eau simulées par CTRIP-MLake et des observations issues d'Hydroweb sur la période 1993-2014. A) Lac Victoria (Ouganda), B) lac Baïkal (Russie), C) Lac Ladoga (Russie).

Pour le lac Baïkal, les hauteurs simulées correspondent aux observations avec une cohérence sur la variabilité interannuelle et des amplitudes qui restent proches. Un léger décalage apparaît à partir de 2002 mais dans l'ensemble le cycle et la temporalité sont respectés. La corrélation entre les simulations et les observations est bonne ($\bar{r} = 0.75$) et les meilleurs scores sont atteints pour la configuration `ctrip_mlake_w05`. Cela est confirmé par des écarts-types similaires ($\overline{\sigma_s} = 0.28m$ et $\sigma_o = 0.28m$). Enfin la variabilité relative $\alpha$=1 confirme les performances de MLake à représenter les variations du lac Baïkal tant sur la saisonnalité que sur l'amplitude.

L'analyse du cycle saisonnier montre un décalage temporel de deux mois sur les basses eaux du lac Baïkal. Ce décalage est en partie rattrapé à l'automne au moment des pics de débits mais reste quand même visible. Malgré ce décalage, les pentes des courbes sont quasiment parallèles et montrent une adéquation du modèle à simuler la dynamique du lac Baïkal.

Les résultats pour le lac Ladoga sont similaires. En effet, on observe aussi un décalage temporel, ici d'un mois, entre les simulations et les observations. Ce décalage fait que les pics de débits sont atteints précocement dans l'année. *A contrario*, les étiages sont très bien simulés avec une très bonne précision de la baisse automnale des niveaux. Ce décalage a tendance à réduire les performances du modèle notamment en jouant sur la corrélation. Celle-ci est plutôt basse ($\bar{r}$ = 0.37) malgré une allure qui semble concorder. Cette faible corrélation est aussi la conséquence de la sous-estimation des débits dans les années 1994-1995 et la surestimation pour les étiages de 2003. Malgré cela les écarts-types sont satisfaisants ($\overline{\sigma_s} = 0.23m$ et $\sigma_o = 0.26m$) pour une variabilité relative de $\alpha$ = 0.88.

Les résultats sur le lac Victoria sont différents par rapport aux deux lacs précédents. Sur la figure 4.10 se distinguent deux périodes : la période pré-2002, où les niveaux d'eau sont plutôt bien représentés que ce soit la variabilité ou la temporalité, puis une période post-2002 où l'on observe un décrochage des niveaux mesurés du lac de plus d'un mètre. Durant les années 2003-2007, le lac semble atteindre un nouvel état d'équilibre et malgré ce décrochage, la variabilité saisonnière des simulations reste corrélée avec le signal observé.
La section 4.1.2 a déjà présenté le cas spécifique du bassin du lac Victoria qui possède une dépendance aux conditions atmosphériques et à l'anthropisation de son effluent. Pour éviter d'introduire des biais provenant des règles de fonctionnement anthropique, l'analyse des simulations se fait, de façon similaire aux débits, sur la période pré-2004. Même si l'exutoire du lac Victoria est anthropisé les simulations représentent bien l'amplitude et la temporalité des variations de niveau du lac avant 2004. La période de hautes eaux du lac Victoria des années 1998-2000 est très bien simulée. La dispersion

sur cette période confirme l'analyse visuelle avec une variabilité relative de $\alpha = 1.1$ ($\overline{\sigma_s} = 0.37$m et $\sigma_o = 0.35$m). En lien avec la représentation correcte de la variabilité, la corrélation est aussi forte sur la période ($\bar{r} = 0.83$). La figure 4.11 confirme ces deux derniers résultats avec une simulation adéquate de la période de hautes eaux de début d'été et de la période de basses eaux d'octobre.

#### Test de sensibilité

Le test de sensibilité a été reconduit ici sur une gamme de valeurs plus grande. L'approche reste 'one at a time' mais s'applique maintenant à une gamme plus large et surtout aux résultats sur les débits et sur les hauteurs. Les diagrammes de Taylor pour les hauteurs (Figure 4.12) indiquent une sensibilité des simulations au bassin considéré. Ainsi, sur le lac Baïkal, même si le paramètre reste robuste, la configuration ctrip_mlake_w1 présente de meilleurs résultats. En particulier, la distribution des scores fait apparaître un maximum de performances autour de cette configuration. À l'opposé, les résultats pour le lac Ladoga sont beaucoup moins nets et mise à part la configuration ctrip_mlake_w01, toutes les configurations se tiennent dans une gamme de scores proches. On peut toutefois noter une légère amélioration dans le cas des facteurs multiplicatifs 0.7 et 1. Les résultats sont similaires sur le lac Victoria avec globalement des scores moins bons mais qui présentent de meilleurs résultats lorsque la largeur du seuil est réduite.
Dans l'ensemble, la largeur du seuil n'a qu'une faible influence sur les simulations de niveau d'eau même si cela reste variable suivant les bassins.

Les conclusions sont différentes si l'on se focalise sur les simulations de débits (Figure 4.13). Dans ce cas, les performances de CTRIP sont sensibles à la largeur du seuil. Sur les trois bassins, l'introduction du schéma de lac améliore distinctement les performances. La largeur du seuil impacte donc les scores de débits et on remarque qu'une diminution d'un facteur autour de 0.5 et 0.7 présente les meilleurs résultats. Dans le cas du lac Victoria, il n'est pas surprenant de retrouver des résultats inexploitables en l'état et des scores réalistes seulement pour la configuration ctrip_mlake_w01. En effet, les débits observés sont très faibles et ne présentent aucune variabilité saisonnière ce qui traduit à la fois une grande dispersion et une très faible corrélation avec les simulations.

En conclusion, le paramètre de largeur du seuil est robuste pour la simulation des hauteurs d'eau mais reste un paramètre important dans le contrôle du débit à l'exutoire. Si l'on se réfère au test de sensibilité, les configurations privilégiées pour une meilleure représentation de ces débits des lacs se trouvent être entre ctrip_mlake_w05 et ctrip_mlake_w1. Dans l'ensemble, il convient d'éviter d'augmenter la largeur du seuil au-delà de la valeur prescrite par CTRIP.

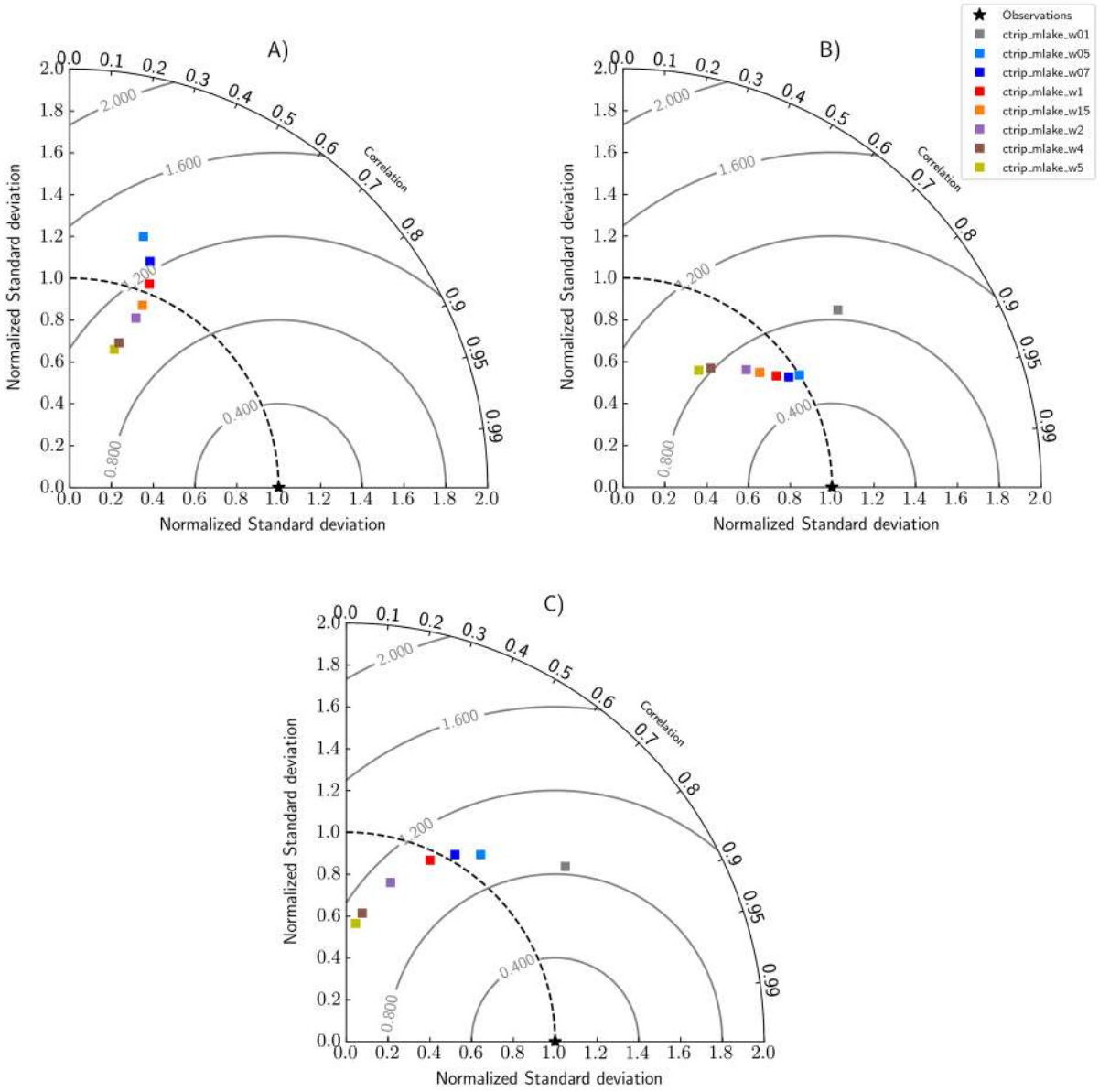



FIGURE 4.12 – Diagramme de Taylor représentant, pour les différentes configurations du modèle, les performances de CTRIP-MLake à simuler les marnages sur la période 1983-2014 pour le Nil Blanc (A) et l'Angara (B), sur la période 1983-2006 pour la Neva (C).

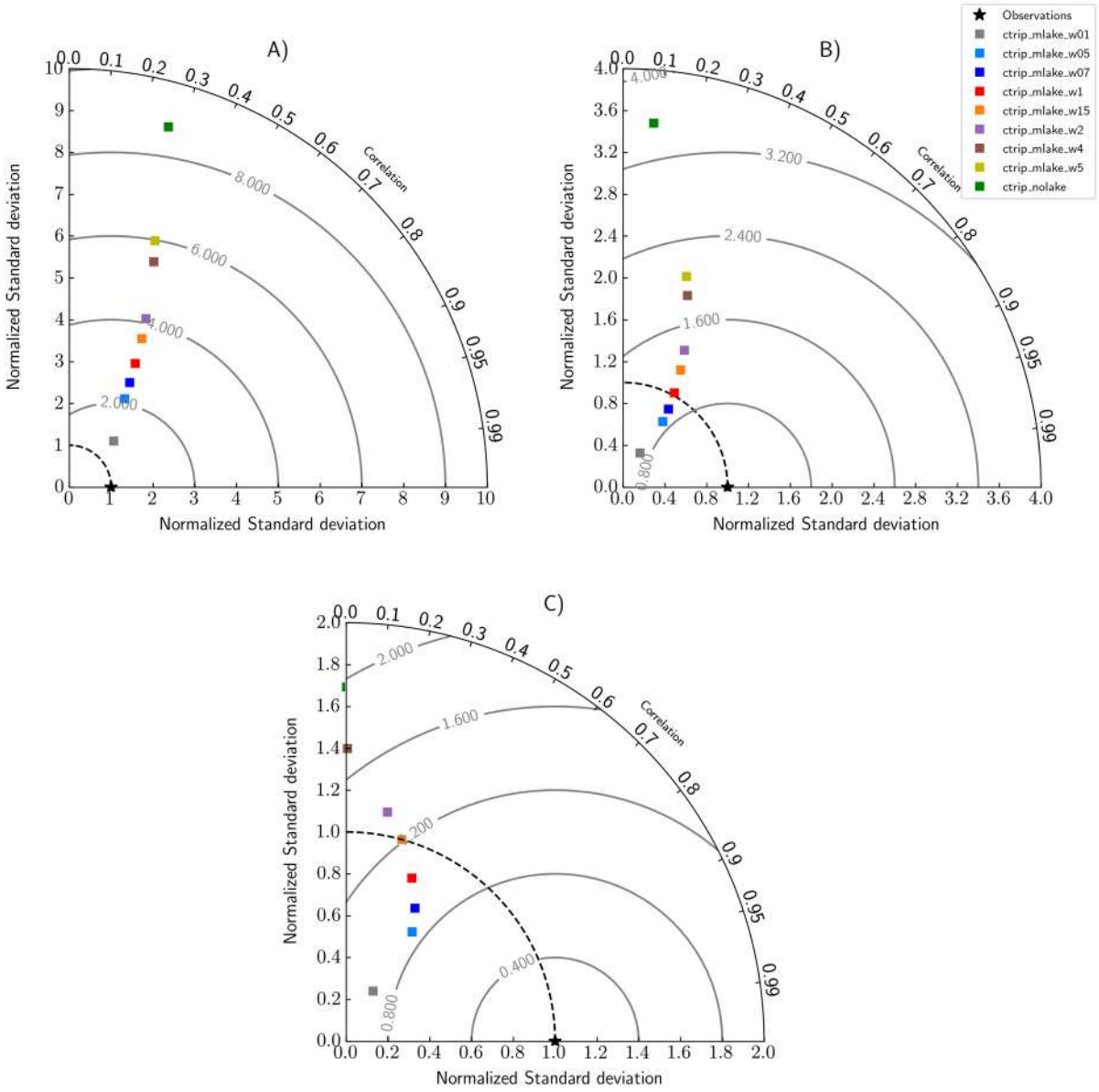



FIGURE 4.13 – Diagramme de Taylor représentant, pour les différentes configurations du modèle, les performances de CTRIP-MLake à simuler les débits sur la période 1983-2014 pour le lac Baïkal (A) et le lac Ladoga (B), sur la période 1983-2006 pour le lac Victoria (C).

## 4.6 Discussions

Les résultats présentés dans la section précédente confirment la capacité du modèle CTRIP-MLake à simuler les débits des principaux bassins fluviaux et des variations de niveaux des principaux lacs. Cela confirme aussi l'apport d'un modèle non-calibré comme MLake pour décrire le bilan de masse des lacs.
Cependant les performances du modèle sont limitées pour plusieurs raisons listées dans la suite de la section.

### 4.6.1 Anthropisation

Les grands bassins fluviaux sont, dans la majorité des cas, anthropisés mais à des degrés différents. Que ce soit pour les besoins de l'agriculture, de l'industrie, du secteur de l'énergie ou de l'approvisionnement en eau potable, les réserves de surface, quand elles existent, sont la ressource la plus accessible. Même si ces réservoirs offrent des services écosystémiques indéniables, l'augmentation de la pression anthropique modifie les variables de surface et de routage comme les ruissellements ou les débits [Best, 2019, Grill et al., 2019].
Les lacs ne font pas exception à ce constat et la manière dont leurs niveaux varient est, dans de nombreux cas, liée à des évolutions d'origine anthropique [Woolway et al., 2020, Wurtsbaugh et al., 2017].

Au vu des résultats, l'Angara est le fleuve qui semble avoir les débits les plus régulés avec des variations très fortes et un seuil du débit minimal aux alentours de 1500 $m^3.s^{-1}$. Ce régime altéré est produit par l'effet conjoint des trois barrages construits sur l'Angara (Irkoutsk, Bratsk et Ust'-Illim). Des études ont déjà mis en avant cet effet et montré que l'impact des réservoirs était perceptible assez loin sur le Yenissei [Adam et al., 2007]. Dans notre cas, c'est le barrage d'Irkoutsk qui modifie le régime du fleuve. Sa construction a, par ailleurs, aussi modifié les conditions du lac Baïkal qui a vu son volume augmenté de 37 $km^3$ et son niveau de 0.79 m [Sinyukovich and Chernyshov, 2019]. À cela s'ajoute une baisse d'un tiers de l'amplitude des débits [Vyruchalkina, 2004].
L'objectif premier du lac est de réguler les flux de masse à l'aval durant les pics de crues. Pour autant, les règles de gestion des eaux imposent une régulation saisonnière calée sur le cycle naturel de la rivière.
Cette variabilité spécifique explique en grande partie les faibles scores de NSE impactés par la très faible corrélation entre les débits simulés et observés. Ils sont aussi liés à la physique de MLake dont l'objectif est de reproduire le cycle naturel du bilan d'eau des lacs.

### 4.6.2 Baisse historique des niveaux du lac Victoria

L'anthropisation des eaux du lac Victoria et de son effluent le Nil Blanc est assez nette tant sur les observations de débits que sur les niveaux du lac. Les modifications anthropiques et la gestion du barrage de Nalubaale sont les raisons principales expliquant les biais entre simulations et observations.
Pour comprendre les enjeux de la gestion des eaux du Nil, il est important de décrire succinctement le contexte local. Le barrage d'Owen Falls a été mis en service en 1954 afin de profiter du débit du Nil à cet endroit pour satisfaire aux besoins en électricité. La construction du complexe a été soumis à des règles et notamment à ce qu'on appelle l'"Agreed Curve", un accord de gestion de l'effluent mis en place pour définir le débit minimal garantissant un cycle naturel du lac Victoria. En 2000, le complexe a été agrandi avec la construction d'un deuxième barrage sous l'impulsion de la Banque Mondiale [Kull, 2006].
De nombreuses études font état d'un non-respect de cet accord comme principale raison de la baisse sévère du niveau du lac sur la période 2004-2006 [Getirana et al., 2020, Kull, 2006, Sutcliffe and Petersen, 2007, Vanderkelen et al., 2018]. Selon ces mêmes études, la part anthropique liée au déclin du lac Victoria serait à hauteur de 55% tandis que les 45% restant seraient attribués à la sécheresse historique touchant la région sur la même période. Selon Vanderkelen et al. [2018], les estimations de précipitations issues des données PERSIANN-CDR font état d'une baisse des cumuls entre 2004 et 2005 de 13% comparé à la moyenne climatologique.

En analysant les forçages E2O, la sécheresse est notable pour les années 2004-2005 et équivaut à une anomalie de lame d'eau de 0.20 mm. En réponse, la baisse moyenne de niveau du lac associée est de 0.39 m (pour un intervalle compris entre 0.25 m et 0.57 m suivant les largeurs de seuil) ce qui est insuffisant pour retrouver le signal observé de -1.04 m.
Cette baisse est notamment expliquée, sur cette période, par une hausse significative des lâchés de barrage [Getirana et al., 2020]. La baisse non-naturelle supplémentaire serait de l'ordre de 0.61m, valeur qui expliquerait dans notre étude le biais entre les deux minimas [Sutcliffe and Petersen, 2007].

Aucun module de gestion anthropique des eaux n'est, à ce jour, intégré à CTRIP et il n'est donc pas possible de vérifier l'impact du barrage sur nos simulations. Néanmoins MLake simule les variations naturelles du lac Victoria et les résultats permettent de confirmer indirectement que la part du non-respect du cycle naturel a engendré une baisse significative des niveaux de lac entre 0.79 m et 0.47 m sur la période 2004-2005.

### 4.6.3 Déphasage temporel des débits des rivières boréales

L'anthropisation n'est pas la seule raison des différences entre les simulations et les observations. Elles peuvent aussi provenir de biais issus de la représentation physique des processus dans ISBA-CTRIP. Ainsi le cycle saisonnier du lac Baïkal présente un déphasage systématique de deux mois entre les simulations et les observations. Ce phénomène n'est pas visible sur les débits de l'Angara du fait des manœuvres du barrage à Irkoutsk. Par contre, ce déphasage se retrouve, dans un ordre de grandeur similaire, sur les débits de la Neva dont le pic de débit est atteint précocement dans les simulations.

Comme le révèle Decharme et al. [2019], les simulations de débits de rivières pour les régions boréales sont contraintes par le bilan d'énergie de surface et la capacité du modèle à simuler la fonte nivale. Dans notre cas, ISBA-CTRIP résout un unique bilan d'énergie pour la végétation et ne prend donc pas en compte les effets radiatifs de la forêt sur la neige déposée en dessous. Au sein d'une maille, la température issue du bilan d'énergie représente alors celle de tout le continuum sol-végétation-neige et la fraction de sol reçoit une fraction de rayonnement solaire plus importante. Ce biais n'est pas significatif pour nos régions mais a des conséquences importantes pour les zones où la végétation est dense comme les régions scandinaves ou celle du lac Baïkal. Ainsi la partie sud-est du lac Baïkal représente une surface de 200 500 $km^2$ exclusivement recouverte de conifères, appelée "forêt de conifères transbaïkal", et soumise à un climat subarctique. Pour le lac Ladoga, la situation est similaire. Dans ces zones, la fraction plus importante de rayonnement solaire reçue par le sol réchauffe plus rapidement la surface du sol, ce qui provoque un dégel de la glace contenue dans le sol plus rapide que la neige qui le recouvre. Il y a donc une inversion du processus de fonte et la fonte nivale, au lieu de contribuer à l'augmentation des débits, s'infiltre et contribue à l'augmentation du stock d'eau dans le sol.

La prise en compte d'un bilan d'énergie distinct pour la végétation, la neige et le sol comme proposé par Boone et al. [2017] est requise pour décrire de manière précise les interactions entre les variables de surface. Ainsi l'approche proposée dans le modèle MEB (Multi-Energy Balance) propose une représentation explicite du sol et de la canopée prenant aussi en compte une formulation des flux turbulents et une paramétrisation de la litière [Napoly et al., 2017]. Par rapport à ISBA, le modèle MEB considère un réservoir explicite de neige pour la canopée, ce qui permet une représentation des interactions de flux entre la surface et l'atmosphère sous le couvert forestier et réduit la vitesse du vent sous canopée.
Cette nouvelle paramétrisation induit un effet d'ombrage de la canopée sur le sol qui

réduit l'amplitude des flux conductifs et le cycle diurne des températures dans le sol [Napoly et al., 2020]. L'effet principal de cette approche est de corriger l'épaisseur de neige simulé tout comme sa variabilité temporelle. La figure 4.14 présente l'effet d'ISBA-MEB sur deux sites d'études au Canada. L'amélioration dans les simulations est notable et assure une cohérence entre le manteau neigeux simulé et observé.

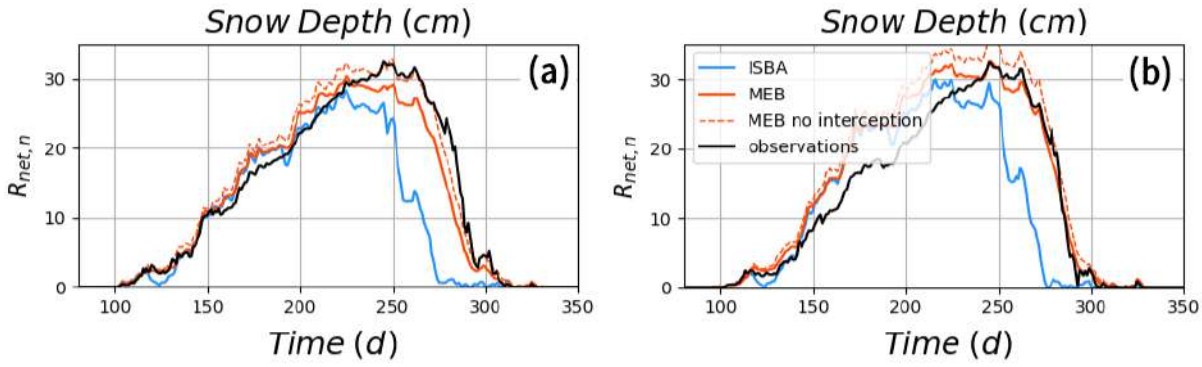



FIGURE 4.14 – Cycle annuel de l'épaisseur des manteaux neigeux simulés et observés pour deux sites d'observations en Saskatchewan (Canada). Source : Napoly et al. [2020].

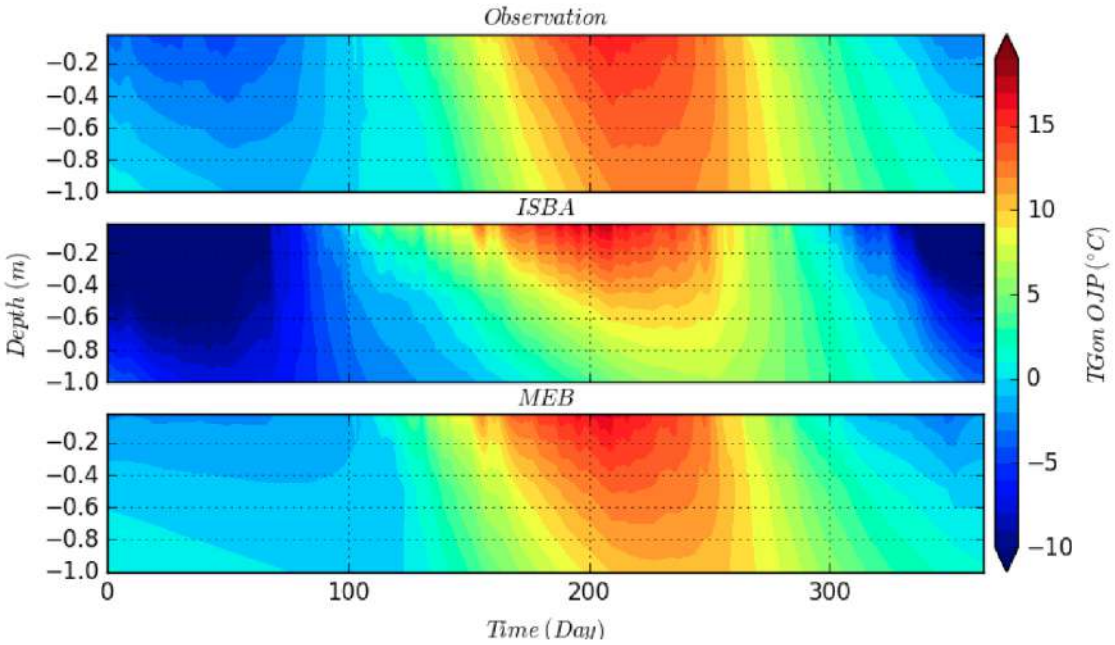



FIGURE 4.15 – Cycle annuel de la température du sol entre la surface et 100 cm simulé par ISBA et MEB et observé sur un site d'pbservation en Saskatchewan (Canada). Source : Napoly et al. [2020].

Comme on peut le voir sur la figure 4.15, l'effet d'une meilleure simulation du manteau neigeux corrige le cycle annuel de température du sol. ISBA avait une tendance à simuler une couche de sol trop froide en hiver et à provoquer un réchauffement précoce et plus important de cette même couche en été par rapport aux observations.

Grâce à la prise en compte d'un bilan distinct, ces gradients sont diminués et on observe une amélioration du cycle saisonnier pour les processus thermiques dans le sol [Napoly et al., 2020].

Grâce à cette étude, il est possible de proposer des hypothèses sur l'impact de ce nouveau schéma sur l'hydrologie. En effet, la tendance d'ISBA à faire geler le sol de façon brusque et intense atténue les drainages et diminue la disponibilité en eau. Cela expliquerait le décalage temporel observé sur le lac Baïkal lors de la période de basses eaux. À l'inverse, la tendance d'ISBA à réchauffer le sol provoque une intense fonte neigeuse. Cette fonte contribue alors à un pic de débit précoce comme observé sur le bassin de l'Angara et de la Néva. Bien sûr, ces hypothèses doivent être vérifiées par une étude plus précise prenant notamment en compte le couplage en MEB et CTRIP.

### 4.6.4 Sensibilité à la largeur du seuil

En première approximation, le facteur multiplicatif 1 présente des résultats satisfaisants ce qui confirme que la largeur de la rivière en aval est un paramètre acceptable pour déterminer le débit de déversement. Cependant une étude de sensibilité plus détaillée est nécessaire car la modification de la largeur du seuil permet d'améliorer significativement les performances du modèle MLake. Cela permettra aussi de déterminer, dans le cas où une valeur optimale systématique est trouvée, une paramétrisation pour des lacs pour lesquels aucune donnée n'est disponible.
La sensibilité du modèle a été analysée par une méthode simple 'one at a time' permettant d'attribuer toute modification des résultats à cette seule variable.
Cette analyse révèle une amélioration globale des performances du modèle lorsque la largeur du seuil est réduite. Cet effet s'explique par une augmentation de l'effet de rétention au niveau du déversement lorsque le seuil est réduit.

Comme expliqué dans la section 2.4.4.3, la largeur des rivières est calculée sur la base du débit moyen annuel sur le tronçon et appliquée au lac sous la forme d'une fraction de sa circonférence totale. Dans MLake, le lac est modélisé avec une surface assimilée à un cercle équivalent dont l'aire est prescrite par ECOCLIMAP. En considérant une hypsométrie linéaire, il vient que le lac est représenté sous la forme d'un cylindre. Dans ce cas, il n'y a pas d'effet de la profondeur sur la contraction ou l'expansion de l'aire du lac. De plus la circonférence du lac modélisée, sous forme de cercle, est plus petite que la circonférence réelle ce qui explique les meilleures performances dans le cas d'une largeur de seuil réduite. Puisque la largeur du seuil représente une fraction de la circonférence totale, sa réduction sans modification de la largeur augmente synthétiquement le rapport relatif entre les deux longueurs.
Une solution pour aborder ce problème repose sur l'accès à des observations, mais les

données sur les caractéristiques de lacs sont peu disponibles et limitées notamment à cause des coûts humains et financiers que les campagnes de mesures nécessitent [Duan and Bastiaanssen, 2013]. À cela s'ajoutent les limites de la télédétection pour mesurer certaines variables telles que la charge en eau au dessus du seuil. Il semble, en effet, assez compliqué d'avoir un accès direct à ce type de données en constante évolution sans station de mesures continues. Une autre méthode possible pourrait être d'estimer une largeur générique de seuil basée sur un regroupement des lacs selon leur géomorphologie.
Pour répondre à cette problématique, l'étude menée par Bowling and Lettenmaier [2010] propose dans le développement du module de lac de considérer une fraction dynamique de la circonférence totale proportionnelle au niveau d'eau dans le lac. Cela introduit, par contre, des questions sur la morphologie et l'intérêt d'intégrer une description précise des propriétés géomorphologiques, non abordées à ce stade de l'étude. Pour autant, ces questions sur la morphologie des lacs sont primordiales et nécessitent d'être abordées.

La morphologie des lacs est une des principales sources d'incertitudes dans l'étude des propriétés lacustres. Comme nous venons de le voir, elle peut amener à des surestimations sur les différentes variables étudiées car non stationnaires ou difficilement mesurables, comme le débit. Parmi ces caractéristiques, la connaissance de la bathymétrie est sûrement une des clés pour une meilleure compréhension des processus physiques, biologiques et écologiques [Blais and Kalff, 1995, Yao et al., 2018]. De plus, la bathymétrie influence le temps de résidence, le marnage et tous les processus de mouvements d'eau comme les seiches [Bastviken et al., 2004, Fricker and Nepf, 2000]. Ces questions, et plus particulièrement la problématique de la bathymétrie ont été abordées dans le cadre de cette thèse. L'étude est en cours de validation et des détails sont donnés dans l'annexe C de cette thèse. L'annexe permet de poser le problème et d'amener des réponses quant au développement d'une bathymétrie lacustre à l'échelle globale.

## 4.7 Simulations à l'échelle du globe

Grâce aux résultats obtenus dans ces différentes régions, nous avons pu démontrer l'intérêt d'utiliser le modèle de bilan de masse non calibré MLake dans les simulations hydrologiques appliquées à différentes zones du globe. Que ce soit pour des lacs très anthropisés ou dominés par les forçages atmosphériques ou bien par leurs composantes fluviales, MLake améliore les performances de CTRIP dans les simulations de débits et intègre une variable pour le suivi des variations de niveau d'eau.
Le seul point de vue local est limitant et ne caractérise que peu la dynamique globale. Cependant, les simulations globales de CTRIP-MLake ne sont pas uniquement dépendantes du modèle MLake mais incluent d'autres schémas devant aussi être validés à 1/12°.

Les premières simulations globales CTRIP-MLake reposent sur une version préliminaire du modèle CTRIP à 1/12°, appelé CTRIP-12D, développé par Simon Munier, chercheur au CNRM. En reprenant les travaux existants en global sur la version de CTRIP au 0.5° [Decharme et al., 2019], une première maquette de CTRIP-12D a été développée. Les résultats, incluant le modèle MLake, sont présentés ici et feront l'objet d'une future valorisation scientifique.

### 4.7.1 Configuration de CTRIP-12D global

Dans son application à l'échelle globale, le modèle CTRIP-12D reprend le cadre expérimental utilisé dans la section ci-avant (section 4.3), en cohérence avec l'étude de Decharme et al. [2019]. Les processus physiques n'ont pas été modifiés et seules les paramètres ont été recalculés afin de prendre en compte le passage d'une résolution de 0.5° à 1/12°.

La simulation globale est effectuée en mode offline et les forçages atmosphériques sont issus des réanalyses Earth2Observe utilisées pour la validation du modèle (section 4.2.1). La seule modification apportée concerne la non prise en compte de l'estimation de l'évaporation produite par FLake sur les lacs. Le calcul des variations de stock en eau dépend donc seulement du ruissellement et du drainage sur chaque maille du modèle. Le ruissellement total utilisé pour forcer CTRIP est issu d'une simulation d'ISBA-DF forcée par les réanalyses E2O sur la période 1978-2014.
Dans ce cadre, le modèle MLake continue d'utiliser les masques de lacs pour l'estimation des ruissellements entrants dans les lacs et l'intégration de ces mêmes lacs dans le réseau (section 2.6.1) mais ceux-ci s'appliquent exclusivement aux ruissellements et drainage. Dans cette configuration, le couvert principal présent sur chaque maille dans la base ECOCLIMAP est considéré par ISBA qui calcule l'évapotranspiration

résultante. Les estimations d'évapotranspiration d'un couvert végétal ou d'un sol nu sont différentes de l'évaporation au-dessus d'un lac mais une comparaison des débits produits par CTRIP-MLake avec les deux types de forçages sur les trois bassins de validation globale amène à des différences acceptables (Figure 4.16). Seul le lac Victoria, qui possède un bilan hydrologique fortement dépendant de la composante atmosphérique présente un cycle saisonnier significativement différent. Il est donc possible de dégager une tendance générale de ces simulations sans pour autant amener une validation complète du schéma de lac à l'échelle globale.

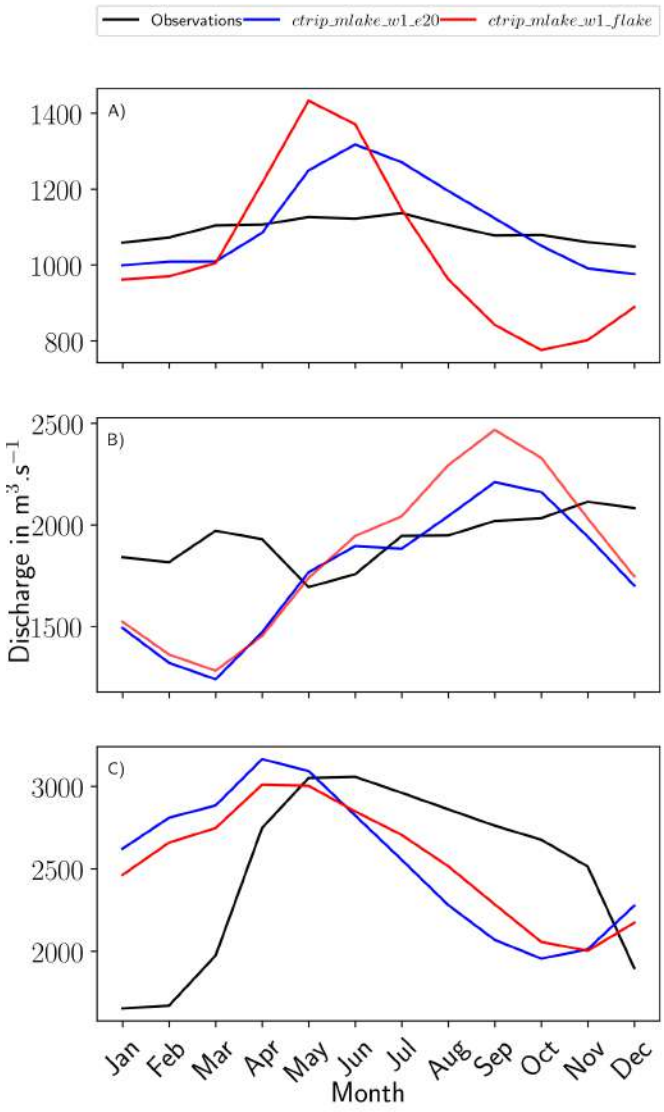



FIGURE 4.16 – Cycle saisonnier des débits simulés pour les trois bassins d'études avec et sans la correction des flux par FLake sur la période 1983-2014. A) Nil Blanc. B) Angara. C) Neva.

### 4.7.2 Résultats préliminaires

L'évaluation des simulations globales de CTRIP est effectuée en deux étapes : tout d'abord en analysant les résultats d'une simulation qui prend en compte explicitement le bilan de masse des lacs, dans un second temps en comparant ces résultats à une simulation de référence sans prise en compte des lacs. En plus des critères retenus pour le choix des stations de mesures à l'échelle globale, donnés en section 4.4, un second filtrage a été appliqué pour réaliser l'analyse. Ainsi, les stations dont le critère NSE est inférieur à -1 dans les deux simulations sont écartées. Ce choix s'explique par le fait que de tels scores montrent l'incapacité de CTRIP à représenter la dynamique des débits. Dans le cadre d'une évaluation préliminaire portant sur MLake, il est nécessaire de conserver seulement des stations pouvant être analysées de façon représentative. Sur les 9666 stations disponibles dans la base de mesures, 4133 stations ont donc été écartées pour ne conserver que 5533 stations.

#### Configurations

La comparaison est effectuée entre deux configurations :

— CTRIP_12D_nolake, une simulation à l'échelle globale, à 1/12°, avec le schéma d'aquifères et celui représentant les plaines d'inondations. Cette configuration a été validée à 0.5° par Decharme et al. [2019] ;

— CTRIP_12D_mLake qui contient, en plus des schémas d'aquifères et de plaines d'inondations, le modèle MLake pour les lacs à 1/12°.

Ces simulations sont effectuées en offline et aucune rétroaction sur l'atmosphère n'est prise en compte.

#### Résultats préliminaires

Les résultats préliminaires présentés dans cette section s'appuient sur les figures 4.17, 4.18, 4.19, 4.20, 4.21 et 4.22. Des figures supplémentaires et notamment des cartes régionales sont disponibles dans l'annexe B. Les scores utilisés restent les mêmes que ceux présentés dans l'annexe A sur la base des observations faites à partir des bases de données GRDC, ARCTICNET et de la banque Hydro.

Dans l'ensemble, les tendances sur les scores hydrologiques restent similaires aux résultats présentés dans la section 4.5.2 avec des régions qui présentent de nettes améliorations (Figure 4.17 et 4.18). Sur les 5533 stations de l'analyse, la simulation des

débits est très disparate avec un score moyen pour le NSE de -0.32 et une dispersion de 1.49 (tableau B.3). Ces faibles scores sont notamment expliqués par les 25% de stations dont le score est inférieur à -0.5. À l'inverse de l'Amérique du Nord dont les scores de NSE sont majoritairement dégradés, 44.6% des stations présentent un score supérieur à 0.2 dont celles d'Europe, d'Amazonie ou encore d'Asie du sud-est et du Japon. Les étiages sont, dans l'ensemble, correctement représentés puisque 41.3% des stations ont un $NSE_{log}$ supérieur à 0.2 pour un score moyen global de 0.04.
Les scores de KGE présentent, eux, des résultats plus encourageants avec une majorité de stations dont le critère est positif. Même si les scores bruts restent dans une gamme faible, ce sont des régions à grande densité lacustre comme la Scandinavie et le Canada qui présentent les meilleurs scores. Sur l'ensemble des stations, en plus d'une dispersion plus faible (0.32), le score moyen de KGE (0.3) est largement supérieur à celui du NSE. Plus généralement, 84.7% des stations présentent un KGE significativement élevé et seulement 2.9% des stations ont un KGE inférieur à -0.5. Dans le même sens, les hydrogrammes simulés et observés sont fortement corrélés dans la majorité des régions ($\bar{r}$ = 0.54) et seule la zone arctique présente des corrélations plus faibles. Néanmoins, 63.7% des stations ont une forte corrélation, supérieure à 0.5. Comme nous l'avons déjà vu, le KGE est plus équilibré, dans sa conception, entre ses différents termes et il est donc moins sensible aux extrêmes. Le NSE, quant à lui, est très impacté par la corrélation mais il est aussi sensible aux écoulements très variables (tels que dans les régions arctiques soumises à des conditions de gel-dégel) [Gupta et al., 2009]. Cela pourrait, en partie, expliquer la différence de scores et les faibles performances du modèle au regard du NSE sur l'Amérique du Nord et en Scandinavie.

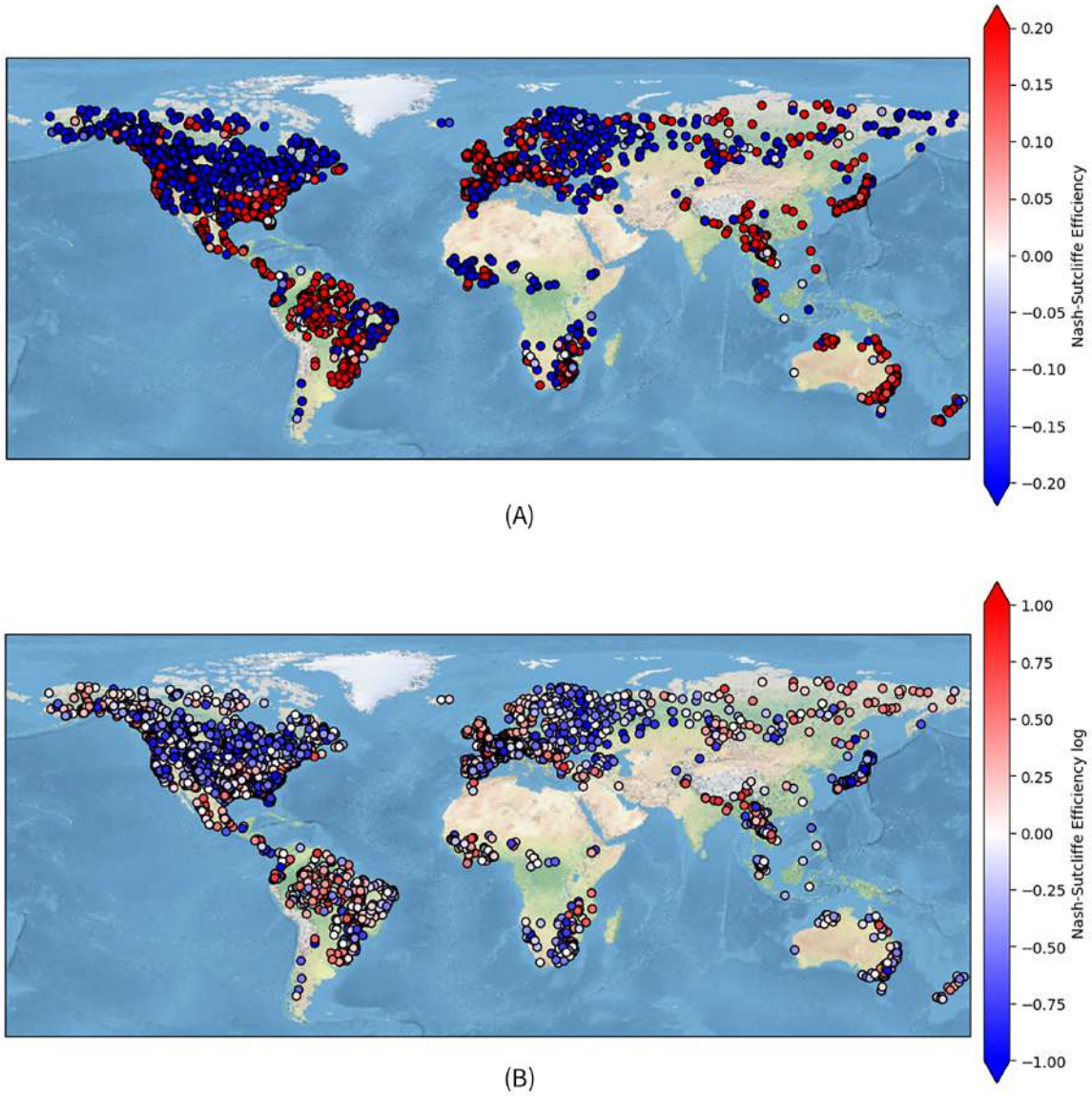



FIGURE 4.17 – Carte des scores de NSE (A) et de $NSE_{log}$ (B) pour la simulation CTRIP-12D globale sur la période 1978-2014.

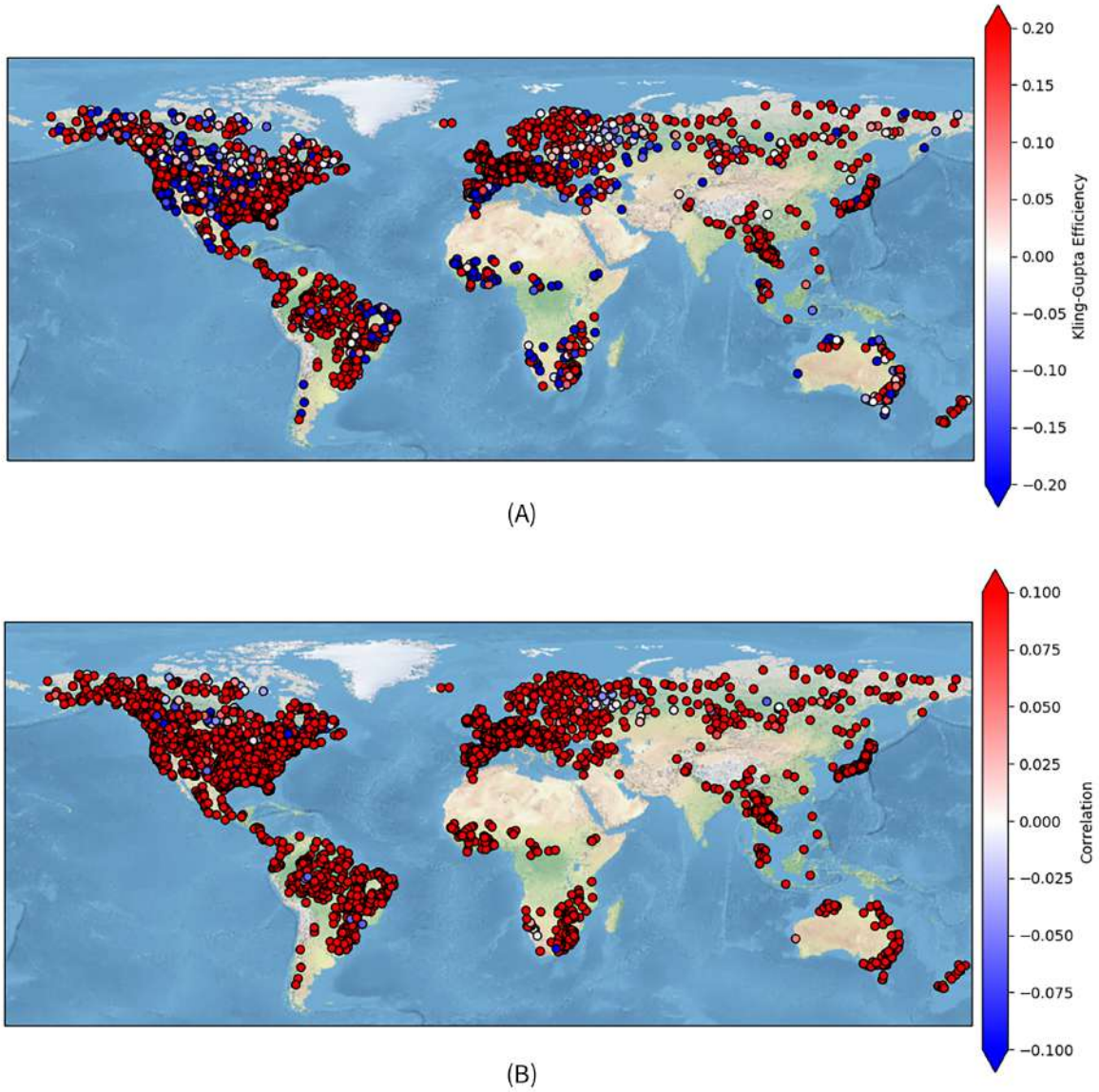



FIGURE 4.18 – Carte des scores de KGE (A) et de corrélation (B) pour la simulation CTRIP-12D globale sur la période 1978-2014.

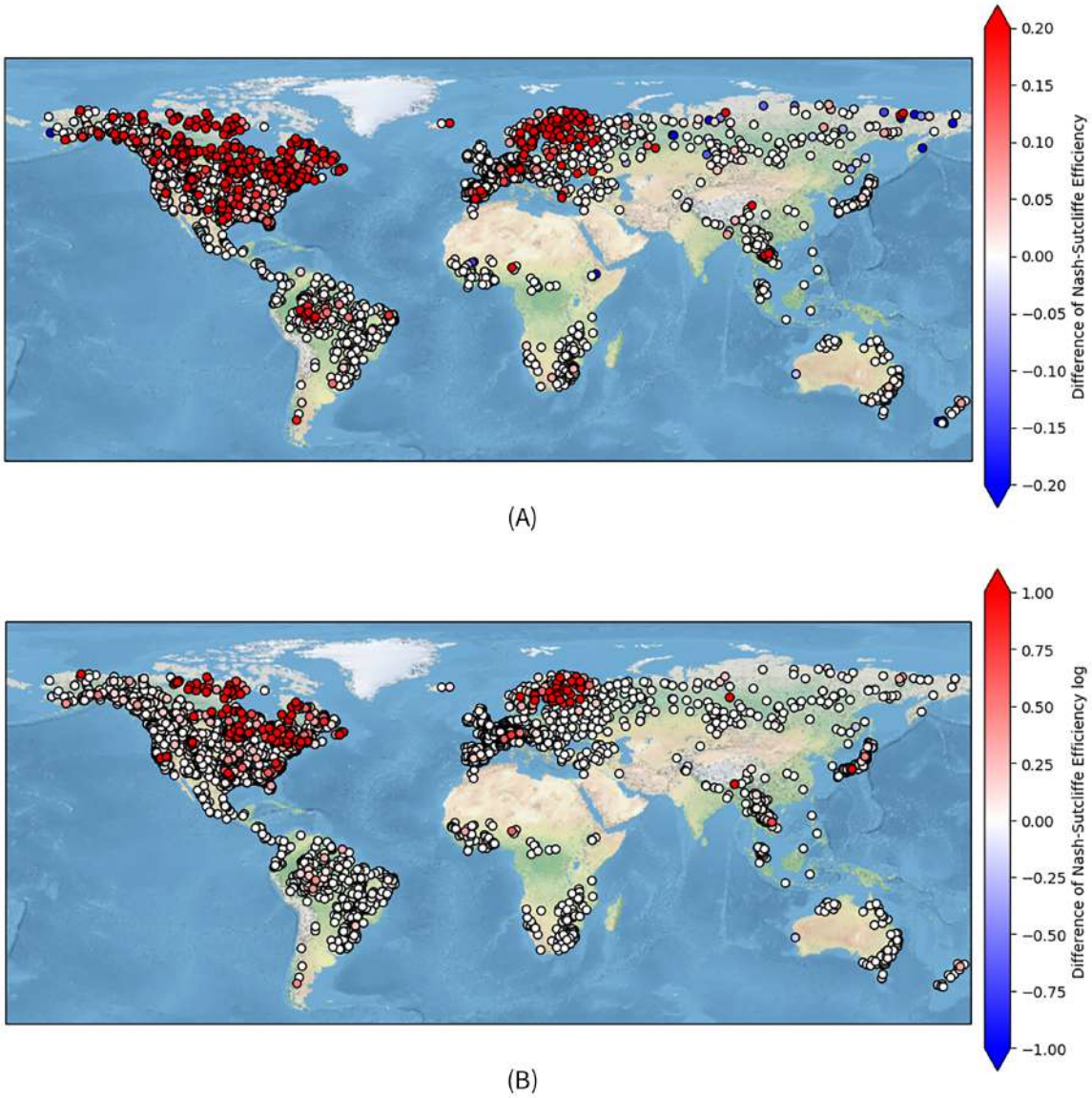



FIGURE 4.19 – Carte globale des différences de NSE (A) et de $NSE_{log}$ (B) entre les deux configurations présentant l'impact de l'ajout de MLake sur la période 1978-2014.

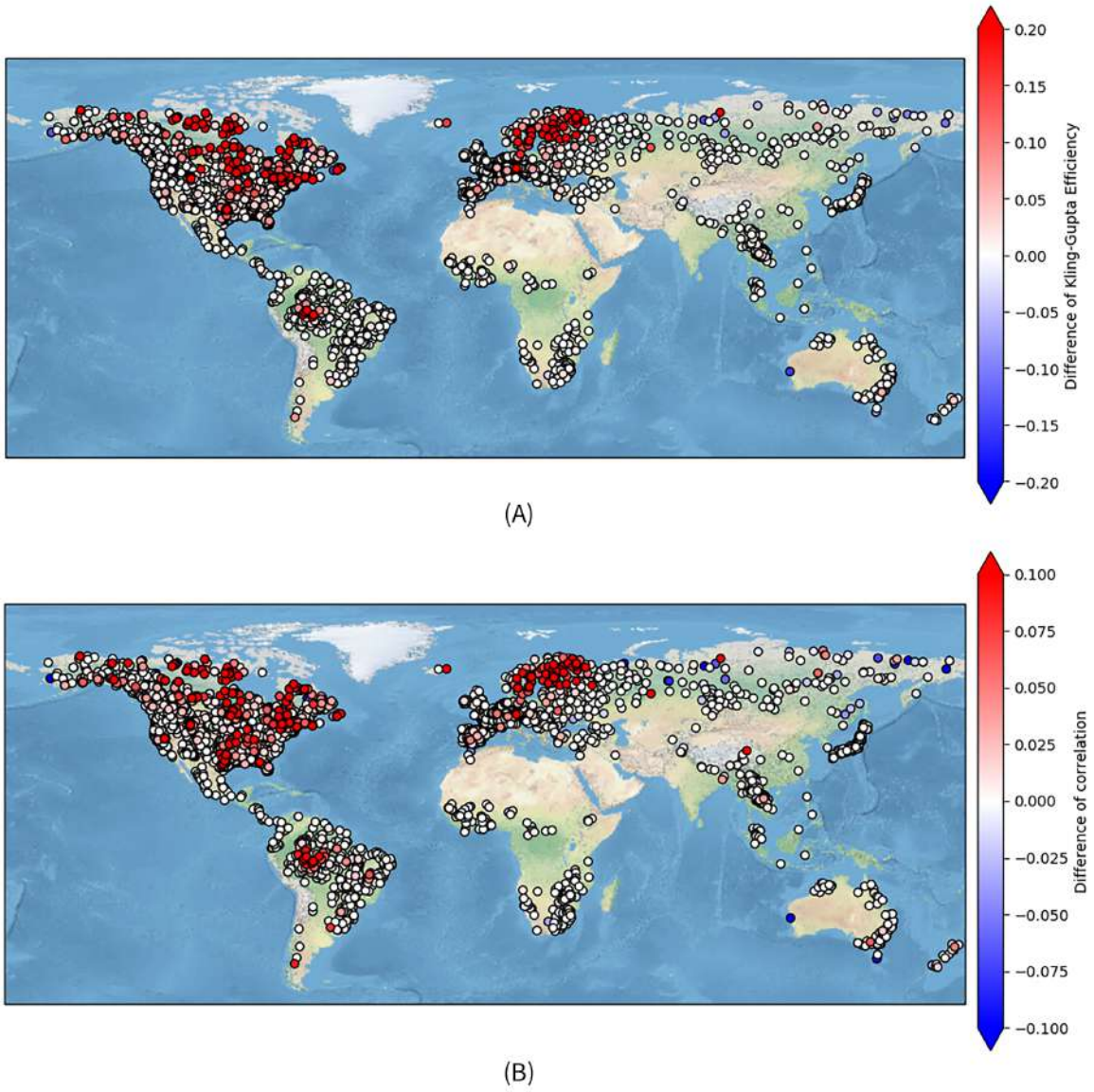



FIGURE 4.20 – Carte globale des différences de KGE et de corrélation entre les deux configurations présentant l'impact de l'ajout de MLake sur la période 1978-2014.

Ces premiers résultats montrent la capacité de CTRIP-MLake à simuler les débits des rivières particulièrement sur les grands bassins fluviaux (Saint-Laurent, Amazone, Mékong) ou les régions dépendantes de l'alimentation des lacs (Nord Canadien, Scandinavie). Cependant, cette première analyse ne permet pas de quantifier précisément l'apport de MLake sur ces résultats et offre seulement un aperçu global des performances du modèle. Pour aller plus loin, il convient de comparer directement les performances de la simulation CTRIP_MLake de la simulation sans la dynamique des lacs.
Cette comparaison montre une contribution positive de MLake sur la simulation des débits des rivières et notamment sur les zones de grande densité lacustre comme l'Amérique du Nord et la Scandinavie (Figure 4.19 et4.20). Ces résultats sur les différences entre la configuration avec et sans lacs confirment l'analyse des scores réalisée précédemment. Ainsi, tous les scores utilisés présentent des améliorations nettes sur ces régions. À l'inverse, certains grands bassins fluviaux comme le Mékong ou des pays comme le Japon, qui avaient déjà des scores élevés, sont peu impactés par l'introduction du bilan de masse des lacs. En définitive, les différences moyennes sont positives de l'ordre de 0.02 pour le KGE, 0.11 pour le NSE et 0.18 pour le $NSE_{log}$ (tableau B.3). La figure 4.21 montre que l'apport de MLake est nettement visible sur les stations qui avaient des scores initialement faibles.

La contribution du modèle de lac peut être quantifiée plus précisément en regardant les scores de NIC. Ceux-ci révèlent un apport positif de MLake sur les simulations de débits (Tableau B.4). Ainsi 45.4% des stations sont impactées positivement par l'introduction des lacs, la majorité de ces stations (97.8%) dans un intervalle compris entre 0 et 0.5 pour un score moyen de 0.36. Il est aussi intéressant de noter que 35% des stations ne sont pas impactées par l'introduction de MLake.

Parmi les stations ayant des scores très positifs, quatre stations ont été choisies en exemple (Figure 4.22). Deux stations de contrôle ont été choisies pour vérifier la cohérence des résultats avec ceux de la section précédente : la station de Irkoutsk sur l'Angara et la station de Novosaratovka sur la Neva. Les deux autres stations ont été choisies car elles sont des exemples significatifs de l'apport de MLake dans le modèle. La première se situe juste en amont des chutes du Niagara au Canada et à l'exutoire, non anthropisé, du lac Ontario. La deuxième se situe sur la rivière Lockhart à l'exutoire, lui aussi non anthropisé, du lac de l'Artillerie au Canada.
Ces hydrogrammes confirment l'intérêt de l'ajout du bilan de masse des lacs dans CTRIP puisque les débits simulés par CTRIP-MLake permettent d'obtenir une variabilité et une amplitude plus réalistes. Ainsi l'effet tampon des lacs a pour conséquence un lissage des hydrogrammes et de leurs amplitudes ainsi qu'un décalage du cycle annuel

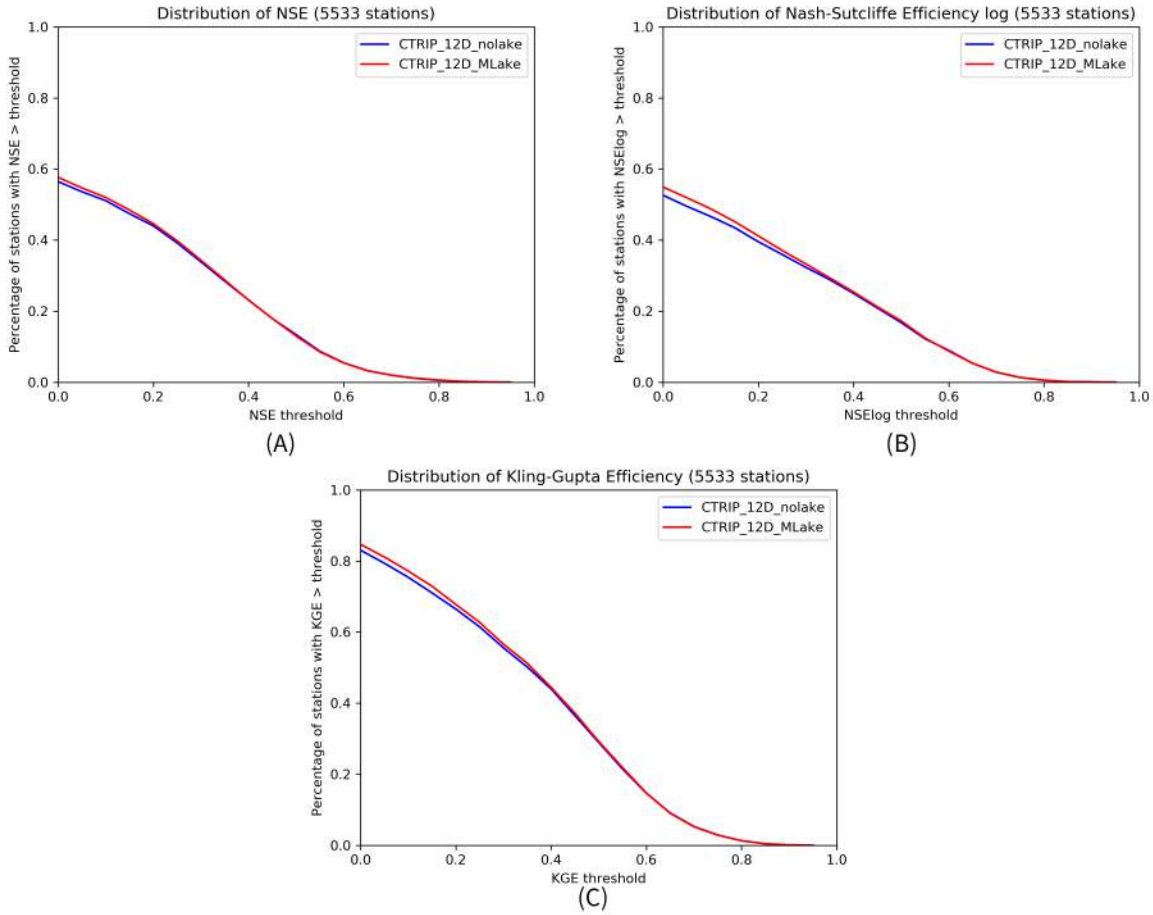



FIGURE 4.21 – Distribution des scores de NSE (A), $NSE_{log}$ (B) et KGE (C) présentant le pourcentage de stations au dessus de chaque classes de valeurs sur la période 1978-2014.

qui permet une amélioration des scores sur ces stations. Cet effet est particulièrement important dans le cas où l'exutoire du lac est naturel comme pour le lac Ontario et celui de l'Artillerie. Dans ces deux cas, l'ajout de MLake améliore significativement les scores de KGE avec des augmentations respectives de 3.36 points et de 2.51 points. Il est à noter que ces résultats sont localement bons mais présentent des scores moins probants sur d'autres stations. L'annexe B présente certains cas où, malgré le schéma de lacs, les scores sont dégradés. Dans ces configurations, les lacs considérés sont en fait des réservoirs avec une dynamique non naturelle. Sur ces deux exemples présentés, les débits de pointe sont nettement plus élevés et ne respectent pas l'hydrogramme observé. Bien sûr, le non-étalonnage du modèle a un impact négatif sur ce type de situation qui est en partie causée par le manque de représentation des facteurs anthropiques dans CTRIP. À terme, le domaine d'application de MLake ne concernera que les bassins non anthropisés.

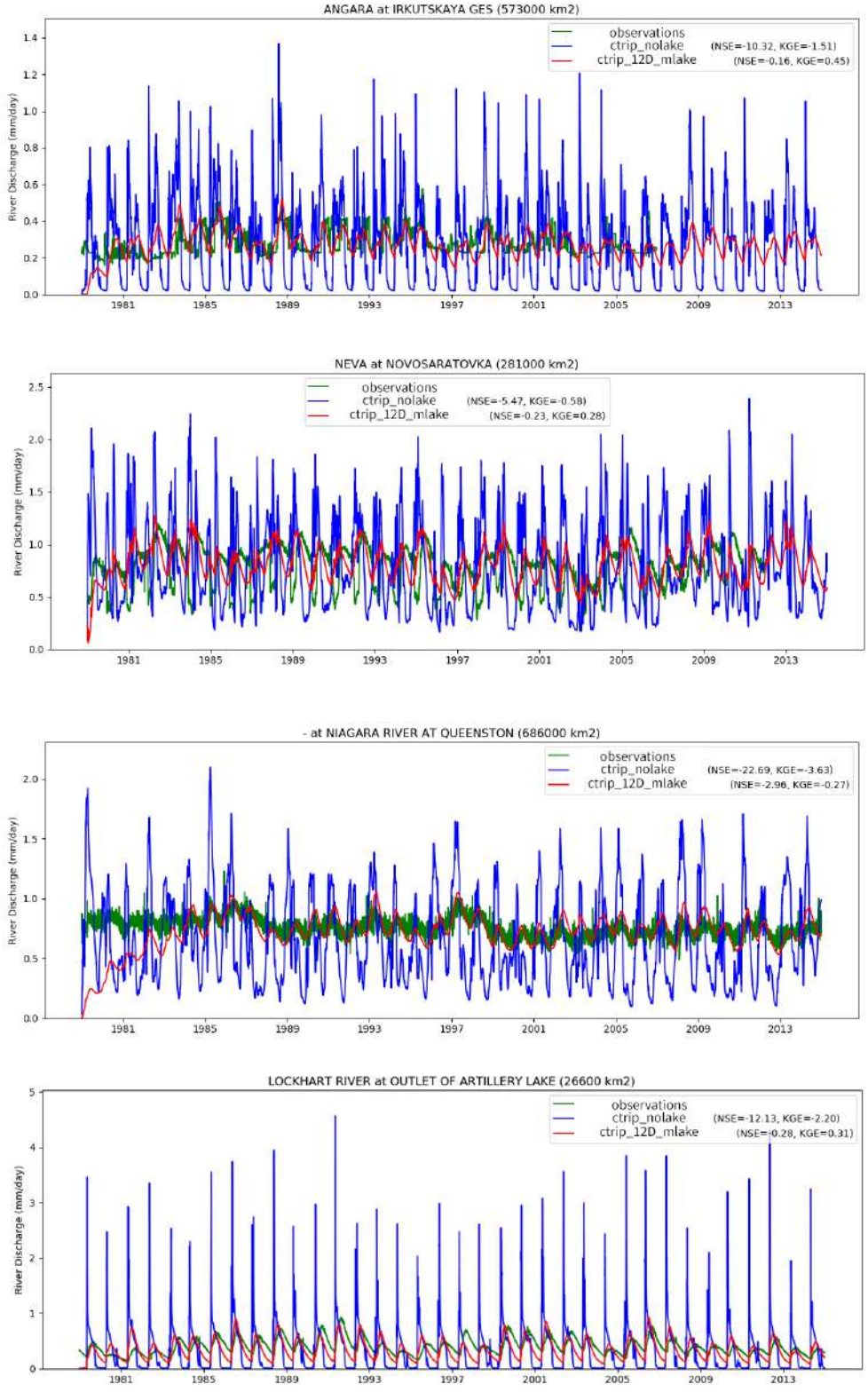



FIGURE 4.22 – Hydrogrammes des débits simulés par CTRIP-MLake et observés pour quatre bassins sur la période 1978-2014. A) Angara, B) Neva, C) Niagara, D) Lockhart.

### 4.7.3 Discussions

Les résultats et les conclusions sur l'impact de MLake à l'échelle globale présentés dans la section 4.5 sont confirmés par les scores de la simulation globale préliminaire de CTRIP à 1/12°.
La prise en compte du bilan de masse assure une meilleure simulation des débits des grands bassins fluviaux et des zones de grande densité lacustre avec dans l'ensemble une amélioration des performances du modèle. Néanmoins, ces résultats sont à nuancer car cette simulation est limitée par sa paramétrisation et la non prise en compte de certains processus.
Ainsi les forçages ne sont pas corrigés pour prendre en compte l'évaporation au-dessus des lacs et CTRIP est uniquement forcé par les variables de surface (ruissellement et drainage) issus d'ISBA. À cela s'ajoute une absence de couverture en glace pour les lacs. Cet effet domine les bilans de flux d'énergie et de masse dans les régions nordiques. Même si dans le schéma ISBA, le gel du sol est simulé, il n'est pas du même ordre de grandeur. Des biais systématiques apparaissent donc dans ces termes et seront, à l'avenir, corrigés par un modèle couplé prenant explicitement en compte les termes d'évaporation au-dessus des lacs. Au-delà de la couverture en glace, les biais sur les flux de chaleur latente se propagent dans la simulation des débits dans les cas où les lacs sont dominés par les composantes atmosphériques.
Enfin, il est difficile de quantifier les incertitudes issues des forçages atmosphériques et notamment des précipitations. Cependant, il semble que l'ajout du processus de bilan de masse des lacs compense en partie les biais introduits par les forçages ou encore le manque de représentation de certains processus (notamment anthropiques). Même si le couplage rivière-lac apporte des résultats sensiblement meilleurs, il est nécessaire de coupler ce système avec un modèle atmosphérique afin de prendre en compte de façon plus réaliste les flux de masse et d'énergie qui existent entre la surface et l'atmosphère. Les biais proviennent aussi de l'incapacité du modèle à simuler les débits issus de barrages et plus généralement les manœuvres non-naturelles (Figure B.1).

Les incertitudes ne sont pas seulement issues des processus physiques et peuvent aussi venir de la gestion du couvert dans le modèle. L'introduction des lacs dans CTRIP repose sur la carte d'occupation des sols ECOCLIMAP. Celle-ci contient environ 15 000 lacs et même si elle est adaptée aux applications de modélisation climatique et atmosphérique, des zones blanches subsistent. À l'inverse, on peut noter que d'autres zones contiennent une information sur la présence de lac qui résulte de fausses détections. C'est notamment le cas au niveau de grands bassins fluviaux comme celui de l'Amazone ou de du Mackenzie. La largeur de ces fleuves est telle que certains tronçons sont identifiés comme étant des lacs et non comme des rivières. Des biais apparaissent

alors par la prise en compte d'une dynamique non réaliste (Figure B.2). Malgré cela, le déphasage temporel introduit par MLake peut aussi améliorer la simulation des débits, comme par exemple sur l'Amazone, et aider à corriger les biais inhérents à certains processus de CTRIP sur cette région.
Sur cet aspect géographique, il est aussi bon de rappeler que la construction du réseau de rivière 1/12° a été réalisée indépendamment d'ECOCLIMAP. C'est pourquoi des incohérences subsistent sur certaines stations où la maille de lac identifiée à 1/12° ne correspond en fait pas au même tronçon de rivière.
Enfin, il faut garder à l'esprit que cette base de données ne prend pas en compte la totalité des lacs et qu'en plus certaines régions du monde ne sont pas influencées par ceux-ci. La majorité des stations présentes dans la simulation globale ne voit pas d'amélioration dans les débits simulés justement parce que les processus représentés n'ont pas été modifiés par l'ajout de MLake.

## 4.8 Conclusion générale et Perspectives

Dans ce chapitre, une estimation de l'impact des lacs et de leur paramétrisation sur les simulations de débits a été effectuée d'abord sur quatre sites d'études puis sur une simulation globale à 1/12° prenant en compte 5533 stations de mesures. Ce chapitre montre l'exploitation possible du modèle MLake au niveau global à la résolution 1/12°. Le modèle MLake est désormais disponible pour des simulations hydrologiques globales dans le modèle CTRIP.
Au niveau local, la contribution des lacs améliore la simulation des débits notamment en matière de variabilité et de saisonnalité. Cela se traduit par une diminution de l'amplitude des débits notamment pour les régions Scandinaves et du Grand Nord Canadien. L'ajout de l'effet tampon corrige les débits simulés et permet une simulation correcte de la hauteur d'eau des lacs et de leur cycle annuel.

Dans le détail, l'effet tampon est particulièrement visible sur les extrêmes de débits avec une réduction des débits de pointe et une augmentation des étiages. Les résultats sont ainsi particulièrement probants sur le bassin de l'Angara et de la Neva avec des critères de Nash-Sutcliffe positifs ($\overline{\text{NSE}}_{Angara} = 0.2$ et $\overline{\text{NSE}}_{Neva} = 0.19$) et une contribution significative du modèle ($\overline{\text{NIC}}_{Angara} = 0.87$ et $\overline{\text{NIC}}_{Neva} = 0.56$). Seuls les résultats pour le Nil Blanc dénotent une incapacité du modèle à simuler les débits sur ce bassin. Les biais présents dans les simulations sont généralement liés à une anthropisation des bassins et à la gestion non-naturelle des débits à l'exutoire. Pour corriger cela, une thèse est actuellement en cours afin de prendre en compte explicitement les règles de gestion spécifiques des eaux de barrages dans le bilan hydrologique global.

En plus de simuler les débits, MLake apporte un diagnostic sur les variations du niveau des lacs. La simulation des ces variations est cohérente sur les trois lacs d'étude avec une performance significative sur le marnage annuel et interannuel. La corrélation sur les sites d'études oscille entre 0.37 et 0.83 pour une variabilité relative comprise entre 0.88 et 1.06. Il apparaît par contre un décalage temporel des extrêmes sur les niveaux du lac Baïkal et du lac Ladoga qui s'explique en partie par la résolution d'un unique bilan d'énergie pour le sol dans ISBA. En effet, le bilan d'énergie du sol ne distingue pas les interactions entre la canopée, le sol nu et la neige et amène alors à l'introduction de biais dans la simulation de la fonte nivale. Pour corriger ce bilan d'énergie, un schéma multi-énergie a été introduit dans ISBA afin de distinguer le bilan de la neige de celui de la canopée. Les premiers résultats sont encourageants et permettent de corriger la durée et l'intensité des processus de gel et de dégel dans le sol. Ce nouveau modèle ISBA-MEB sera testé en couplage avec CTRIP dans des études futures pour quantifier la réponse hydrologique.

Le modèle CTRIP-MLake reste en cohérence avec ces résultats dans la simulation préliminaire à échelle globale. Sur 5533 stations, la majorité des améliorations se situe dans les zones de grande densité lacustre comme la Scandinavie ou la partie nord du Canada. Ces résultats sont à nuancer car tous les processus ne sont pas encore intégrés au modèle global et que des incertitudes résiduelles persistent notamment sur certaines paramétrisations d'ISBA ou de CTRIP. Il est toutefois encourageant de remarquer que l'introduction des lacs apporte une réponse homogène et consistante avec les études locales et accentue la nécessité d'un couplage global.

Le test de sensibilité à la largeur du seuil montre que les variables hydrologiques sont sensibles à cette largeur. Il s'avère que les configurations possédant un facteur multiplicatif entre 0.5 et 1 présentent les performances les plus importantes tant sur les débits que sur les niveaux d'eau. Il semblerait donc que la largeur de la rivière en aval du lac soit un bon prédicteur pour la largeur du déversoir. En effet, sous les hypothèses de MLake, l'aire du lac est assimilée à celle d'un cercle dont la circonférence est inférieure à la circonférence réelle. La correction appliquée au seuil compense donc cet effet.

Pour autant quelques leviers freinent encore ce couplage et notamment la correction des flux d'évaporation des lacs. Ces flux sont considérés, dans cette étude, indépendant de la morphologie du bassin lacustre et seulement dépendant des variables atmosphériques. Pourtant la forme du bassin joue sur la dynamique des variables morphologiques et notamment sur l'aire et la profondeur du lac. Il est évident que des simulations hydrologiques à long terme doivent prendre en compte une composante morphologique pour corriger les flux d'évaporation à l'interface lac-atmosphère. Cette composante dynamique n'est aujourd'hui pas présente dans le modèle et doit passer par le développement à l'échelle globale d'une paramétrisation de la bathymétrie des lacs.

# Conclusion et perspectives

L'importance de l'eau sur Terre est indéniable tant pour l'expansion et le maintien de la vie que pour le développement du système socio-économique. Néanmoins, cette ressource est fragile et sa disponibilité est limitée mais surtout inégalement répartie à la surface du globe. Pour rappel, quatre milliards de personnes font face, au moins une fois par an, à des restrictions quantitatives d'eau. Ces disparités sont exacerbées par des altérations externes d'origine anthropique et aussi à cause du dérèglement irréfutable de la dynamique climatique.
Le mouvement et le renouvellement de l'eau sur la planète s'effectue sous la forme d'un cycle que tentent de représenter les scientifiques en caractérisant ses différentes composantes ainsi que leurs interdépendances. L'hydrologue, en s'intéressant à la partie continentale du cycle, possède des outils d'observation et de modélisation qui lui permettent d'accéder à une description efficace et réaliste des processus mis en jeu. Ainsi, la modélisation pallie les limites spatio-temporelles de l'observation en proposant une approche simplifiée des processus physiques. C'est dans ce contexte que sont nés les systèmes couplant les modèles de surface aux modèles de routage en rivière, et décrivant respectivement les transferts verticaux et transfert latéraux de flux. Dans ce cycle de l'eau, les lacs constituent une ressource importante, environ 20% de l'eau douce de surface et surtout très accessible. En dépit de leur abondance et de leur rôle sur les transferts d'eau à l'échelle régionale [Bowling and Lettenmaier, 2010], ces réservoirs ne sont que très rarement pris en compte dans les modèles hydrologiques globaux [Downing, 2010].

C'est face à ce constat que le cadre de cette thèse a été défini. En s'appuyant sur les développements effectués au Centre National de Recherches Météorologiques, cette thèse intègre une paramétrisation du bilan de masse dans le système hydrologique global ISBA-CTRIP. Plus particulièrement, les objectifs d'étude de la thèse sont de développer un modèle de bilan de masse MLake pour améliorer la simulation des débits de rivières, d'introduire un diagnostic pour le suivi des niveaux d'eau de lacs et enfin de caractériser les stocks d'eau lacustres par une meilleure représentation de la bathymétrie.

Dans un premier temps, le travail s'est appuyé sur une description succincte des outils existants pour observer et modéliser le cycle de l'eau. La mise en contexte a été suivie d'une brève introduction à la limnologie afin d'étayer et de justifier l'intérêt d'une représentation des systèmes lacustres en hydrologie. Enfin l'état des lieux des connaissances actuelles en modélisation des lacs a mis en évidence la prédominance

des développements de paramétrisation du bilan d'énergie par rapport à ceux du bilan de masse.

Le chapitre 1 a introduit le cadre théorique dans lequel s'insèrent les outils de modélisation utiles pour les diverses études menées au cours de la thèse présentées dans le chapitre 2. Ce dernier a mis l'accent sur la plateforme de modélisation de surface SURFEX [Masson, 2000] comportant notamment le modèle de surface ISBA [Noilhan and Planton, 1989] ainsi que sur le modèle de routage en rivière CTRIP auquel il est couplé [Decharme et al., 2019]. C'est à partir de ces outils qu'a été développé le modèle MLake résolvant le bilan de masse pour les lacs à 1/12°.
Ce modèle présente l'avantage de se baser sur une paramétrisation non calibrée et s'adaptant à la diversité de lacs présents à la surface du globe. Pour ce faire, le développement s'est appuyé sur l'utilisation conjointe de la carte d'occupation des sols ECOCLIMAP [Faroux et al., 2013] et de la base de données de profondeurs des lacs GLDB [Choulga et al., 2019]. L'intérêt d'utiliser ces bases, au-delà de leur disponibilité, est qu'elles sont cohérentes avec le modèle FLake [Mironov, 2008] résolvant le bilan d'énergie pour les lacs.
La première étape a consisté à agréger l'information globale de présence des lacs à la résolution kilométrique pour proposer une carte globale de lacs auxquels a été attribuée un identifiant unique et une profondeur moyenne. La deuxième étape a abouti à l'intégration de ces informations dans le réseau de rivière initial de CTRIP et à la correction d'éventuelles erreurs de routage grâce à l'application d'un masque de réseau. Une gestion du partage des flux d'eau issus des forçages est le résultat, dans un troisième temps, de la mise en place d'un masque de ruissellement. Ce masque, complémentaire à celui de réseau, assure la fermeture du bilan et un partage correct entre les flux s'écoulant en rivière et ceux stockés dans les lacs. Tout ce travail préliminaire a permis la construction d'un réseau réaliste et robuste pour la résolution des processus physiques. Ainsi, à chaque pas de temps du modèle MLake, le bilan de masse est effectué par la résolution d'une équation dont la variable pronostique est le stock d'eau dans le bassin.

L'évaluation de cette paramétrisation a d'abord été effectuée sur le bassin versant du Rhône. Ce choix a été motivé par la présence d'un réseau de mesures fiables et étendues mais aussi par la disponibilité de forçages à haute résolution issus de la chaîne hydrométérologique opérationnelle SAFRAN-ISBA-MODCOU [Le Moigne et al., 2020]. Le bassin du Rhône est aussi le seul bassin versant français possédant une assez grande variété de lacs inclus dans un contexte hydrologique complexe et diversifié. Le modèle CTRIP-MLake a fait l'objet d'une évaluation en mode offline, sur la période 1960-2016, avec une correction des forçages au niveau des lacs par une estimation de l'évaporation issue d'une simulation globale FLake. Cette évaluation locale a permis

de confirmer l'intérêt d'ajouter la dynamique des lacs pour la représentation des débits de rivières locaux et régionaux. En se basant sur une équation empirique de déversoir rectangulaire à seuil épais, il est maintenant possible de corriger les débits simulés en aval du bassin et d'améliorer significativement les performances de CTRIP. Ces améliorations portent principalement sur un lissage des hydrographes en lien avec une réduction de la variabilité et de l'amplitude. Au-delà de ces améliorations, MLake apporte aussi un diagnostic correct sur les marnages du Léman, validé par une comparaison avec des mesures *in situ*. Néanmoins, ces résultats sont à nuancer dû fait de la prédominance des facteurs anthropiques sur le bassin et notamment de la régulation des eaux du Rhône et de ces affluents principaux.

Une deuxième évaluation s'est intéressée, initialement, à trois bassins versants décrivant des conditions hydroclimatiques différentes : le bassin de l'Angara, le bassin de la Neva et enfin le bassin du Nil Blanc. Cette évaluation s'est effectuée en mode offline avec des ruissellements et drainages issus d'une simulation globale d'ISBA forcés par des réanalyses Earth2Observe, corrigés pour les lacs par les évaporations d'une simulation globale où ISBA a été remplacé par FLake. L'application de ce modèle sur les trois bassins versants confirme les résultats de l'évaluation locale sur les débits et les marnages. Seul le cas du Nil Blanc et donc du lac Victoria présente des résultats peu probants. Dans tous les cas, on observe une réduction de la variabilité et de l'amplitude des débits se traduisant par un lissage des hydrographes. Cela met en lumière la représentation correcte de l'effet tampon des lacs par l'écrêtement des débits de pointes et un soutien accru des étiages grâce à l'intégration du module MLake. En outre, le diagnostic sur les marnages est particulièrement performant pour les lacs avec un cycle saisonnier bien respecté. Seul un décalage temporel systématique apparaît sur les cycles du lac Baïkal et du lac Ladoga. L'origine de ce décalage est identifié comme probablement lié à la résolution du bilan d'énergie dans ISBA. Il semblerait que l'utilisation d'un unique bilan pour la canopée et la neige induit une sous-estimation des cumuls de neige et de la durée de l'enneigement. La réduction des caractéristiques isolante de la couche de neige sur les propriétés thermiques du sol entraine alors une fonte précoce et plus intense de la glace du sol associée à une sous-estimation des ruissellements dans les zones de densité forestière élevée [Napoly et al., 2020].
En suivant cette évaluation, les résultats d'une simulation préliminaire ont confirmé la validité de MLake à l'échelle globale et plus particulièrement sur les zones de grande densité lacustre. Même s'il est préférable de rester prudent vu que tous les processus ne sont pas encore intégrés, cette simulation préliminaire est encourageante par les nettes améliorations qu'elle présente.
Le test de sensibilité à la largeur du seuil semble indiquer que la largeur de la rivière en aval du lac est un bon prédicteur de la largeur du seuil. Ces résultats restent

quand même contraints par des éléments externes comme la morphologie du lac et notamment sa bathymétrie qui sont à ce jour peu documentées.
Des questions persistent néanmoins notamment sur la prescription d'une hypsométrie appliquée à l'échelle globale afin de mieux caractériser la dynamique des lacs et permettre un suivi plus précis des variations de stocks.

Les objectifs principaux énoncés au début de ce projet de recherche ont été remplis. Toutefois il reste des incertitudes à éclaircir et des biais à corriger. Les performances limitées du modèle sur certaines zones sont notamment liées aux limites qui émergent de certaines hypothèses de développement. Un des défauts de MLake est la redistribution spatiale des variables. À chaque pas de temps, les variables décrivant le stock et les hauteurs d'eau sont affectées à toutes les cellules de ce lac dans le masque de réseau. Au pas de temps journalier, cette hypothèse n'est pas tellement restrictive pour des lacs de petites dimensions. Par contre, la validité de l'hypothèse sur des lacs plus importants comme le lac Baïkal semble discutable. Dans le cadre du développement d'une morphologie plus précise, il convient de s'intéresser aussi à d'autres formes pour représenter la surface du lac. Une surface elliptique pourrait, par exemple, être testée et comparée à la version actuelle. Enfin la couverture en glace qui peut se former à la surface du lac est prise en compte dans le bilan d'énergie mais pas dans le bilan de masse. Cela introduit des biais sur les calculs de masses et de débits notamment pour les lacs de hautes latitudes recouverts de glace la majeure partie de l'année. En allant plus loin sur la représentation des débits de sortie, il est vrai que l'approche reste encore simple et mériterait un travail détaillé notamment pour la représentation de la géométrie de l'exutoire avec la prise en compte de la pente d'écoulement ou d'une largeur de seuil dynamique (par exemple sous la forme d'une fraction de la circonférence du lac).

Au-delà des hypothèses relatives à MLake, certains processus ne sont tout simplement pas encore pris en compte dans le modèle et participent à l'apparition d'incertitudes. Il est évident que le processus majeur à introduire dans CTRIP concerne l'anthropisation. Les activités anthropiques influencent la majorité des fleuves et lacs du monde et les futurs développements doivent se concentrer sur l'introduction des barrages-réservoirs et les prélèvements pour l'irrigation ou l'industrie. Si l'on regarde le Rhône, il est clair que l'influence de l'homme est un facteur majeur dans la régulation des débits et dans la modification des régimes hydrologiques. Au second plan, l'introduction des flux latéraux et verticaux sont indissociables du développement d'un modèle de lac. La contribution des échanges avec les aquifères dans les bassins endoréiques est indéniable mais reste peu documentée. Des incertitudes persistent sur ces échanges et la paramétrisation des flux aquifères-lacs assurerait une meilleure

représentation du soutien des eaux des bassins endoréiques par des remontées du système hydrogéologique. Il en est de même pour les échanges latéraux entre le lac et les zones humides dont la saturation caractérise l'état d'humidité des sols.
À moyen terme le développement de MLake porte aussi sur un couplage direct avec la plateforme de modélisation SURFEX et plus particulièrement le modèle résolvant le bilan d'énergie pour les lacs, FLake.
Il est aussi important de travailler sur l'assimilation de donnée comme celle de la température de surface comme axe majeur pour corriger le bilan d'énergie du lac. Dans cette même optique, le couplage avec un modèle de Système Terre comme CNRM-ESM [Séférian et al., 2019] ou l'utilisation de CTRIP dans la représentation du cycle du carbone [Delire et al., 2020] nécessite la prise en compte des sédiments associés à la prédominance de processus hydrodynamiques comme les seiches.

Dans le futur, plusieurs pistes d'évolution sont alors à envisager afin d'obtenir un modèle de lac consistant et représentatif des processus clés pour le suivi hydrologique et climatique global. En plus des pistes de réflexions présentées précédemment, d'autres développements doivent être menés sur le modèle hydrologique de surface ISBA-CTRIP. La quantification des apports du nouveau schéma MEB pour la résolution d'un bilan multi-énergie sur les simulations hydrologiques est ainsi primordial. Il est envisageable que la représentation plus réaliste des processus de gel et dégel du sol corrige les décalages temporels qui apparaissent sur les simulations de débits dans les zones boréales. Une autre piste à exploiter est la mise en place d'une carte dynamique d'occupation des sols s'appuyant sur la distinction de zone saturée semi-permanente [Pekel et al., 2016] et une évolution des bases de données pour renforcer la précision des fractions de couverts. En parallèle du développement d'une hypsométrie pour les lacs, la prescription d'une profondeur dynamique pour FLake est envisageable pour corriger les termes d'évaporation dans le bilan d'énergie. Cette prescription s'appuiera sur le couplage entre MLake et SURFEX avec la prise en compte des rétroactions entre bilan d'énergie et de masse pour les lacs. Bien sûr, l'évolution temporelle de la profondeur moyenne sera associée à l'évolution d'une surface dynamique utile dans SURFEX pour anticiper l'emprise spatiale lacustre. Ce couplage est primordial pour l'utilisation du système dans un environnement de projections climatiques à l'échelle globale.
Certaines cartes comme le produit HydroLAKES [Messager et al., 2016] présentent aujourd'hui un intérêt particulier car elles fournissent des informations à haute résolution et adaptées à l'échelle globale. Dans une perspective plus lointaine d'une descente d'échelle, le modèle devra considérer des processus hydrodynamiques. Parmi ces processus, il est probable que le développement d'un schéma dynamique permette à CTRIP de proposer une modélisation de la propagation d'ondes dans le réseau

hydrographique.

Dans tous les cas, ce travail de thèse pose les bases de la modélisation lacustre au sein des développements hydrologiques à Météo-France. Bien qu'il reste des pistes d'améliorations, MLake a été intégré dans le modèle global ISBA-CTRIP pour la simulation des débits des grands bassins fluviaux et propose maintenant un suivi des marnages pour les principaux lacs. En suivant les quelques pistes de réflexions proposées, il est tout à fait envisageable d'introduire cette paramétrisation en couplage avec un modèle de climat, comme CNRM-CM, pour les exercices de projections hydrologiques et climatiques à long terme.

# Annexes

Annexe A

# Critères d'évaluation du modèle MLake

Le traitement statistique des résultats de simulations quantifie l'apport de nouvelles paramétrisations comme MLake dans les modèles comme CTRIP. Ces traitements sont nécessaires pour jauger les performances et le bénéfice d'un tel modèle sur les simulations de débits au sein des bassins versants choisis et sur les variations de hauteurs d'eau dans les différents lacs étudiés.
Les critères d'évaluation utilisés sont des scores relatifs qui caractérisent les performances des différentes simulations au sein d'un même bassin versant sans pour autant permettre une évaluation entre les bassins.

## A.1 Critères d'évaluation sur les débits

Les débits de rivières ont été comparés suivant un jeu de scores couramment utilisés en hydrologie. Le premier de ces scores est le critère de Nash-Sutcliffe [Nash and Sutcliffe, 1970, NSE,] défini sur l'intervalle [-$\infty$ ;1]. Le critère de Nash quantifie l'adéquation entre la variable simulée et la variable observée par une analyse de la somme des erreurs quadratiques tel que :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=0}^{n} (q_{s,t} - q_{o,t})^2}{\sum_{t=0}^{n} (q_{o,t} - \overline{q_o})^2} \tag{A.1}$$

avec $t$ le temps , $n$ le nombre de pas de temps, $q_{s,t}$ le débit simulé dans la rivière au pas de temps $t$, $q_{o,t}$ le débit observé dans la rivière au pas de temps $t$ et $\overline{q}_o$ le débit moyen observé sur une période de référence.

Le critère de Nash compare les simulations par rapport à un modèle de référence défini par le débit moyen annuel. Une valeur positive de NSE informe sur la capacité du modèle à représenter la dynamique des débits observés, avec une valeur maximale de 1 indiquant une correspondance parfaite en observations et simulations. Á l'inverse une valeur nulle ou négative indique que la dynamique du modèle de référence est meilleure que le modèle évalué.

Même si ce critère reste très utilisé en hydrologie, il présente, néanmoins, des limites structurelles importantes. Le principal inconvénient du critère NSE est sa sensibilité aux valeurs extrêmes. Comme les différences sont calculées en valeurs quadratiques, il suffit qu'une série de débits contienne un nombre important d'extrêmes (pics de crue ou étiages) pour que le NSE devienne rapidement négatif. De la même façon que le coefficient de détermination $r^2$, le NSE est très peu sensible aux biais systématiques des modèles lors des périodes d'étiages[Krause et al., 2005]. Le poids des étiages devient donc négligeable et n'influence que peu les scores [Legates and McCabe Jr, 1999]. Pour pallier ces inconvénients d'autre critères ont été développés pour étayer les évaluations.

Le second critère utilisé découle du critère NSE puisqu'il s'agit du critère de Nash-Sutcliffe logarithmique ($NSE_{log}$). Connaissant le peu de poids des étiages sur le NSE, il est primordial d'équilibrer cet effet. Le $NSE_{log}$ donne ainsi un poids plus important aux faibles débits :

$$NSE_{log} = 1 - \frac{\sum_{t=0}^{n} (\log(q_{s,t}) - \log(q_{o,t}))^2}{\sum_{t=0}^{n} (\log(q_{o,t}) - \log(\overline{q_o}))^2} \tag{A.2}$$

Malgré cela, la sensibilité du NSE (et de son logarithme) aux valeurs extrêmes pose des problèmes évidents notamment sur des bassins présentant des débits aussi variables que ceux du Rhône ou du lac Victoria. Par ailleurs, la réponse hétérogène aux valeurs extrêmes n'est pas le seul inconvénient de ce critère qui manque aussi de stabilité au regard du choix de la période de référence choisie. Enfin ce critère est sensible au rendement du bassin, c'est-à-dire la capacité à transférer la pluie cumulée sous forme de débit à l'exutoire [Perrin, 2000].

Pour prévenir ces effets, le Kling-Gupta Efficiency [KGE, Gupta et al., 2009, Kling et al., 2012] a été introduit. Ce score provient d'une discrétisation du NSE selon trois composantes : le coefficient de corrélation linéaire $r$, le coefficient de variation $\gamma$ et la variabilité relative $\alpha$. Le score est rééquilibré pour donner plus de poids au biais et à la variabilité au détriment de la corrélation.

$$KGE = 1 - \sqrt{(r-1)^2 + (\gamma-1)^2 + (\alpha-1)^2} \tag{A.3}$$

avec $\alpha = \frac{\frac{\sigma_s}{\mu_s}}{\frac{\sigma_o}{\mu_o}}$. $\sigma_s$ et $\sigma_o$ respectivement les écarts-types des débits simulés et observés. $\mu_s$, $\mu_o$ respectivement les moyennes temporelles des débits simulés et observés.

Pour autant, que ce soit le NSE ou le KGE, ces scores ne produisent pas d'information directe sur l'amélioration des performances du modèle. Ainsi, une amélioration de 100% du NSE dans les valeurs négatives n'est pas comparable à la même amélioration en valeurs positives. C'est pour cela que généralement un seuil de 0.5-0.6 défini un critère NSE correct. Il y a un biais significatif sur les interprétations de ces scores qui peut fausser l'appréciation des résultats. La contribution de MLake aux performances de CTRIP a, par conséquent, été évalué suivant le Normalized Information Contribution [NIC, Kumar et al., 2009]. Ce score indique spécifiquement l'apport d'un modèle par rapport à l'amélioration maximale possible. Dans cette thèse, le NIC a été appliqué au critère NSE.

$$NIC = \frac{NSE_{ctrip-mlake} - NSE_{ctrip-nolake}}{1 - NSE_{ctrip-nolake}} \tag{A.4}$$

avec $NSE_{ctrip-mlake}$ le critère de Nash-Sutcliffe pour les simulations CTRIP-MLake et $NSE_{ctrip-nolake}$ le critère de Nash-Sutcliffe de la simulation de référence CTRIP-nolake.

Un NIC positif indique que la configuration choisie améliore les résultats par rapport à la configuration de référence tandis qu'une valeur négative indique une dégradation des résultats.

## A.2 Critère d'évaluation sur les hauteurs

Pour les variations de cote d'eau des lacs, le traitement statistique s'est concentré sur des analyses simples visant à mesurer l'adéquation du modèle aux observations. Les scores utilisés sont le coefficient de corrélation $r$ et l'écart quadratique moyen (Root Mean Square Deviation en anglais, RMSD) :

$$RMSD = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{t=0}^{n}(H_{s,t} - H_{o,t})^2} \tag{A.5}$$

aec $t$ le temps, $n$ le nombre total de pas de temps, $H_{s,t}$ la hauteur de la cote d'eau simulée au-dessus du seuil au pas de temps $t$ et $H_{o,t}$ la hauteur de la cote d'eau observée au-dessus du seuil au pas de temps $t$.

Annexe B

# Résultats détaillés du chapitre : Évaluation et validation globale

---

Cette annexe détaille les résultats obtenus lors de l'évaluation globale dans un premier temps en présentant les tableaux de résultats des débits pour l'évaluation sur les trois sites d'études choisis. Dans second temps, les résultats sur les variations de niveaux de hauteurs sont présentés. Enfin, des figures supplémentaires sont introduites afin de compléter l'analyse de la simulation globale au 1/12°.

## B.1 Résultats détaillés sur les simulations de débits

La présente section donne les détails des scores et résultats sur les débits simulés par CTRIP-MLake pour les trois sites d'études de l'évaluation globale.

Tableau B.1 – Résultats issus des simulations de débits pour les trois sites d'études sur la période 1974-2018.

| Zone d'étude | Scores | Facteur Multiplicatif | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 0.1 | 0.5 | 0.7 | 1 | 1.5 | 2 | 4 | 5 | no lake |
| **Victoria** | RMSD ($m^3.s^{-1}$) | 426 | 436 | 508 | 596 | 710 | 681 | 1056 | 1147 | 1688 |
| | $\overline{Q}$ ($m^3.s^{-1}$) | 700 | 910 | 920 | 925 | 924 | 922 | 916 | 915 | 1534 |
| | $\sigma_s$ ($m^3.s^{-1}$) | 232 | 463 | 543 | 635 | 750 | 841 | 1091 | 1180 | 1667 |
| | $Q_{90}$ ($m^3.s^{-1}$) | 1997 | 1517 | 1628 | 1722 | 1832 | 1917 | 2229 | 2324 | 3693 |
| | $Q_{10}$ ($m^3.s^{-1}$) | 377 | 292 | 238 | 175 | 94 | 41 | 0 | 0 | 298 |
| | NSE | -4.4 | -4.67 | -6.74 | -9.6 | -14.1 | 18.2 | -32.4 | -38.4 | -84.4 |
| | $NSE_{log}$ | -11 | -16.45 | -33.1 | -42 | -46 | -56 | -83 | -78 | -30.9 |
| | KGE | -0.09 | -1.1 | -1.6 | -2.1 | -2.9 | -3.5 | -5.15 | -5.74 | -4.55 |
| | NIC | 0.94 | 0.93 | 0.91 | 0.88 | 0.82 | 0.78 | 0.61 | 0.54 | - |
| **Baïkal** | RMSD ($m^3.s^{-1}$) | 451 | 434 | 462 | 513 | 599 | 681 | 927 | 1014 | 1766 |
| | $\overline{Q}$ ($m^3.s^{-1}$) | 1794 | 1853 | 1853 | 1853 | 1852 | 1851 | 1850 | 1850 | 1754 |
| | $\sigma_s$ ($m^3.s^{-1}$) | 178 | 356 | 418 | 498 | 607 | 695 | 939 | 1021 | 1696 |
| | $Q_{90}$ ($m^3.s^{-1}$) | 2023 | 2342 | 2438 | 2536 | 2673 | 2783 | 3085 | 3185 | 4046 |
| | $Q_{10}$ ($m^3.s^{-1}$) | 1590 | 1406 | 1333 | 1234 | 1106 | 1003 | 737 | 651 | 148 |
| | NSE | 0.14 | 0.20 | 0.094 | -0.11 | -0.52 | -0.96 | -2.64 | -3.4 | -12.2 |
| | $NSE_{log}$ | 0.14 | 0.12 | -0.04 | -0.33 | -0.93 | -1.59 | -4.5 | -5.99 | -36.1 |
| | KGE | 0.18 | 0.46 | 0.49 | 0.47 | 0.36 | 0.22 | -0.23 | -0.4 | -2.02 |
| | NIC | 0.93 | 0.94 | 0.93 | 0.92 | 0.88 | 0.85 | 0.72 | 0.67 | |
| **Ladoga** | RMSD ($m^3.s^{-1}$) | 584 | 557 | 598 | 671 | 797 | 878 | 1109 | 1179 | - |
| | $\overline{Q}$ ($m^3.s^{-1}$) | 2508 | 2539 | 2538 | 2507 | 2537 | 2537 | 2537 | 2537 | 2541 |
| | $\sigma_s$ ($m^3.s^{-1}$) | 178 | 356 | 418 | 498 | 607 | 695 | 939 | 1021 | 1696 |
| | $Q_{90}$ ($m^3.s^{-1}$) | 2734 | 3048 | 3147 | 3248 | 3391 | 3532 | 3772 | 3860 | 3973 |
| | $Q_{10}$ ($m^3.s^{-1}$) | 2264 | 2001 | 1885 | 1800 | 1608 | 1561 | 1382 | 1332 | 1045 |
| | NSE | 0.18 | 0.26 | 0.14 | -0.08 | -0.44 | -0.85 | -1.95 | -2.33 | -2.94 |
| | $NSE_{log}$ | 0.14 | 0.23 | 0.15 | -0.03 | -0.35 | -0.71 | -1.78 | -2.16 | -3.2 |
| | KGE | 0.10 | 0.37 | 0.38 | 0.35 | 0.25 | 0.17 | -0.06 | -0.14 | -0.22 |
| | NIC | 0.79 | 0.81 | 0.78 | 0.73 | 0.63 | 0.53 | 0.25 | 0.15 | |

## B.2 Résultats détaillés sur les simulations de de niveau d'eau

La présente section donne les détails des scores et résultats sur le diagnostic des variations du niveau d'eau par CTRIP-MLake pour les trois sites d'études de l'évaluation globale.

Tableau B.2 – Résultats issus des simulations de variations du niveau d'eau pour les trois sites d'études à l'échelle globale sur la période 1974-2018.

| Zone d'étude | Scores | Facteur Multiplicatif | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | 0.1 | 0.5 | 0.7 | 1 | 1.5 | 2 | 4 | 5 |
| **Victoria** | r | 0.19 | 0.86 | 0.90 | 0.92 | 0.90 | 0.88 | 0.76 | 0.72 |
| | RMSD (m) | 0.76 | 0.33 | 0.31 | 0.76 | 0.33 | 0.35 | 0.41 | 0.43 |
| | $\sigma_s$ (m) | 1.04 | 0.55 | 0.50 | 0.46 | 0.42 | 0.39 | 0.33 | 0.31 |
| | $h_{min}$ (m) | -2.20 | -1.51 | -1.41 | -1.31 | -1.20 | -1.13 | -1.01 | -0.98 |
| | $h_{max}$ (m) | 1.94 | 1.54 | 1.56 | 1.55 | 1.49 | 1.42 | 1.18 | 1.09 |
| **Baïkal** | r | 0.73 | 0.86 | 0.85 | 0.82 | 0.78 | 0.75 | 0.63 | 0.59 |
| | RMSD (m) | 0.33 | 0.26 | 0.24 | 0.23 | 0.23 | 0.23 | 0.26 | 0.27 |
| | $\sigma_s$ (m) | 0.47 | 0.31 | 0.29 | 0.27 | 0.25 | 0.24 | 0.21 | 0.19 |
| | $h_{min}$ (m) | -2.07 | -0.67 | -0.61 | -0.55 | -0.49 | -0.44 | -0.34 | -0.31 |
| | $h_{max}$ (m) | 1.20 | 1.02 | 0.99 | 0.96 | 0.90 | 0.85 | 0.69 | 0.63 |
| **Ladoga** | r | 0.78 | 0.58 | 0.5 | 0.42 | 0.23 | 0.27 | 0.12 | 0.07 |
| | RMSD (m) | 0.18 | 0.24 | 0.26 | 0.28 | 0.36 | 0.31 | 0.32 | 0.32 |
| | $\sigma_s$ (m) | 0.34 | 0.27 | 0.26 | 0.24 | 0.22 | 0.20 | 0.16 | 0.14 |
| | $h_{min}$ (m) | -0.95 | -0.75 | -0.71 | -0.66 | -0.57 | -0.51 | -0.40 | -0.36 |
| | $h_{max}$ (m) | 0.66 | 0.58 | 0.53 | 0.46 | 0.46 | 0.45 | 0.41 | 0.38 |

## B.3 Résultats supplémentaires CTRIP-12D

Cette section présente les résultats supplémentaires issus de la simulation globale CTRIP-MLake 12D.

Tableau B.3 – Répartition des 5533 stations par classe de scores hydrologiques pour la simulation CTRIP-MLake 12D

| | NSE | $NSE_{log}$ | KGE | Corrélation |
|---|---|---|---|---|
| < -0.5 | 1374 | 1019 | 162 | 0 |
| $[-0.5, -0.2[$ | 479 | 854 | 4.2 | 2 |
| $[-0.2, 0[$ | 490 | 622 | 451 | 136 |
| $[0., 0.2[$ | 721 | 760 | 935 | 562 |
| $[0.2, 0.5[$ | 1751 | 1323 | 2132 | 1306 |
| > 0.5 | 718 | 955 | 1618 | 3527 |

Tableau B.4 – Répartition des différences de scores NSE, $NSE_{log}$, KGE et scores de NIC suivant leurs classes de valeurs pour les 5533 stations de la simulation CTRIP globale sur la période 1978-2014.

| Classe | NSE | $NSE_{log}$ | KGE | NIC |
|---|---|---|---|---|
| $< -1$ | 6 | 0 | 0 | 4 |
| $]-1; -0.5]$ | 14 | 2 | 2 | 9 |
| $]-0.5; 0[$ | 1072 | 980 | 1319 | 1079 |
| 0 | 2459 | 2011 | 1821 | 1927 |
| $]0; 0.5]$ | 1753 | 2267 | 2363 | 2459 |
| $]0.5; 1]$ | 129 | 119 | 25 | 55 |
| 1 | 100 | 157 | 3 | 0 |

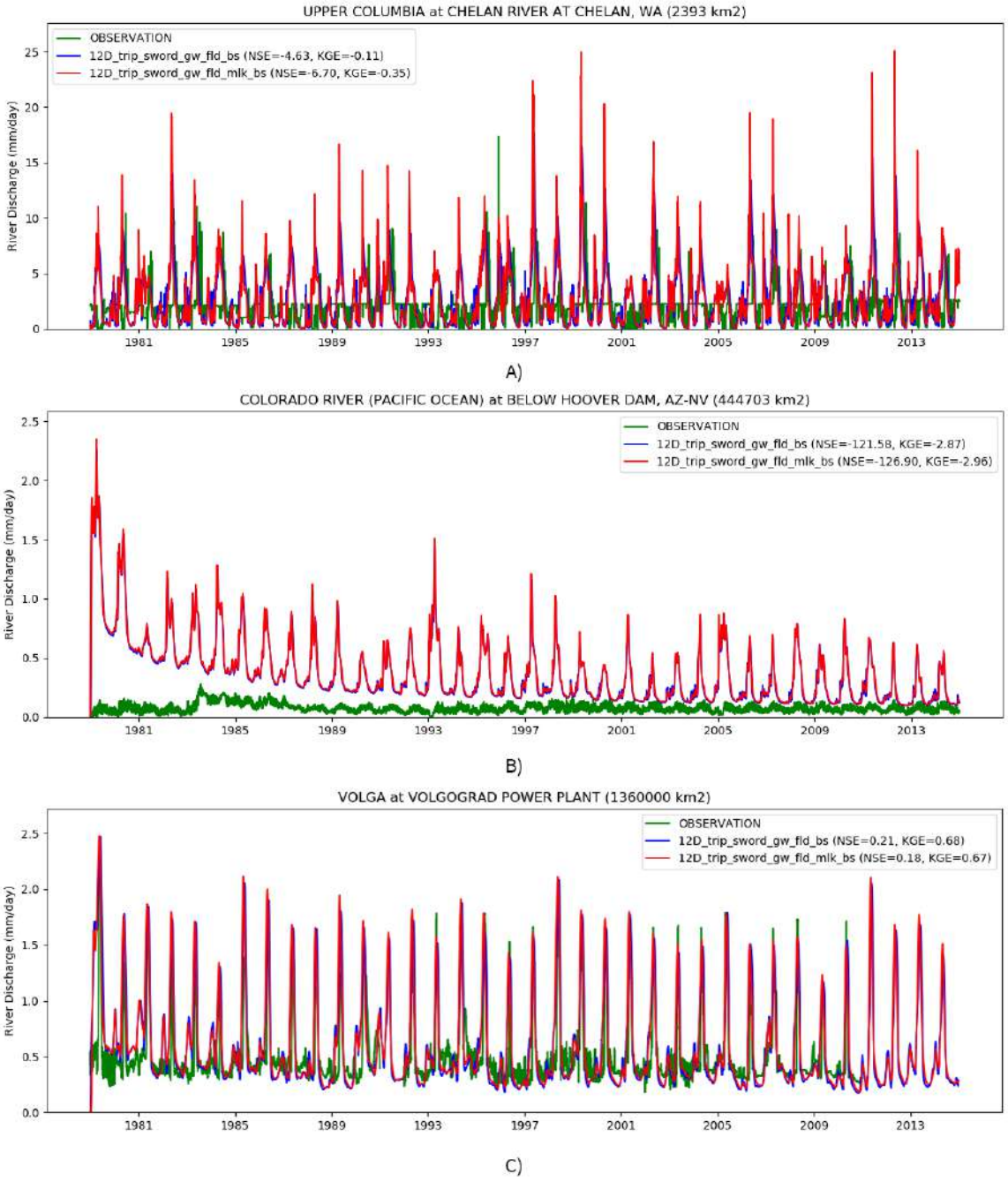



FIGURE B.1 – Hydrographe des débits simulés par CTRIP-MLake et observés pour des stations à l'aval de barrage sur la période 1978-2014. A) Rivière Chelan, B) Barrage Hoover (USA), C) Volga (Russie).

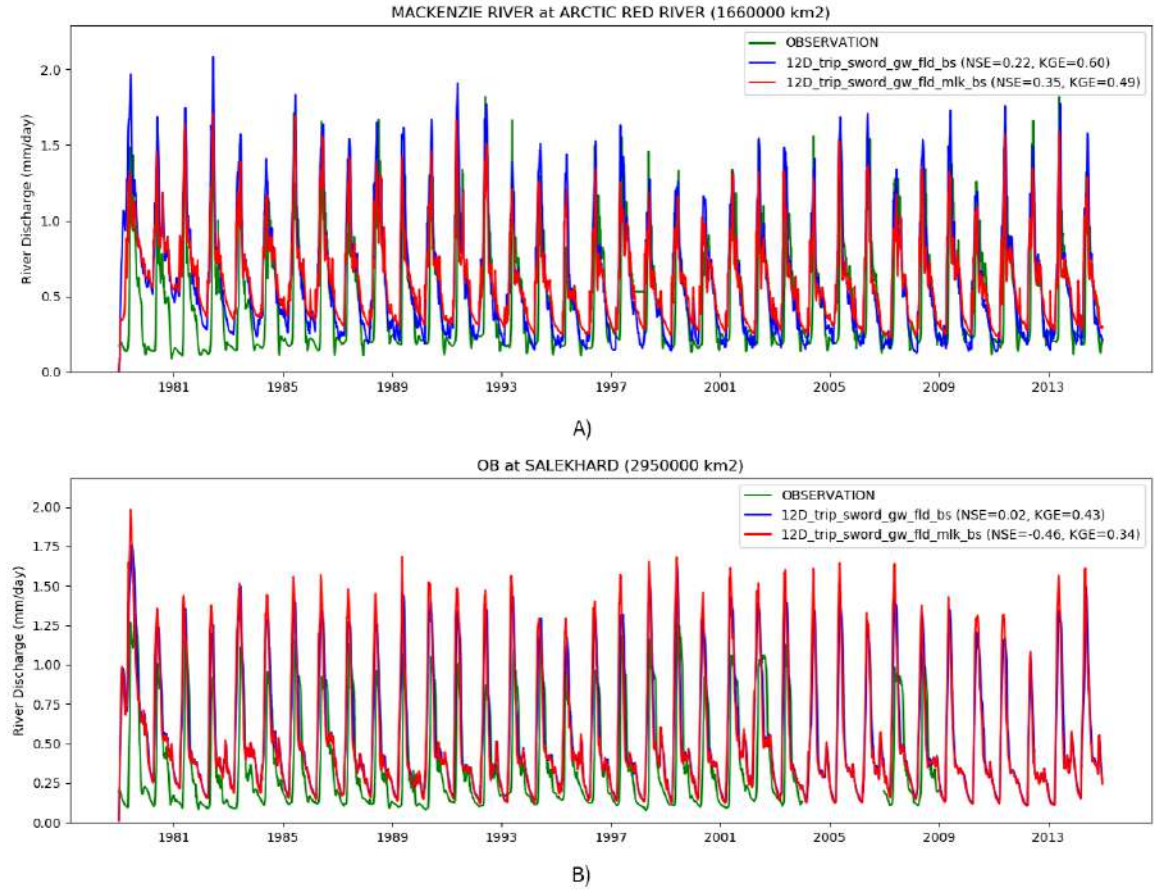



FIGURE B.2 – Hydrographe des débits simulés par CTRIP-MLake et observés pour des stations où les scores sont dégradés sur la période 1978-2014. A) Mackenzie (Canada), B) Ob (Russie).

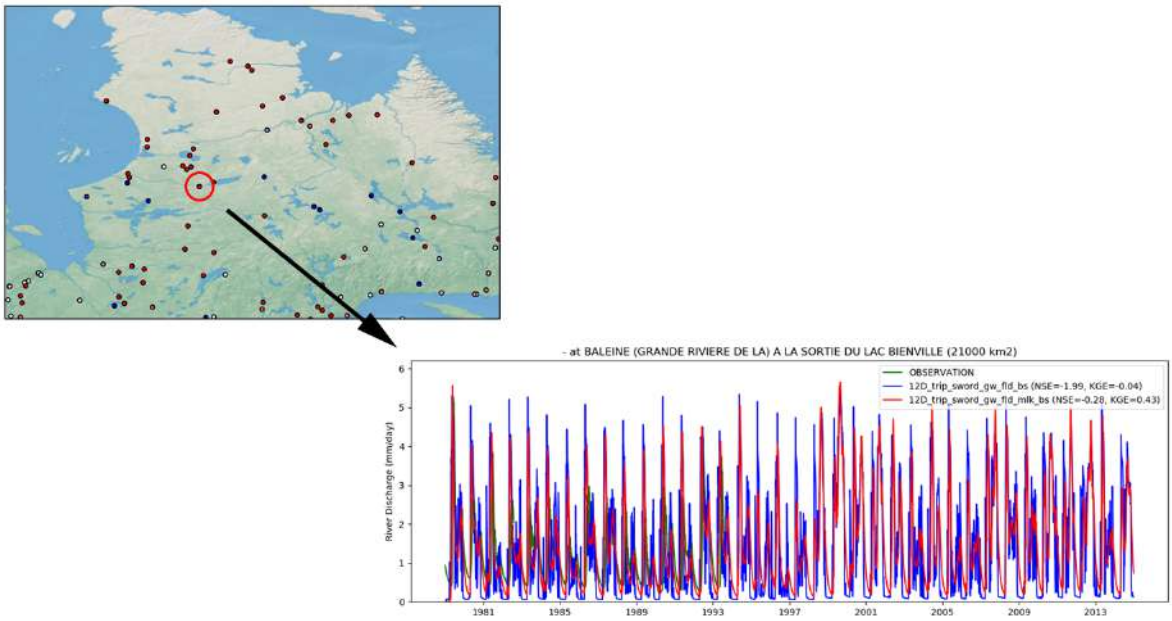



FIGURE B.3 – Hydrographe des débits simulés par CTRIP-MLake et observés pour des stations à l'aval de barrage sur la période 1978-2014. A) Rivière Chelan (USA), B) Barrage de Hoover (USA), C) Ob (Russie), D) Volga.

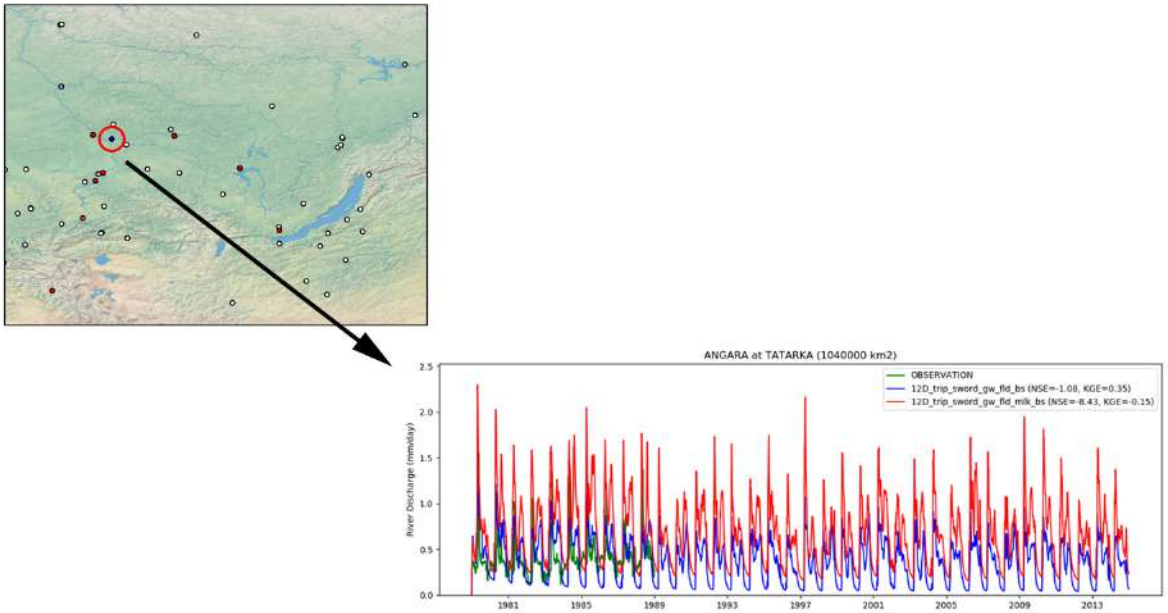



FIGURE B.4 – Hydrographe des débits simulés par CTRIP-MLake et observés pour des stations à l'aval de barrage sur la période 1978-2014. A) Rivière Chelan (USA), B) Barrage de Hoover (USA), C) Ob (Russie), D) Volga.

Annexe C

# Paramétrisation d'une bathymétrie adaptée à l'échelle globale

## Sommaire


**C.1 Importance de la morphologie du bassin lacustre . . . . . 229**
**C.2 Hypsométrie d'un lac pour l'échelle globale : l'approche gaussienne . . . 232**
**C.3 Validation préliminaires . . . . . 240**
C.3.1 Exemples d'applications . . . . . 240
**C.4 Discussions/Perspectives . . . . . 243**


L'eau stockée dans les réservoirs lacustres est non seulement importante pour l'activité humaine et les populations qui vivent aux abords [Marsily et al., 2018] mais elle conditionne aussi de nombreux processus biologiques, chimiques et écologiques comme la production primaire [Blais and Kalff, 1995, Fee et al., 1996]. Parmi les processus qui agissent au niveau des lacs, les variations de niveaux d'eau engendrées par une modification du bilan de masse sont un des objets de cette thèse. Ces variations dépendent évidemment de la morphologie mais peuvent être aussi altérées par des conditions externes (voir au chapitre 4).
Le marnage est associé à des processus lacustres primordiaux et interdépendants, ce qui complexifie la simulation des réponses aux forçages climatiques et anthropiques. Ainsi, une baisse anormale du niveau d'un lac, en lien par exemple avec une augmentation du taux d'évaporation, peut engendrer une augmentation de la température de la colonne d'eau et provoquer une réduction de la couverture en glace hivernale [Sharma et al., 2019]. Cette chaîne de conséquences physiques peut aussi provoquer des modifications plus générales sur les régimes de mélange [Shatwell et al., 2019, Woolway and Merchant, 2019], les périodes de stratification, la distribution verticale d'oxygène et de nutriments, c'est-à-dire une modification profonde et souvent irréversible du cycle biogéochimique [Saros et al., 2019].

## C.1 Importance de la morphologie du bassin lacustre

La connaissance des caractéristiques morphologiques d'un lac, et plus spécifiquement de son volume, est essentielle en hydrologie pour quantifier la ressource

disponible et en estimer les variations. Plus généralement, la morphologie est l'une des caractéristiques principales pour différencier et classer les lacs. Pourtant les études à l'échelle globale sont rares [Cael et al., 2017, Messager et al., 2016, Meybeck, 1995, Ryanzhin, 2005] et se focalisent généralement sur une estimation globale de la ressource tout en donnant peu de crédit aux considérations locales et à l'identification des zones à enjeux. Cette connaissance est limitée par la difficulté d'acquisition de données à la fois fiables et précises mais s'explique aussi par le coût humain et financier associé à des techniques comme la levée bathymétrique [Hollister and Milstead, 2010]. À celà s'ajoute l'absence de techniques de télédétection pour la cartographie des fonds.

Deux paramètres sont généralement utiles pour caractériser la morphologie d'un lac : l'aire et la profondeur. Toutefois, ces données sont statiques et donnent une vision de l'état du système à un certain instant. Il est donc difficile de déterminer la distribution verticale des processus lacustres, comme le marnage, à partir de ces données sans ne connaître la dynamique. En outre, le cadre de notre étude ne nécessite pas, au premier ordre, de connaître explicitement le volume absolu mais plutôt de considérer un volume relatif utile pour simuler les flux de masse au sein du continuum rivière-lac-atmosphère.
Nous avons vu précédemment que les marnages pour des grands lacs exoréiques restent relativement faibles par rapport à la profondeur totale de leur bassin. C'est évidemment différent pour les lacs endoréiques qui dépendent plus fortement des forçages atmosphériques et sont plus sensibles à des modifications du régime hydrologique [Pham-Duc et al., 2020, Wurtsbaugh et al., 2017]. La simulation précise de la dynamique peut alors se restreindre aux variations du volumes relatifs même si la validité de cette hypothèse peut être mise en défaut pour des petits lacs.

Une approche pour répondre à la question de la morphologie des lacs peut être abordée en introduisant des courbes hypsométriques dans le modèle (figure C.1). Ce type de courbe décrit l'évolution de l'aire du lac par rapport à sa profondeur et caractérise la forme du bassin. Ces courbes donnent accès à une multitude d'applications comme par exemple le calcul de volumes pour le suivi du stock ou des niveaux d'eau [Arsen et al., 2014] où le suivi des régimes de mélanges [Piccolroaz and Toffolon, 2013]. Par contre, en prenant le problème dans le sens opposé, la connaissance de la variation de profondeur et de la courbe hypsométrique du lac informe sur la variation d'aire et de volume associée et permet donc de paramétrer plus précisément les flux de masse. Cette approche paraît intéressante dans le cas de lacs dont la dynamique est dominée par les conditions atmosphériques comme le lac Victoria pour lequel l'évaporation dépen quasi-exclusivement de la surface de lac en contact avec l'atmosphère. En outre, dans un domaine comme l'hydrologie continentale où la part d'observations

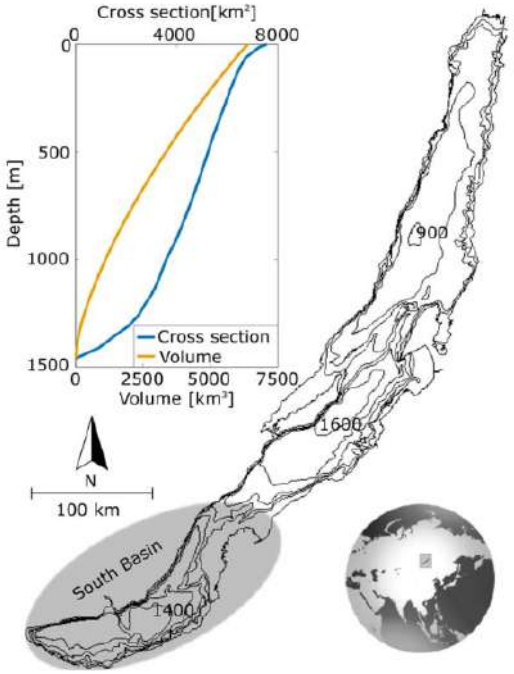



FIGURE C.1 – Exemple de courbe hypsométrique pour le bassin sud du lac Baïkal. Source : Piccolroaz and Toffolon [2013]

satellitaires est très importante, notamment en altimétrie, l'hypsométrie donne accès à un suivi global et continu de la ressource en eau. Ce chapitre présente des travaux préliminaires qui pourront être utilisés dans le cadre de future missions altimétriques à haute résolution comme par exemple la future mission spatiale SWOT. Cette mission donnera accès à des données de variations d'altitude et de surface pour le suivi du stocks des principaux lacs [Biancamaria et al., 2016].

Dans l'état actuel du modèle MLake, l'hypsométrie des lacs est linéaire, ce qui revient à représenter le lac sous forme prismatique. Des inconvénients apparaissent alors pour le calcul de l'évaporation et l'estimation précise des flux de masse entre les différents compartiments hydrologiques. Ajouter une hypsométrie implique donc de pouvoir corriger les données de profondeur, paramètre essentiel pour le calcul du bilan d'énergie actuellement prescrite dans le modèle FLake.

Ce chapitre présente une méthode de calcul de l'hypsométrie pour les lacs basée sur une hypothèse géométrique et applicable à l'échelle globale. Bien que ces travaux restent en cours de validation, il semble important de les détailler et de mettre en avant les perspectives qu'ils offrent car ils sont complémentaires des développements du modèle de lac MLake dans sa version couplée.

## C.2 Hypsométrie d'un lac pour l'échelle globale : l'approche gaussienne

Les méthodes d'estimation du volume d'un lac sont variées et sont issues de bases de données, de méthodes géostatistiques ou de développement théoriques. Parmi ces méthodes, les approches géométriques sont privilégiées dans le cadre d'études extensives où les seules données connues sont la profondeur moyenne et l'aire [Hayashi and Van der Kamp, 2000, Li et al., 2019]. Elles présentent, par contre, l'inconvénient de manquer de précision pour décrire localement la distribution et la morphologie des bassins. À l'inverse, les méthodes plus complexes basées sur l'étude de la topographie aux abords du lac [Heathcote et al., 2015] ou la triangulation des points de mesure [Hollister and Milstead, 2010] demandent une quantité de données et des coûts de calcul trop importants pour une application à l'échelle globale [Oliver et al., 2016]. De plus, ces méthodes rendent compte d'une morphologie locale et sont difficilement extrapolables à des échelles plus grandes.

L'approche développée ici propose un compromis entre la précision et la complexité d'un modèle qui doit s'adapter aux contraintes de l'échelle globale. Ce modèle hypsométrique se base sur l'hypothèse que la forme du bassin lacustre peut être assimilée à une surface paramétrée selon une équation gaussienne.

Dans cette approche, la forme du lac est déterminée par sa bathymétrie $z(r, \theta)$ représentée sur la figure C.2.

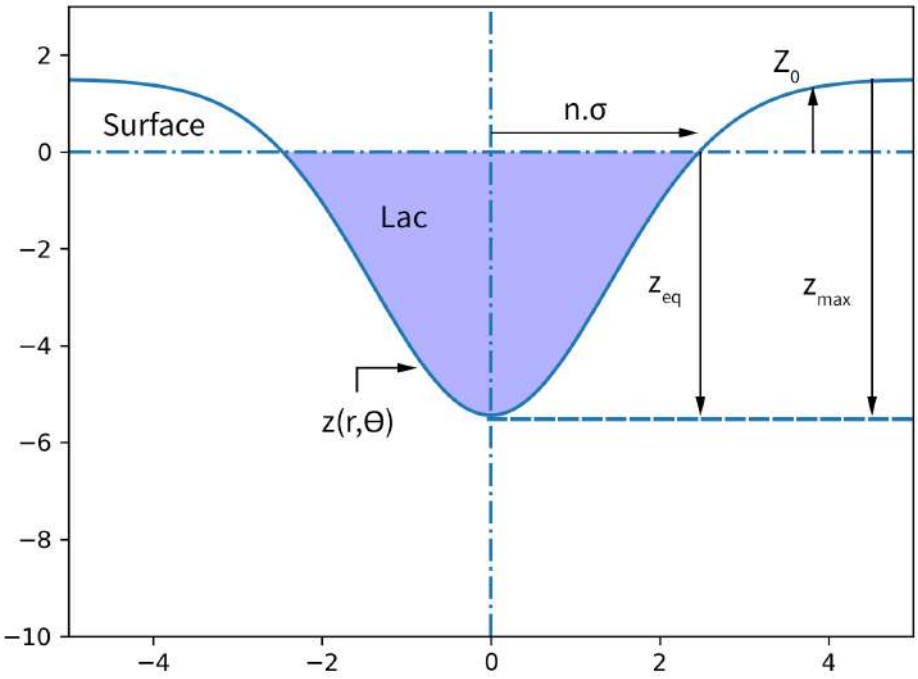



FIGURE C.2 – Représentation de la bathymétrie d'un lac et de ses paramètres sous l'hypothèse de la fonction de Gauss $z(r, \theta)$

L'enjeu est donc de trouver l'hypsométrie correspondante, c'est-à-dire la fonction telle que :

$$A = f(z) \tag{C.1}$$

avec $A$ l'aire du lac à la profondeur $z$ et $f$ une fonction hypsométrique.

**Hypothèses de départ**

Pour permettre la résolution du problème, des hypothèses nécessitent d'être posées. La première hypothèse considère que toutes les sections horizontales d'un lac sous forme gaussienne sont équivalentes à des cercles dont l'aire est égale à :

$$A(z) = \pi r^2(z) \tag{C.2}$$

avec $r(z)$ la fonction inverse de la bathymétrie.

Cette relation doit vérifier les conditions aux limites :

- $A(z = 0) = \pi R^2 = A_{lake}$
- $A(z = z_{max}) = 0$

avec $R$ le rayon du cercle à la surface du lac et $z_{max}$ la profondeur maximale de la gaussienne.

La deuxième hypothèse définit la propriété de conservation du volume lors de la construction du modèle gaussien. La modification de la forme théorique du lac ne doit pas modifier le stock, notre variable pronostique. Ce changement de variable doit donc être conservatif :

$$V_{lake} = V_g \tag{C.3}$$

avec $V_{lake}$ le volume moyen du lac prescrit initialement et $V_g$ le volume d'eau contenu dans le lac gaussien pour $z = 0$.

Le volume de lac prescrit fait suite à l'utilisation conjointe de la base de donnée ECOCLIMAP et GLDB comme vue dans la section XX. Ce volume est calculé suivant l'équation :

$$V_{lake} = A_{ECO} . z_{moy,GLDB} \tag{C.4}$$

avec $A_{ECO}$ l'aire moyenne du lac issue de la base ECOCLIMAP ($m^2$) et $z_{moy,GLDB}$ la profondeur moyenne issue de la base GLDB (m).

**Équation hypsométrique**

En se basant sur la première hypothèse (Eq. C.2), il vient que le problème de l'hypsométrie peut se résoudre en inversant l'équation de la bathymétrie $r(z)$. Cette bathymétrie est définie comme une fonction de Gauss bidimensionnelle régulière en coordonnées cylindriques :

$$z(r) = z_0 + z_{max} e^{-\frac{r^2}{2\sigma^2}} \tag{C.5}$$

avec $z_0$ définie comme la hauteur entre la surface du lac et les asymptotes horizontales de la fonction gaussienne et $\sigma$ un paramètre de dispersion dépendant de l'aire du lac.

L'équation ainsi définie doit vérifier les conditions aux limites :

- $z(0) = z_0 + z_{max} = z_{eq}$
- $\lim_{r \to +\infty} z(r) = z_0$

Connaissant l'expression de la bathymétrie, il convient d'inverser cette dernière pour déterminer la relation cherchée :

$$r(z) = \sigma \sqrt{-2 \ln \left( \frac{z - z_0}{z_{max}} \right)} \tag{C.6}$$

qui vérifie les conditions aux limites suivantes :

- $r(z_{eq}) = \sigma \sqrt{-2 \ln(1)} = 0$
- $\lim_{r \to z_0} r(z) = +\infty$
- $r(0) = \sigma \sqrt{-2 \ln \left( -\frac{z_0}{z_{max}} \right)}$

En remplaçant l'expression de $r(z)$ dans l'équation C.2, l'aire des sections horizontales d'un lac gaussien régulier est défini comme :

$$A(z) = -2\pi\sigma^2 \ln \left( \frac{z - z_0}{z_{max}} \right) \tag{C.7}$$

avec $z_{max}$ pouvant être remplacée par $z_{eq} - z_0$ pour réduire le nombre de paramètres

de l'équation.

Parmi les paramètres de cette équation, trois sont inconnus :

- $z_0$, un paramètre lié à la topographie des berges et difficilement mesurable (un $z_0$ très petit équivaut à une pente des berges très faibles) ;
- $z_{eq}$, un paramètre lié au mode de la fonction de Gauss ;
- $\sigma$, le paramètre de dispersion de la fonction de Gauss.

Le problème est donc surparamétré et aucune solution directe n'est envisageable. Il convient donc de trouver des équations supplémentaires qui permettent d'estimer les paramètres inconnus.

#### Première méthode

La surface de la fonction gaussienne bi-dimensionnelle est définie à $z = 0$ (Figure C.2) par :

$$A(z = 0) = \pi.(n\sigma)^2 \tag{C.8}$$

avec $n$ un facteur multiplicatif à déterminer.

Grâce à l'hypothèse sur l'égalité des aires (Eq. C.2), le facteur de dispersion gaussien $\sigma$ peut s'écrire :

$$\sigma = \sqrt{\frac{A_{lake}}{\pi.n^2}} \tag{C.9}$$

Cette nouvelle équation, même si elle introduit un nouveau paramètre inconnu $n$, établit une équation pour déterminer $\sigma$.

De plus, en reprenant l'équation de bathymétrie (Eq. C.5) et les conditions aux limites associées, il est possible d'en déduire les expressions de $z_0$ et $z_{max}$ sous la forme :

$$z_0 = \frac{-e^{-\frac{n^2}{2}}}{1 - e^{-\frac{n^2}{2}}} z_{eq} \tag{C.10}$$

$$z_{max} = \frac{1}{1 - e^{-\frac{n^2}{2}}} z_{eq} \tag{C.11}$$

L'introduction de ces nouvelles équations relie des paramètres difficilement mesurables ($z_0$ et $z_{max}$) à un des paramètres morphologiques du lac : la profondeur équivalent ($z_{eq}$).
Si on utilise la deuxième hypothèse (Eq. C.3), il est possible d'aller plus loin dans la résolution puisque le volume $V_g$ du lac gaussien se calcule en intégrant l'aire de chaque section horizontale sur toutes la profondeur :

$$V_g = \int_{z_{eq}}^{0} A(z)dz \tag{C.12}$$

dans notre cas, en l'exprimant suivant les trois paramètres $\sigma$, $z_{eq}$ et $n$, son équation est :

$$V_g = 2\pi\sigma^2 z_{eq}\left[1 - \frac{n^2}{2}\frac{e^{\frac{-n^2}{2}}}{1-e^{\frac{-n^2}{2}}}\right] \tag{C.13}$$

Cette dernière équation assure la fermeture du problème en exprimant $z_{eq}$ en fonction de paramètres mesurables. En effet, l'hypothèse sur la conservation du volume introduit la mise en équation de $z_{eq}$ tel que :

$$z_{eq} = \frac{n^2}{2}\left[1 - \frac{n^2}{2}\frac{e^{\frac{-n^2}{2}}}{1-e^{\frac{-n^2}{2}}}\right]^{-1}.z_{moy} \tag{C.14}$$

avec $z_{moy}$ la profondeur moyenne du lac calculée comme le rapport du volume du lac $V_{lake}$ par l'aire de surface $A_{lake}$.

De ce fait, l'expression de $n$ peut être approchée par le rapport de la profondeur moyenne par la profondeur maximale qui donne une valeur comparative à la forme du bassin [Wetzel, 2001]. Le rapport pour un lac gaussien est donné par :

$$\frac{z_{moy}}{z_{max}} = \frac{2}{n^2}(1-e^{\frac{-n^2}{2}})\left(1 - \frac{n^2}{2}\frac{e^{\frac{-n^2}{2}}}{1-e^{\frac{-n^2}{2}}}\right) \tag{C.15}$$

Ce rapport peut être relié au paramètre développement du volume $V_d$. Ce dernier paramètre exprime le rapport du volume du lac au volume d'un cône dont la surface basale est égale à la surface du lac et dont la hauteur est égale à la profondeur maximale du lac. Il donne une indication sur la forme concave ou convexe du bassin (Figure C.3). Son expression a été définie par Hutchinson [1957] tel que :

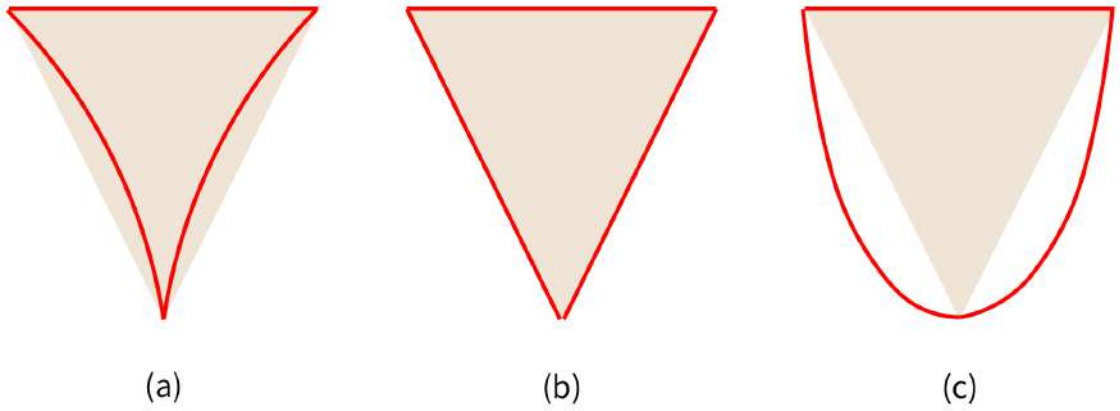



FIGURE C.3 – Figure d'illustation du développement du volume d'un lac dans les trois cas possibles. (a) $V_d < 0.33$, lac convexe. (b) $V_d = 0.33$, lac conique. (c) $V_d > 0.33$, lac concave.

$$V_d = 3.\frac{z_{moy}}{z_{eq}} \tag{C.16}$$

$$= \frac{6}{n^2}\left(1 - \frac{n^2}{2}\frac{e^{\frac{-n^2}{2}}}{1 - e^{\frac{-n^2}{2}}}\right) \tag{C.17}$$

Une valeur inférieure à 0.33 correspond à un lac convexe tandis qu'une valeur supérieure à 0.33 correspond à un lac concave. Dans l'étude historique portant sur 100 lacs, la valeur du développement du volume est supérieure, à certaines exceptions près, à 0.33, pour une valeur moyenne autour de 0.467 [Neumann, 1959]. Pour donner un ordre d'idée, le lac Baïkal (Russie) possède un développement du volume de l'ordre de 0.43 alors que le lac Tahoe (USA) est à 0.62. Une étude plus récente portant sur les lacs Suédois confirme ces valeurs avec valeur moyenne de 0.40 [Johansson et al., 2007]. Johansson et al. [2007], dans son étude, propose aussi une amélioration du paramètre $V_d$ en développant un indicateur de développement hypsographique $H_d$. Il permet de comparer le volume du plan d'eau à celui d'une forme géométrique dont le volume, la surface et la profondeur maximale sont identiques. Le seul inconvénient est que l'expression de cet indicateur repose sur la connaissance de $V_d$ et donc à la fois de la profondeur moyenne et maximale. Dans tous les cas, ces approches permettent de déduire les aires relatives en réponse à une variation de hauteur et inversement.

**Deuxième méthode**

Une autre méthode de résolution du problème consiste à travailler directement sur le paramètre $z_0$. Cette approche se base sur la recherche d'un lien entre la topographie des berges caractérisées par $z_0$ et la profondeur équivalente du lac $z_{eq}$, considérée comme égale à la profondeur maximale.

Dans cette approche, le volume est exprimé selon :

$$V_g = -2\pi\sigma^2 \left[ z_{eq} + z_0 \ln\left(1 - \frac{z_{eq}}{z_0}\right)\right] \tag{C.18}$$

De la même façon que précédemment, la profondeur moyenne issue du rapport entre le volume et l'aire de surface est dépendante de deux paramètres, $z_{eq}$ et $z_0$ :

$$z_{moy} = \frac{z_0}{2}\left[1 + \frac{\frac{z_{eq}}{z_0}}{\ln(1 - \frac{z_{eq}}{z_0})}\right] \tag{C.19}$$

Pour résoudre cette équation, il convient de connaitre soit directement la topographie des berges autour du lac ($z_0$), soit l'aire de deux sections horizontales du lac .
Le rapport des aires donne alors :

$$\frac{A_{lake}}{A_{z_1}} = \frac{\ln\left(\frac{-z_0}{z_{eq} - z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_1 - z_0}{z_{eq} - z_0}\right)} \tag{C.20}$$

avec $A_{z_1}$ l'aire de la section horizontale à la profondeur $z_1$.

Dans cette configuration, il s'agit de résoudre l'équation $f(x) = 0$ telle que :

$$f(x) = \frac{\ln\left(\frac{-x}{z_{eq} - x}\right)}{\ln\left(\frac{z_1 - x}{z_{eq} - x}\right)} - \frac{A_{lake}}{A_{z_1}} \tag{C.21}$$

Cette fonction est la composée de fonctions monotones définies sur $\mathbb{R}^{+*}$ qui admet, s'il existe, un unique zéro.

Dans les deux méthodes précédentes, la résolution de l'équation donnant $n$ ou $z_0$, la détermination des autres paramètres $\sigma$ et $z_{eq}$ est directe.

L'intérêt d'une telle méthode par rapport aux méthodes utilisant une forme conique ou

sinusoïdale est qu'ici il existe un degré de liberté supplémentaire. Ce degré complexifie les développements mais en contrepartie fournit un paramètre $n$ qui peut être utilisé pour calibrer la courbe hypsométrique théorique afin de minimiser la distance par rapport à la courbe hypsométrique réelle. Après calibration, il est possible d'extrapoler ce paramètre suivant des classes de lacs sur la base de données géomorphologiques, climatiques ou topographique comme cela se fait déjà [Johansson et al., 2007, Koshinsky, 1970].

## C.3 Validation préliminaires

À la date de rédaction de ce manuscrit, la validation du modèle gaussien n'a pas été finalisée et il reste encore des pistes à exploiter pour présenter la totalité de l'étude.

### C.3.1 Exemples d'applications

Pour montrer l'utilisation possible de cette hypsométrie, deux lacs ont été utilisés en exemple : le lac Tan et le lac Namco (FIG CARTE Globale). Le choix n'est pas arbitraire et se base sur la disponibilité de données fiables.
Pour le lac Tana, les données sont issues de l'étude de Kebedew et al. [2020]. Ainsi l'équation hypsométrique ainsi que des données sur la variation de cote de surface sont disponibles. Pour les deux autres lacs, les données sur les niveaux de lac sont issus de la base de données Hydroweb. En complément, l'étude de Li et al. [2019] diffuse des hypsométries validées pour les lacs du plateau tibétain.

#### Lac Tana

La relation empirique qui lie l'aire du lac Tana à la profondeur a été proposée et validée par Kebedew et al. [2020] avec un coefficient de détermination de 0.9972. Cette expression s'écrit sous la forme d'un polynôme du troisième degré, tel que :

$$A_H = 0.88.(H-1772)^3 - 35.02.(H-1722)^2 + 537.46.(4-1722) - 62.4 \tag{C.22}$$

avec $H$ l'altitude au-dessus du niveau de la mer (m) et $A_H$ l'aire du lac à cette profondeur ($km^{.2}$)

Cette étude donne aussi accès aux variations de niveau du lac ainsi qu'aux paramètres de profondeur moyenne, de profondeur maximale et d'aire de surface. Ces paramètres sont regroupés dans le tableau C.1.

Tableau C.1 – Principales caractéristiques du lac Tana et du lac Namco.

| | Tana | Namco |
|---|---|---|
| Profondeur moyenne (m) | 9.7 | 33 |
| Profondeur maximale (m) | 14.8 | 125 |
| Superficie ($km^2$) | 3046 | 1920 |
| Altitude maximale (m) | 1787 | 4725 |
| Altitude minimale (m) | 1784 | 4719.8 |
| Altitude moyenne (m) | 1786.53 | 4723.7 |

Grâce à ces valeurs, il est possible d'initialiser le calcul des hypsométries sous forme gaussienne, conique et empirique.

La figure C.4 montre que la distribution d'erreur est croissante pour un facteur de dispersion $n$ croissant.

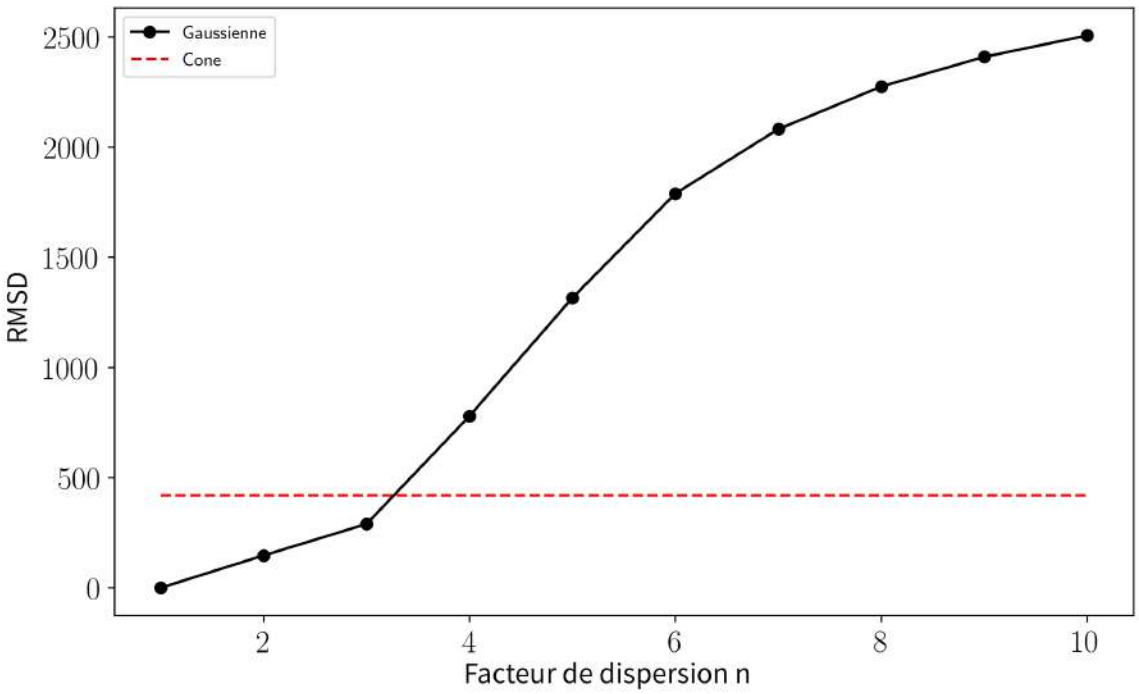



FIGURE C.4 – Distribution du RMSD entre les hypsométries théoriques (cône, gaussienne) et l'hypsométrie empirique pour le lac Tana.

Ainsi les erreurs sont globalement plus faibles dans un intervalle de valeurs situés autour de un. En comparant avec les simulations sous forme de cône, il est aussi possible de remarquer que pour des facteurs de dispersion inférieur à 3, les erreurs sont nettement réduites.
Les résultats montrent aussi l'intérêt d'utiliser cette méthode puisque dans ce cas,

il est possible de choisir la configuration qui correspond le mieux à la morphologie du lac. Dans le cas du lac Tana, sa morphologie particulière (grande superficie mais profondeur moyenne faible) est bien représentée par l'approche gaussienne (un faible facteur de dispersion équivaut à une profondeur maximale faible et donc à une aire de surface étendue).

### Lac Namco

Cette méthode a aussi été appliquée au lac Namco qui possède une morphologie similaire au lac Tana mais dans une région climatique totalement différente. Les données hypsométriques se basent ici sur l'étude de Li et al. [2019]. Dans cette étude, les courbes hypsométriques sont issues de l'analyse d'images Landsat. Dans le cas du lac Namco, le coefficient de détermination est de 0.87 et suivant une équation polynomiale du second degré :

$$A_H = 2.43.(H - 4724.5)^2 + 5.55.(H - 4724.5) + 1970.1 \tag{C.23}$$

Cependant cette étude ne propose pas de données de variations d'altitude du niveau d'eau. Pour ces données, la base Hydroweb a été utilisée. Il a été possible de récupérer les chroniques de variations de niveau représentées sur la figure C.5 sur la période 2005-2020. Les caractéristiques du lac sont regroupées dans le tableau C.1.

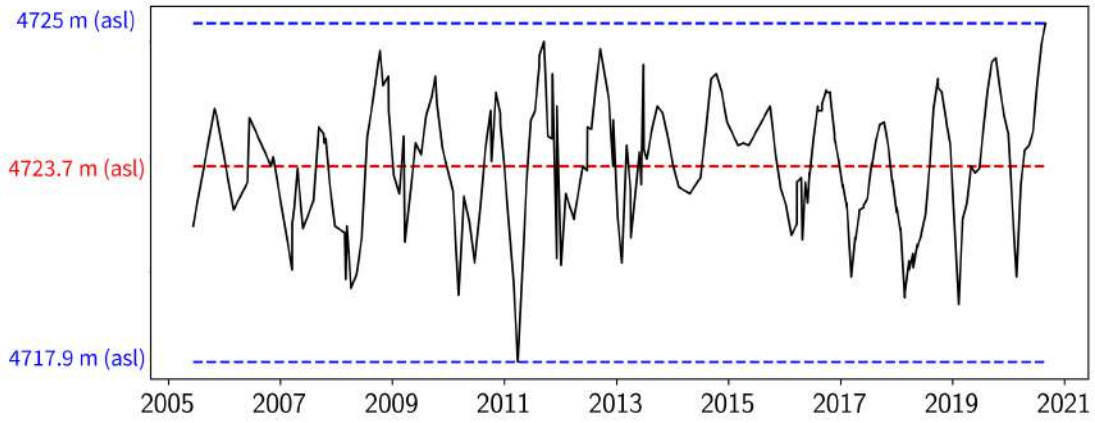



FIGURE C.5 – Série temporelle des variations d'altitude de la cote de surface du lac Namco issue de la plateforme Hydroweb sur la période 2005-2020.

Les résultats sont similaires à ceux observés pour le Tana (Figure C.6. Comme la morphologie est similaire (faible profondeur et surface étendue), la gamme de valeur qui possède les erreurs les plus faibles se trouvent pour des facteurs de dispersion inférieur à 3.

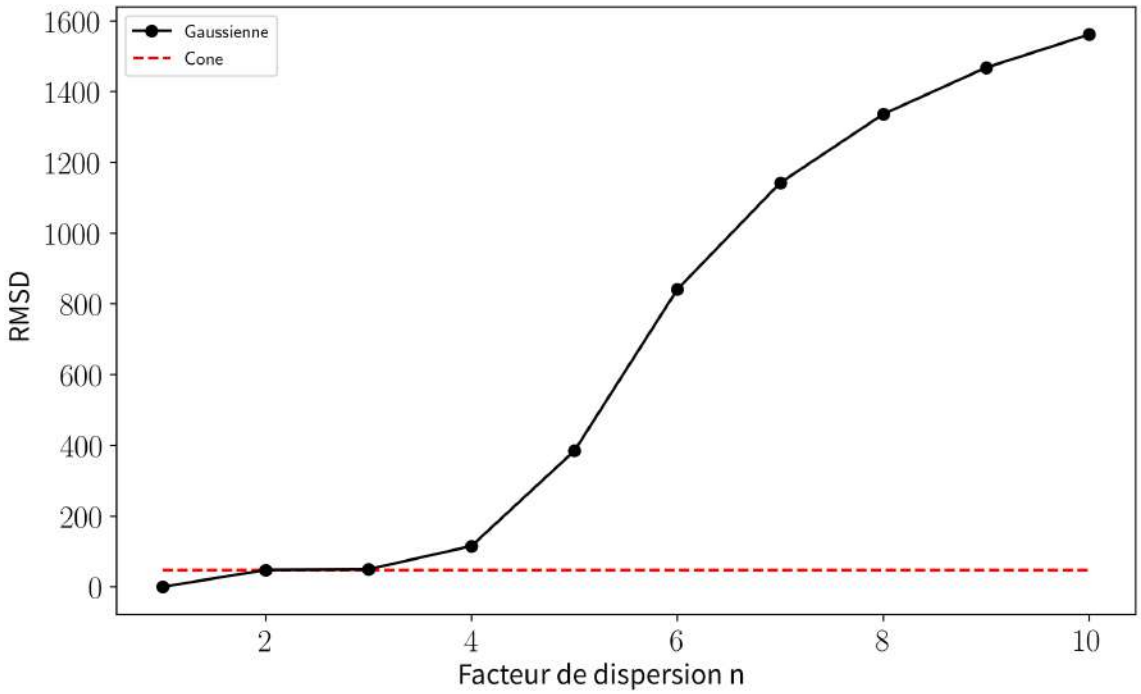



FIGURE C.6 – Distribution du RMSD entre les hypsométries théoriques (cône, gaussienne) et l'hypsométrie empirique pour le lac Namco.

## C.4 Discussions/Perspectives

Ce chapitre propose le développement d'un modèle de description de la bathymétrie des lacs pour une application à l'échelle globale. Par la suite, la description de cette bathymétrie est utilisée pour déterminer des courbes hypsométriques donnant l'évolution de l'aire des sections horizontales du lac selon la profondeur.
Cette méthode basée sur une hypothèse gaussienne nécessite la connaissance de certains paramètres morphologiques, comme l'aire du lac ou la profondeur moyenne, ainsi que des paramètres liés à la topographie ou à la forme du bassin.
L'intérêt d'utiliser une telle approche repose sur la possibilité d'optimiser la courbe hypsométrique théorique avec des courbes réelles afin d'améliorer la représentation de la dynamique verticale des lacs. Le développement de ce genre d'approche s'adresse principalement aux zones de grande densité lacustre généralement très peu instrumentées à défaut des grands lacs dont les bathymétries sont connues. L'autre intérêt est d'apporter un degré de liberté facilitant la calibration sur les observations et permettre ainsi une estimation des variations de profondeur ou d'aire affinée.

Les résultats préliminaires démontrent une certaine capacité du modèle à s'adapter à la géométrie des lacs et notamment pour la représentation de la zone superficielle.

De plus, le modèle semble s'adapter aux lacs, quelle que soit leur localisation ou leur origine. L'analyse sur deux lacs ne permet pas de tirer des conclusions générales confirme l'intérêt d'analyser cette méthode à une plus grande échelle. L'adaptablilité du modèle est particulièrement importante dans la perspective d'un couplage de MLake avec un modèle d'atmosphère. Les flux d'évaporation sont sensibles à la surface mais aussi à la profondeur du lac. Ainsi, plus le modèle est précis dans sa prescription des paramètres morphologiques et plus les flux en sortie seront réalistes. Pour les mêmes raisons, elle offre un avantage en hydrologie pour un suivi plus précis de la dynamique du marnage et, par conséquent, du calcul des débits d'effluents. La charge en eau au dessus du seuil est un des prédicteurs contrôlant le débit de déversement. Dans ce cas, une représentation réaliste de l'hypsométrie devrait affiner la simulation de cette charge en eau et par conséquent le réalisme des débits en sortie devrait être amélioré.

Il reste cependant des étapes essentielles afin de valider entièrement cette approche. Ces étapes portent sur la mise en place d'une méthode de détermination des prédicteurs de calibration, que ce soit le facteur morphologique $n$ ou le facteur topographique $z_0$. Dans tous les cas, cette validation est restreinte par le manque de données de validation à l'échelle globale. Les données hypsométriques sont rares, locales et plus souvent déduites indirectement de paramètres externes qu'issues de levés bathymétriques.
Dans cette perspective, la future mission spatiale SWOT comblera en partie ce manque avec l'acquisition et le traitement de données de surface et de hauteurs plusieurs fois par cycle de 21 jours [Biancamaria et al., 2016]. Au premier ordre, ces données assureront une validation du modèle par la détermination des facteurs de calibration pour ensuite suivre les stocks d'eau des différents lacs. Dans le cas où plusieurs mesures d'aire sont nécessaires pour entraîner le modèle, les données de la mission pourront servir de jeux de données d'entrées pour déterminer la configuration la moins biaisée pour chaque lac. Du fait de la couverture spatiale étendue de la mission, les jeux de données assureront aussi l'alimentation d'un modèle d'apprentissage machine en données quantitatives pour la détermination des variations régionales du paramètre de forme.

Néanmoins cette méthode comporte des biais systématiques qui sont difficilement évitables à l'échelle de travail. Ainsi de nombreuses études démontrent l'intérêt d'utiliser la topographie, en association de l'aire, autour du lac comme prédicteurs de la forme du bassin lacustre et notamment de sa profondeur maximale [Hollister and Milstead, 2010, Sobek et al., 2011]. Ces études confirment donc l'idée selon laquelle ces paramètres sont utiles pour déduire une forme pertinente de bassin. Ces méthodes

restent régionalement efficaces mais localement imprécises [Oliver et al., 2016]. En effet, seul 36% à 50% de la variabilité de la profondeur maximale est expliquée par la topographie alentour, le reste étant dû à des processus non représentés tel que l'érosion ou la sédimentation [Hollister et al., 2011]. Les modèles incluant les topographies ne corrigent pas ces valeurs et une déviation systématique apparaît amenant à une surestimation des profondeurs. À ces limites s'ajoute l'hypothèse restrictive qui considère que les lacs situés dans une même zone ont une morphologie similaire. Choulga et al. [2014] dans son étude sur la zone boréale a montré que cette hypothèse était vérifiée pour prescrire la profondeur moyenne et il reste donc à valider l'hypothèse sur les formes de bassin.

Pour la correction des flux évaporatifs, il est aussi possible d'appliquer directement un facteur de pondération, corrélé à la contraction ou l'augmentation de la surface d'eau et aux forçages. Cette solution est proposée pour le modèle WaterGap [Müller Schmied et al., 2020]. À chaque pas de temps, l'aire est recalculée suivant un facteur de réduction $r$ tel que :

$$A = r.A_{max} \tag{C.24}$$

avec $A_{max}$ l'aire maximale du lac issue de la base GLWD [Lehner and Döll, 2004] pour les lacs ou la base GRanD pour les réservoirs [Lehner et al., 2011].

L'expression de ce facteur étant directement reliée à la variation de stock au cours du pas de temps :

$$r = \left( \frac{|V_t - V_{max}|}{2V_{max}} \right)^p \tag{C.25}$$

avec $V_t$ le stock du lac au pas de temps $t$, $V_{max}$ la capacité maximale du lac et $p$ l'exposant de réduction égal à 3.32 [Müller Schmied et al., 2014].

Ces méthodes sont dans tous les cas dépendantes des développements annexes à effectuer sur la représentation de la surface. À ce jour, le calcul des bilans dans la plateforme SURFEX est contraint par une couverture du sol issue de la carte ECOCLIMAP restant statique. L'ajout d'une surface dynamique impose donc une réflexion sur la prise en compte de zones humides recouvertes d'eau de façon semi-permanente. Ce travail devrait se baser sur un renouvellement des cartes de couvertures tel que proposé par Pekel et al. [2016]. L'introduction de cartes dynamiques devient donc nécessaire pour gérer l'évolution des surfaces en eau. À cela s'ajoute la nécessité de prendre en compte les transferts latéraux entre ces zones humides et les lacs. En effet, dans le cas simple de la mise en place d'un facteur de réduction pour corriger les

flux de masse, il est important de s'assurer que le bilan de masse soit fermé. Pour cela, la part de masse qui ne sort pas du lac par évaporation doit être quantifiée autrement dans le réseau. Une paramétrisation des échanges zones humides/lacs pourraient être développée sur la base du ratio entre la charge hydraulique du lac et celle du sol environnant (basé par exemple sur l'humidité des sols).
En conclusion, le développement d'une morphologie de lac à l'échelle globale et son introduction dans le modèle ISBA-CTRIP est dépendante de plusieurs développements à intégrer.

Annexe D

# Publication issue de la conférence conjointe IAGLR-EELS

---

Cette annexe présente une publication pour laquelle je suis co-auteur et qui fait suite à la conférence internationale sur les grands lacs organisée conjointement par l'European Large Lakes Symposium et l'International Association for Great Lakes Research à Evian-les-Bains du 23 au 28 septembre 2018.
Cette publication est intégrée à une série d'articles scientifiques ayant pour objectif de synthétiser les connaissances actuelles dans des domaines précis afin de faire écho aux conséquences environnementales et sociétales engendrées par l'activité humaine et le changement climatique.
Dans cet esprit, un exercice a été fait pour rassembler les enjeux actuels et futurs concernant les grands lacs et pour poser le cadre actuel qui gouverne les changements intrinsèques à ces environnements uniques. Ce papier balaie donc un éventail de connaissance allant du climat, à l'étude des microplastiques en passant par l'écologie ou la microbiologie.

Journal of Great Lakes Research 46 (2020) 686–702

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Great Lakes Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/ijglr

Review

# Scientists' Warning to Humanity: Rapid degradation of the world's large lakes

Jean-Philippe Jenny [a,*], Orlane Anneville [a], Fabien Arnaud [b], Yoann Baulaz [a], Damien Bouffard [c], Isabelle Domaizon [a], Serghei A. Bocaniov [d], Nathalie Chèvre [e], Maria Dittrich [f], Jean-Marcel Dorioz [a], Erin S. Dunlop [g], Gaël Dur [h], Jean Guillard [a], Thibault Guinaldo [i], Stéphan Jacquet [a], Aurélien Jamoneau [j], Zobia Jawed [k], Erik Jeppesen [l,m], Gail Krantzberg [k], John Lenters [n,o], Barbara Leoni [p], Michel Meybeck [q], Veronica Nava [p], Tiina Nõges [r], Peeter Nõges [r], Martina Patelli [p], Victoria Pebbles [s], Marie-Elodie Perga [e], Serena Rasconi [a], Carl R. Ruetz III [t], Lars Rudstam [u], Nico Salmaso [v], Sharma Sapna [w], Dietmar Straile [x], Olga Tammeorg [r,y], Michael R. Twiss [z], Donald G. Uzarski [aa], Anne-Mari Ventelä [ab], Warwick F. Vincent [ac], Steven W. Wilhelm [ad], Sten-Åke Wängberg [ae], Gesa A. Weyhenmeyer [af]

[a] *Université Savoie Mont Blanc, INRAE, CARRTEL, 74200 Thonon-les-Bains, France*
[b] *Université Savoie Mont Blanc, CNRS, EDYTEM, 73100 Chambéry, France*
[c] *Eawag, Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, Surface Waters – Research and Management, Kastanienbaum 6047, Switzerland*
[d] *Department of Earth and Environmental Sciences, University of Waterloo, Waterloo, ON N2L3G1, Canada*
[e] *IDYST, Faculty of Geosciences and Environment, University of Lausanne, 1015 Lausanne, Switzerland*
[f] *University of Toronto Scarborough, Physical and Environmental Sciences, Toronto, ON, Canada*
[g] *Aquatic Research and Monitoring Section, Ontario Ministry of Natural Resources and Forestry, Peterborough, Ontario K0L2G0, Canada*
[h] *Creative Science Course (Geosciences), Faculty of Science, Shizuoka University, Japan*
[i] *CNRM, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, 42, avenue Gaspard Coriolis, Toulouse, France*
[j] *INRAE, UR EABX, 50 avenue de Verdun, Cestas, France*
[k] *McMaster University, W. Booth School of Engineering Practice and Technology, Hamilton, ON, Canada*
[l] *Department of Bioscience and Arctic Research Centre, Aarhus University, Silkeborg, Denmark*
[m] *Limnology Laboratory, Department of Biological Sciences and Centre for Ecosystem Research and Implementation, Middle East Technical University, Ankara, Turkey*
[n] *Great Lakes Research Center, Michigan Technological University, 1400 Townsend Drive, Houghton, MI USA*
[o] *Center for Limnology, University of Wisconsin-Madison, 3110 Trout Lake Station Drive, Boulder Junction, WI USA*
[p] *University of Milano-Bicocca, Department of Earth and Environmental Sciences, Piazza della Scienza 1, Milan, Italy*
[q] *METIS (UPMC/CNRS/EPHE), UMR 7619, Sorbonne-universitée, 4, place de Jussieu, Paris Cedex, France*
[r] *Centre for Limnology, Institute of Agricultural and Environmental Sciences, Estonian University of Life Sciences, Kreutzwaldi 5, 510006 Tartu, Estonia*
[s] *Great Lakes Commission, 1300 Victors Way, Suite 1350, Ann Arbor, MI 48108, USA*
[t] *Grand Valley State University, Annis Water Resources Institute, 740 W. Shoreline Drive, Muskegon, MI, USA*
[u] *Cornell Biological Field Station, Department of Natural Resources, Cornell University, Ithaca, NY, 14850, USA*
[v] *Department of Sustainable Agro-ecosystems and Bioresources, Research and Innovation Centre, Fondazione Edmund Mach, Via E. Mach 1, 38010 San Michele all'Adige, Italy*
[w] *Department of Biology, York University, Toronto, Ontario, Canada*
[x] *Limnological Institute, University of Konstanz, Mainaustr. 252, 78464 Konstanz, Germany*
[y] *Ecosystems and Environmental Research Programme, University of Helsinki, Viikinkaari 1, 00014 Helsinki, Finland*
[z] *Department of Biology, Clarkson University, Potsdam, NY 13699, USA*
[aa] *Central Michigan University, Institute for GreatLakes Research and CMU Biological Station, Mt. Pleasant, USA*
[ab] *Department of Aquatic Environment, Pyhäjärvi Institute, Eura, Finland*
[ac] *Département de Biologie, Takuvik & Centre for Northern Studies (CEN), Université Laval, Québec, QC, Canada*
[ad] *Department of Microbiology, University of Tennessee, Knoxville, TN 37996, USA*
[ae] *University of Gothenburg, Marine Sciences, Carl Skottsbergs gata 22, Gothenburg, Sweden*
[af] *Department of Ecology and Genetics/Limnology, Uppsala University, Norbyvägen 18D, 752 36 Uppsala, Sweden*

ARTICLE INFO

*Article history:*
Received 27 May 2019
Accepted 12 May 2020
Available online 25 May 2020
Communicated by Brigitte Vinçon-Leite

ABSTRACT

Large lakes of the world are habitats for diverse species, including endemic taxa, and are valuable resources that provide humanity with many ecosystem services. They are also sentinels of global and local change, and recent studies in limnology and paleolimnology have demonstrated disturbing evidence of their collective degradation in terms of depletion of resources (water and food), rapid warming and loss of ice, destruction of habitats and ecosystems, loss of species, and accelerating pollution. Large lakes

* Corresponding author.
*E-mail address:* Jean-Philippe.Jenny@inrae.fr (J.-P. Jenny).

https://doi.org/10.1016/j.jglr.2020.05.006
0380-1330/© 2020 The Authors. Published by Elsevier B.V. on behalf of International Association for Great Lakes Research.
This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/).

*Keywords:*
Second Warning to Humanity
Large lakes
Global change
Biodiversity loss
Ecosystem services
Eutrophication

are particularly exposed to anthropogenic and climatic stressors. The Second Warning to Humanity provides a framework to assess the dangers now threatening the world's large lake ecosystems and to evaluate pathways of sustainable development that are more respectful of their ongoing provision of services. Here we review current and emerging threats to the large lakes of the world, including iconic examples of lake management failures and successes, from which we identify priorities and approaches for future conservation efforts. The review underscores the extent of lake resource degradation, which is a result of cumulative perturbation through time by long-term human impacts combined with other emerging stressors. Decades of degradation of large lakes have resulted in major challenges for restoration and management and a legacy of ecological and economic costs for future generations. Large lakes will require more intense conservation efforts in a warmer, increasingly populated world to achieve sustainable, high-quality waters. This Warning to Humanity is also an opportunity to highlight the value of a long-term lake observatory network to monitor and report on environmental changes in large lake ecosystems.

© 2020 The Authors. Published by Elsevier B.V. on behalf of International Association for Great Lakes Research. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/).

**Contents**

Introduction . . . 687
General characteristics of large lakes . . . 688
Choice of a quantified definition for "large lakes" . . . 688
Global large-lake characteristics . . . 689
Long-term ecosystem services of large lakes: Their role for humanity . . . 690
Surveillance, warning and programs . . . 690
Major disturbances and threats . . . 691
Complexity of interacting stressors: Insights from successes and failures in restoring the ecological state of large lakes . . . 693
Successful management of eutrophication, but arrival of new problems due to species invasions and warming . . . 694
Failed management of eutrophication . . . 694
Success against invasive species via the use of chemical treatments, while actively seeking alternative control options . . . 694
Failed conservation of lake fauna . . . 695
Failed hydrologic management in the Aral Sea . . . 695
Unexpected consequences of lake restoration . . . 695
New challenges and future threats to large lakes . . . 695
Eutrophication in a changing climate . . . 696
Shoreline modification and wetland loss in the catchment . . . 696
Microplastics . . . 696
Micropollutants . . . 696
Conclusions and perspectives . . . 697
Lessons learned from past management practices . . . 697
Conservation policies for the world's large lakes . . . 697
Contribution list . . . 698
Appendix A. Supplementary data . . . 698
References . . . 698

## Introduction

Fresh waters are the most valuable natural resource on Earth. Lakes provide ecosystem services across four main categories, not only to the human populations directly surrounding them, but also at broader regional and global scales: provisioning, regulating, supporting, and cultural services (Table 1). Large lakes are especially valuable resources in all four categories. They provide drinking water to millions of people, a crucial matter considering that the drinking water insecurity faced by many populations may be exacerbated by increases in drought due to climate change. Food harvested from large lakes is also of cultural and economic importance, and includes fish, invertebrates such as crayfish, and aquatic plants. Fish harvested commercially from large lakes not only provide regional benefits to markets but are also exported around the world. Approximately 1.35 million tons of fish are harvested each year from the 25 largest lakes in the world by commercial or artisanal fisheries, with approximately 95% of this harvest

**Table 1**
List of services provided by large lakes, and specific examples of services. Most of these services are provided by lakes of all sizes and are not restricted to large lakes. However, large lakes represent 90% of the total global lake surface area and hence contribute the major portion of these services. Modified from de Groot et al., (2012).

| | Ecosystem services | Examples |
|---|---|---|
| 1 | Provisioning services | Food, drinking water, industrial water and hydroelectricity, water for navigation, genetic resources, medicinal resources |
| 2 | Regulating services | Water flow regulation, local climate regulation, water quality regulation, regulation of natural risks, transfers or sequestration of elements . . . |
| 3 | Supporting services | Habitats for nursery and reproduction (plant and animal), maintenance of aquatic fauna and flora from micro-organisms to macro-organisms, support of migratory species and wildlife, hot spots of biodiversity |
| 4 | Cultural services | Aesthetics, recreation, inspiration for culture and art, spiritual experience, cognitive and scientific development |

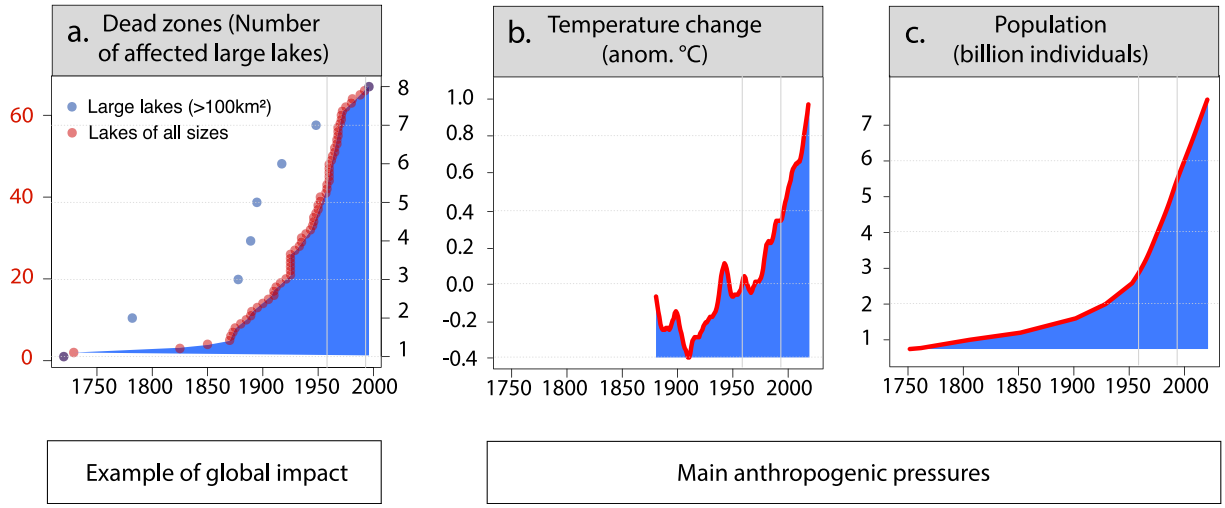



**Fig. 1.** Trends over time for some environmental issues identified in the 1992 Scientists' Warning to Humanity and extent of dead zones in lakes (left axis) and large lakes (right axis) of the world (Jenny et al., 2016a, 2016b). The number of dead zones were inventoried in lake sediment archives (a). In panel (b), global air temperature change, and in panel (c) (in Ripple et al., 2017).

coming from the African large lakes (Sterner et al., 2020). In developing countries and indigenous communities especially, the food provided by large lakes can represent key components of the diet. Aquaculture, a growing industry within the waters of several large lakes (*e.g.,* Jia et al., 2015), also provides a source of protein to a growing human population, along with employment opportunities and economic benefits. Large lakes can offer supplemental resources to human populations, or in some regions the necessary resources to sustain populations (Carpenter et al., 2007). Large lakes also provide important shipping corridors for trade, as is the case with the Laurentian Great Lakes. Regulating services — benefits obtained by regulating ecosystem processes — provided by large lakes include safe harbors (protection from storms), erosion and sedimentation regulation, water storage, hydroelectric power generation potential, water quality regulation, and waste assimilation. In terms of non-material benefits or cultural services, large lakes offer remarkable aesthetic experiences (viewscapes), recreational (boating, fishing, beach use) and tourist opportunities, and places of spiritual respite that humans value immeasurably. As with other ecosystems, the variability in ecosystem services provided by large lakes depends on their underlying ecology and the current state of their environment that is closely connected to the surrounding watershed (Soranno et al., 2010).

Environmental degradation often results in a loss of ecosystem services that support human societies (Chanda, 1996). Degradation of lake ecosystems is evident worldwide, threatening the functioning of these ecosystems and the necessary services they provide at a global scale (Fig. 1, Keeler et al., 2012). Future threats to large lakes include the overexploitation of resources (water and food), inputs of excess nutrients and harmful algal blooms, changing climate, overfishing, species invasions, infectious diseases, expanding hydropower, acidification, contaminants, emerging organic pollutants, engineered nanomaterials, microplastic pollution, artificial light and noise, freshwater salinization, and the cumulative effects of multiple stressors. Lake sediment archives keep track of the extent to which lakes have departed from their so-called pre-Anthropocene status (Keeler et al., 2012), following a dynamics of change synchronized to the "Great Acceleration" phase of human pressures on the Earth since around 1950 (Steffen et al., 2007).

Past alteration of large lakes is also reducing their capability to resist new threats, and degradation of water quality will continue because of the cumulative impact of ongoing local pressures, synergies between stressors, and the imposition of global stressors (climate, volatile compounds, and invasive species). Even in regions that successfully combatted environmental degradation such as eutrophication, new threats are emerging, with consequences for large lakes and their ecosystem services that are difficult to fully predict. These impacts are altering large lake ecosystems and services in unprecedented ways, causing widespread concern among freshwater scientists.

We believe there is an urgent need to alert world nations about the current state and trajectory of the world's large lakes. In less than a century, the effects of rapid population growth and lack of adequate attention to environmental protection have resulted in striking perturbations to freshwater ecosystems across the planet, including the world's large lakes. More broadly, the initiative follows the joint European Large Lakes Symposium (ELLS)-International Association for Great Lakes Research (IAGLR) 2018 conference "Big Lakes - Small World", held in Evian (France) in September 2018, which brought together scientists working on large lakes around the world. Here, the participating authors make use of their broad expertise and knowledge of these global resources and present an updated assessment of the threats, both long-term and emerging, that confront large lakes of the world today. We begin by summarizing the ecosystem services of large lakes and the long-term and new threats that they are experiencing. We then examine some of the successes, but also failures, in the management of large lakes. We end this article with a set of recommendations on conservation policies and approaches to protect and sustain the world's large lakes.

## General characteristics of large lakes

### *Choice of a quantified definition for "large lakes"*

The International Association for Great Lakes Research (IAGLR; http://iaglr.org/lakes/) uses a definition of large lakes based on the analysis by Herdendorf (1982), defining Great Lakes to be inland waters greater than 500 km$^2$ in area, which encompasses the Laurentian Great Lakes and many other large lakes of the world. Herdendorf did leave open the need for additional input to refine this definition. For the present paper, our aim was to identify a subset of larger waterbodies as a sentinel network to track and assess global change in the past and pre-

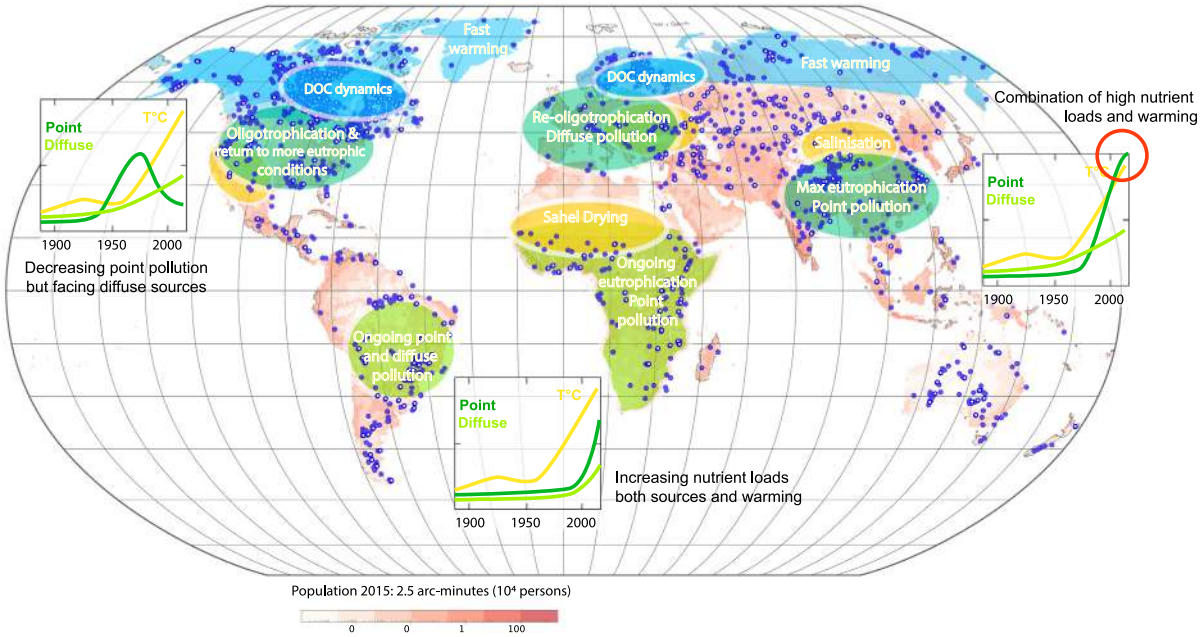



**Fig. 2.** Stressors in large lake ecosystems of the world are represented by examples of point and diffuse nutrient pollution, and climate forcing. Note the different intensity and the accumulation of climate and warming forcing for different regional contexts. Contrasted situations are presented (for Eastern China, Europe and North America, and for Southern Hemisphere). World distribution of large lakes larger than 100 km$^2$ (blue dots), lakes larger than 500 km$^2$ (blue open circles) and human population density (background map, Center for International Earth Science Information Network-CIESIN-Columbia University, 2015). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

sent. Specifically, we analyzed the global distribution of lakes to identify a size class that would cover gradients of hydrological (Electronic Supplementary Material (ESM) Appendix S1, Fig. S1, S2), geochemical, and climatic conditions (ESM Fig. S3). Based on these criteria, the size class of ≥ 100 km$^2$ was selected, and is adopted here as a definition of "large lakes". The lakes of this size class encompass a wide range of human and environmental conditions, including a diverse range of biomes, geological origins and salinities, and they are well spread out across the world (Fig. 2 and ESM Fig. S3). As a result of their large size, they share some limnological properties, to varying extents (see next section), and collectively they have enormous economic (ESM Table S1) as well as ecological value. Here we believe that our summary of the issues for large lakes would still apply even if a different size-based definition were used.

*Global large-lake characteristics*

In total, 1,709 inland waters meet our ≥100 km$^2$ criterion for large lakes, and their global distribution is shown in Fig. 2. If we consider lakes of all ages and origins, including tectonic, volcanic, alluvial, glacial, moraine, karstic, and human-made waterbodies such as dams and reservoirs, then large lakes represent only 0.2% of the total number of lakes in the world greater than 0.1 km$^2$. However, they account for nearly 90% of the total surface area (1,773,306 km$^2$) and volume (178,772 km$^3$) of the world's lakes. These large lakes vary greatly in many of their limnological attributes, but as an overall class of waterbodies, they differ from smaller lakes in terms of the following characteristics, in descending order (ESM Fig. S4): 1) larger water volumes; 2) larger watersheds; 3) greater shoreline length; 4) greater water inflows; 5) greater depth; 6) greater shore development; and 7) greater influence of wind due to a much larger fetch and wave action (ESM Fig. S4, Table S2). These properties have direct and indirect consequences on the exposure to stressors, the intensity of the impacts, the effectiveness of environmental management actions, and the duration of recovery. For instance, the most rapid climate-induced warming for many large, deep, dimictic lakes can be found at the surface of the deepest, offshore waters (*e.g.*, Lakes Superior, Michigan, Huron (Woolway and Merchant, 2018). This is due to the high sensitivity of the date of stratification to climate warming (Austin and Colman, 2007; Zhong et al., 2016) which is a result of the lakes' significant depth. Shallower lakes such as Lake Erie do not show such high sensitivity (Zhong et al., 2016).

A coastal catchment zone extending 10 km inland was selected (Allan et al., 2017) to estimate the spatial extent of services provided around large lakes, and we calculated that this size class of lake ecosystems could directly provide services to 131 million people in their coastal zones (Fig. 3, ESM Fig.S1). Additional support for this 10-km boundary is found in the analysis that shows that 10% of the world's population lives further than 10 km from a surface freshwater body (Kummu et al., 2011). This estimate is likely to be conservative given that many large lakes provide services to populations that reside at distances well beyond 10 km from the lake. For example, Lake Biwa provides drinking water via aqueducts for 15 million people in the Kansai region of Japan, the Laurentian Great Lakes provide drinking water to 48 million people, and Lake Chad provides water to over 30 million people at the edge of the Sahara. Large lakes are present in 105 of the world's 195 countries (Fig. 3), and at least 10 such lakes occur in each of the hydrologic zones defined by Meybeck et al. (2013), indicating that this global network of waters spans a wide gradient of conditions (Fig. S2).

In spite of monitoring issues related to their size, many large lakes are well-monitored ecosystems. Resulting datasets of environmental parameters are shared among networks such as the Great Lakes Observing System (GLOS) and the Global Lake Ecological Observatory Network (GLEON), the latter of which references almost half of their sites as large lakes. This ≥100 km$^2$ size class of lakes provides an exceptional network of sentinels of environmental change, and the ensemble of these long-term datasets provides a valuable resource to better understand their functioning and vulnerability to global and local threats.

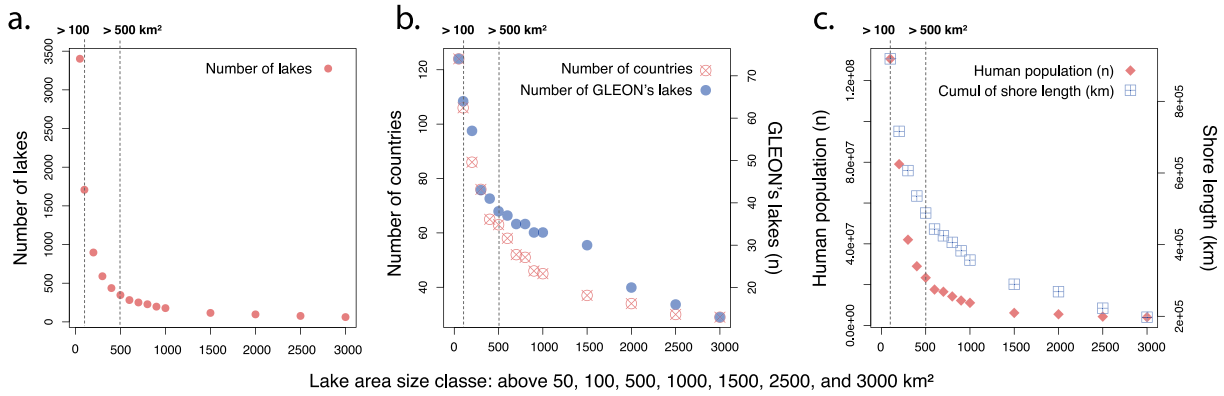



**Fig. 3.** Effect of different size classes on the spatial distribution and abundance of large lakes in the world. a. Number of lakes by lake size class, b. number of countries and GLEON's lakes by size class (Sharma et al., 2015), and c. sum of shore length and number of human population by size class of lakes. Note the exponential increase in the number of countries and humans affected by lake services as we include lakes of smaller size.

*Long-term ecosystem services of large lakes: Their role for humanity*

On geological timescales, the rise of human civilization during the Neolithic around 12,000 years ago is concomitant to the proliferation of lakes, a "Lake Age" following a glacial period when most lakes in the Northern Hemisphere were covered by ice or did not yet exist. The contribution of lakes to human resources and to the regulation of biogeochemical cycles is therefore particularly important at the human scale. Over the last few centuries, societal awareness and the value of provisioning, regulating, or cultural ecosystem services (Table 1) provided by large lakes have shifted, often in response to a growing human population and previous ecosystem degradation. Large lakes provide critically important benefits to all humanity (Table 2), and they need increasing care and attention to meet the growing demands for their ecosystem services at a time of increasing threats of ecosystem degradation.

From water samples and sediment records, lakes can provide a detailed record of land, hydrologic, or atmospheric degradation (*e.g.*, Davis, 2015; Jenny et al., 2019; Williamson et al., 2009), thereby yielding insights into human interactions with the environment at multiple spatial and temporal scales. Given their integrative behavior, including as the lowest points in the landscape, the world's lakes may be thought of as a vast, spatially distributed network of sentinels of environmental change (Williamson et al., 2009), a concept we build upon here by proposing a sentinel network of large lakes. Certain lakes are especially sensitive indicators of environmental change, for example polar and alpine lakes that are strongly influenced by climate warming effects on the cryosphere, and that lie at remote locations where the arrival of long range contaminants can be detected (Bourgeois et al., 2018; Vincent, 2018). Lakes are also sentinels of local human pressure, pollution, and ecological impacts, particularly large lakes, which integrate the impacts of human activities on land use, mass fluxes, pollutant transfers, and management interventions, all extending over large areas. Large lakes therefore provide evidence of socio-ecological resilience and are an integrative measure of humanity's willingness to protect and sustain their environment.

About half of the world's largest lakes are ancient waterbodies that existed before the last glaciation, and sometimes for millions of years (Hampton et al., 2018). These lakes not only record long histories of environmental variation and human activity in their sediments, but also contain very high levels of biodiversity and endemism (Hampton et al., 2018; Vincent, 2018). These ancient ecosystems and other large lakes are natural laboratories for wider understanding, including as model systems to study evolutionary processes.

*Surveillance, warning and programs*

There is a long history of limnological research on the degradation of large lakes and the causal mechanisms of change. This work has given rise to public alerts and has stimulated restoration

**Table 2**
List of services provided by large lakes, related lake properties in each service class, and specific examples of services.

| | Services related to Observation and warning | Related characteristics | Examples |
|---|---|---|---|
| 1 | Earth System integrators | Lake area, volume, depth lakeshore length; Lake:watershed; position within fluvial systems, and Earth system, sensitivity to climate variability | Climate and atmospheric regulation (local and regional), mitigation (buffer) of water volumes and quality and hydric-pollution transfer to the sea: storage of particulate matter, biogeochemical reactors (erosion, carbon circulation, water-storage), Mostly equivalent to 'regulating services' |
| 2 | Natural laboratories | Depth, age, origin, morphology, basin/ lake ratio; water renewal time, salinity, chemistry, microbiology, endemism, species colonization | Lake system functioning, basic processes (water chemistry interface, chemotrophic microbiota, speciation, paleo-limnology, ecological responses to natural or anthropogenic perturbations etc). |
| 3 | Sentinels of global and local changes | Length of hydrological, thermal, chemical and ecological records; position within biomes; paleo-limnological records | Surveillance of climate and human impacts on biota, habitat, physics and geochemical cycles. |
| 4 | Natural archives of human history | Riparian population, drinking water supply, other irreplaceable economic resources; documented historical records; evidence of past /present spiritual value, land cover and uses | Anthropocene, witness of human history, Interaction of human with nature, changes in how human value lakes, but also land ecosystems |

**Table 3**
Examples of some international and national frameworks to manage large lakes.

| Programs | Year | Countries | Description |
|---|---|---|---|
| International/Multi-national | | | |
| Boundary Waters Treaty | 1909 | Canada (Great Britain), USA | Treaty for comprehensive sharing of waters between these two nations, including the Great Lakes. |
| Laurentian Great Lakes Coastal Wetland Monitoring Program | 1996 | US, Canada | Assess coastal wetlands (Cooper et al, 2018; Uzarski et al., 2017, 2019) |
| EU Water Framework Directive (WFD) | 2000 | European Union countries | Legislative framework for assessing and protecting ecological status of all aquatic ecosystems (Directive 2000/60/EC; WFD, 2019) |
| The Great Lakes Water Quality Agreement Protocol (GLWQA) | 1972, 1978, 1987, 2012 | US and Canada | Commitment to restore and maintain the integrity of the Laurentian GL waters |
| Commission Internationale pour la Protection des Eaux du Léman (CIPEL) | 1963 | Switzerland and France | Commission responsible for monitoring the quality of the water in Lake Geneva, in the Rhône and in their tributaries |
| International Commission for the Protection of Lake Constance (IGKB) | 1959 | Germany, Austria, Switzerland and Liechtenstein | Observation, recommendation for coordinated preventive measures, and discussion of planned utilization of the lake. |
| The Great Lakes Basin Compact (GLC) | 1955 | Eight US states and Ontario and Quebec, Canada | Enable transboundary cooperation on lake management |
| National/Domestic | | | |
| Canada Ontario Agreement (COA) | 1994 | Canada | Restore, protect, conserve Laurentian Great Lakes water quality and ecosystem health |
| Great Lakes Restoration Initiative (GLRI) | 2010 | USA | Restore, protect, conserve Laurentian Great Lakes water quality and ecosystem health |
| Water Pollution Prevention and Control (WPPC) Law | 1984 | China | Water management to ensure emergency and back-up water resources are available in cities |
| Single large lake policies | | | |
| Programs | Year | Lakes | Description |
| Aral Sea Program | 1995 | Aral Sea | Restoring the Aral Sea to its former level |
| Convention on the Legal Status of the Caspian Sea | 2018 | Caspian Sea | How to divide up the potentially huge oil and gas resources |
| Framework Convention for the Protection of the Marine Environment of the Caspian Sea | 2006 | Caspian Sea | Protection of the Caspian environment from all sources of pollution |
| Lake Victoria Environmental Management Program (LVEMP) | 2011 | Lake Victoria, Africa | Tackle environmental challenges of lake basin over the long-term and improve welfare of inhabitants that depend on its resources |
| Canada-Ontario Lake Erie Action Plan, under the Great Lakes Protection Act (2015) | 2018 | Lake Erie | Reducing P loads to the western and central basins of Lake Erie by 40% by 2025 |
| Convention on the sustainable management of Lake Tanganyika | 2003 | Lake Tanganyika | Objective to ensure the protection and conservation of the biological diversity and the sustainable use of the natural resources |

activities and monitoring programs to track the effects of restoration and to detect new and ongoing threats. A wide variety of policy frameworks exist to manage large lakes across the globe, with different levels of maturity and effectiveness. These frameworks are essential to ensure that scientific results are communicated to policymakers and drive management actions that can protect and restore these valuable freshwater ecosystems. Many large lakes are transboundary, necessitating international policy frameworks. Several examples are described in Table 3.

*Major disturbances and threats*

Due to intense human activities and lake uses, large lakes are exposed to a wide variety of stressors. These stressors can be chemical (heavy metals, nutrients, organic contaminants), physical (temperature, radiation, water budget, habitat alteration), biological (invasive species), or from direct human extraction of resources (harvesting, mining). Stressors are agents that cause disturbance, defined as pronounced changes in the function or structure of an ecosystem, leading to decreased inherent qualities such as losses in biodiversity or a reduced capacity to sustain ecosystem services.

Stressors can directly impact individual performances and life history traits with cascading consequences at species, population, and community levels. Specifically, stressors can change physical and chemical conditions in a lake to promote or decrease photosynthesis and associated plant and animal growth, modify the production of hormones, operate as lethal components by increasing mortality, or change the behavior and seasonal timing of plant and animal development. In addition to the direct effects, stressors can operate indirectly through prey, predation, competition and non-trophic interactions. Those indirect effects may propagate through the network of species interactions and have profound impacts on lake functioning, water quality, and ecosystem services (Fig. 4). The most widespread stressors with strong impacts on human society and a description of the main impacts are summarized below.

**Increased nutrient loading** as a result of human activities has been found to trigger "cultural eutrophication." Cultural eutrophication is historically associated with an oversupply of phosphorus (P) (Carpenter, 2008; Carpenter et al., 2018; Schindler, 2012, 1977). Most common symptoms of cultural eutrophication also include changes in species composition, decrease in water transparency, increased incidence of anoxia, and biodiversity loss (Carpenter, 2005). Potential outcomes include the development of cyanobacterial harmful algal blooms (CHAB) and an increased release of greenhouse gases such as methane (Wurtsbaugh et al., 2019). Consequently, eutrophication impairs ecosystem services such as fishing, water supply, and recreation. The introduction by the public authorities of regulations to limit eutrophication still is a source of tension and debate on the activities identified as contributing or having contributed decisively to these phenomena (Le Moal et al., 2019).

Internal P loading (i.e., recycling of sedimentary P back to the water column) is often the major reason for a delayed response in improved lake water quality following reduced external nutrient loading (Jeppesen et al., 2005; Schindler, 2012). The mobilization of sedimentary P is usually associated with oxygen depletion that triggers reduction of ferric iron to ferrous iron and the subsequent release of associated P. However, P release has also been observed under oxic conditions, and the mechanism behind P release may be

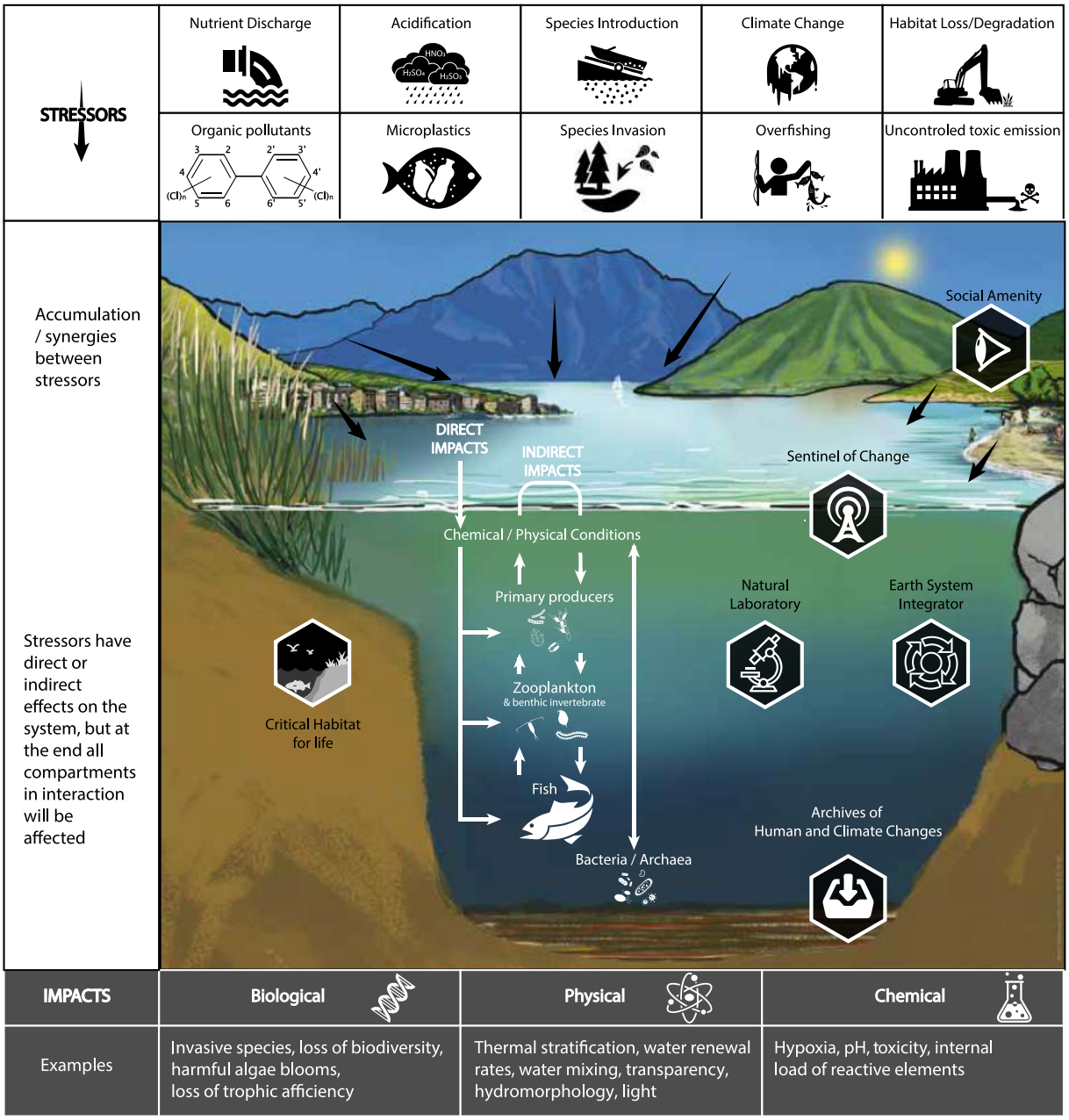



**Fig. 4.** Overview of services provided by large lakes, of most known stressors, and of the impacts of these stressors on lakes. White arrows highlight direct or indirect impacts on the lake food web.

much more complex (Hupfer and Lewandowski, 2008; Tammeorg et al., 2017).

The morphology of large lakes strongly affects their biogeochemical cycles and the mechanisms that control these cycles. Large and shallow lakes, such as Lake Peipsi (Estonia/Russia), Lake Okeechobee (USA), and Lake Taihu (China) are particularly influenced by sediment resuspension due to the high dynamic ratio (square root of lake area to mean depth, Håkanson, 1982). In Lake Erie, by contrast, external loading of nutrients has become a more significant threat, particularly due to increased delivery of soluble reactive phosphorus delivery from nonpoint sources via tributaries (i.e., labile P fractions at the soil surface and transmission of soluble P via subsurface drainage) (Jarvie et al., 2017).

**Climate change** has been identified as one of the most important problems facing humanity today (Feulner, 2017; IPCC, 2018). The responses of lakes to climate change are well documented (Woolway et al., 2020), including increases in surface water temperature (O'Reilly et al., 2015; Schneider and Hook, 2010), loss of ice cover (Magnuson et al., 1990; Sharma et al., 2019), changes in stratification and mixing regimes (Woolway and Merchant, 2019), and increased lake evaporation (Wang et al., 2018). Deep lakes, which also tend to be "large" in surface area, are more likely to experience winters without ice cover in a warming climate than shallow lakes at similar latitudes (Sharma et al., 2019). Similarly, the epilimnetic waters of large, deep lakes have often been found to be warming at fast rates, as high as 1.0 °C per decade (O'Reilly et al., 2015; Schneider and Hook, 2010), due in part to the aforementioned high sensitivity of the date of stratification onset to warming air temperatures (Austin and Colman, 2007; Zhong et al., 2016). The rates of warming, however, are generally quite variable among lakes (O'Reilly et al., 2015) and even spatially variable across large lakes (Woolway and Merchant 2018). Interac-

tions with additional stressors can also lead to ecological surprises (Christensen et al., 2006). For example, changes in precipitation, evaporation, runoff, and consumptive water use have contributed to some lakes experiencing shifts in seasonal water levels (Lenters, 2001), while others have seen historically low / high lake levels (Rodell et al., 2018; Wurtsbaugh et al., 2017), contributing to alterations in water quantity and water quality (Vörösmarty et al., 2000). Feedbacks from large lakes to the atmosphere have also been identified, such as the warming of regional air temperature (Le Moigne et al., 2016).

Changes in lake thermal structure will affect the ecosystem by, for instance, altering the distribution of freshwater fishes, and/or decreasing deep-water oxygen concentrations (Cohen et al., 2016). In addition to modified vertical structure from climate change, some large lakes have also shown changes in *horizontal* temperature structure, such as more rapid warming of offshore surface waters as compared to shallower, nearshore waters (Woolway and Merchant 2018). Such characteristics are important to consider for lake organisms, given that temperatures warmer than a specific threshold can be lethal to some species. This is relevant for coldwater species in a warming climate, for example, if they cannot escape to cooler, deeper waters or groundwater inflow regions (Kangur et al., 2013). The warming-related collapse of coldwater fish populations has already been documented in many lakes in Northern Europe (Jeppesen et al., 2012). Climate change is also expected to amplify the impacts of eutrophication in the future (Moss et al., 2011), in part through changes in stratification. Changes in the length of the growing season within lakes can also have profound impacts on the seasonal timing of population development for organisms within lakes (Winder and Schindler, 2004). The extent to which species phenology is affected by climate change differs among species, which might result in a mismatch between prey and consumers, with consequences in terms of growth rates and survival (Adrian et al., 2006; Thackeray et al., 2008), especially when warming is seasonally heterogeneous (Straile et al., 2015).

**Acidification** has many negative biogeochemical consequences for species diversity as well as ecosystem health and functioning (Beamish and Harvey, 1972; Malley, 1980; Vinogradov et al., 1987), and it is driven by inputs of acid anions, such as sulfates and nitrates, and/or dissolution of atmospheric $CO_2$. It implies a decrease in water pH, carbonate ion concentration, and the saturation level of biologically important calcium carbonate minerals. In the 1960s and 1970s, acidification of natural waters was a pressing issue of regional concern because of acid rain and local atmospheric deposition, and it is not clear how $pCO_2$ in lakes will change in the future (Hasler et al., 2016) as the global atmospheric levels of carbon dioxide ($CO_2$) continue to rise, reaching unprecedented levels of 400 ppm in the 2010s (Monastersky, 2013). Large lakes typically have a low ratio of watershed area to lake area, which is one of the factors that influences a lake's susceptibility to potential atmospheric driven acidification (Eilers et al., 1983). However, decreasing $CO_2$ solubility and elevated algal productivity due to increasing temperature may counterbalance the effects of increasing atmospheric $CO_2$ (Phillips et al., 2015), but future acidification trends are not well understood currently and more research will be needed.

**Harvesting of fisheries resources** is common in large lakes and includes commercial, recreational, and subsistence fishing. Large lakes tend to experience more commercial fishing pressure than smaller lakes (75% of the freshwater ports inventoried in the *World Food Program logistics global ports* database are located in lakes greater than 19,347 $km^2$). As a result, they could be vulnerable to over-exploitation without management intervention. Overfishing has led to population collapses and species extirpations in some large lakes. For example, blue pike (*Sander vitreus glaucus*), a locally endemic subspecies of Walleye, was one of the most heavily harvested commercial species in Lake Erie until their collapse in the 1960s (Brenden et al., 2013). Overfishing continues to be a threat today. In Lake Malawi (Africa's 3rd largest lake), 9% of the 458 species of fish are at high risk of extinction, with 3 out of 4 of the species of chambo – oreochromine cichlids, the lake's most vulnerable fishes – being deemed as "critically endangered" due to unsustainable fishing (IUCN 2018). This overharvest of large-lake fishes threatens food security and livelihoods in some of the most food-deprived countries in East Africa. A newly emerging impact from harvest is the rapid evolution of key yield-determining traits in fish populations, slowing recovery and impacting resilience (Dunlop et al., 2018). Furthermore, the impacts of harvest can spread beyond the target fish species, as critical predator–prey relationships are altered within impacted food webs (Nõges et al., 2018).

**Littoral shoreline modification** has obviously increased in large lakes with the development of human society. Human settlement on the coast, inputs of nutrients and pollutants, and creation of harbors and beaches strongly influence local shoreline habitats, which constitute hotspots of lake biodiversity (Schmieder, 2004; Vadeboncoeur et al., 2011). In addition to previously described stressors, stressors near the coast include physical alterations that induce changes in the functioning of the whole coastal ecosystem. For instance, shoreline transformations modify the physical influence of waves and littoral slopes and have created sheltered areas with higher nutrient accumulation, enhancing the development of phytobenthos and phytoplankton at the expense of macrophyte communities (Sand-Jensen and Borum, 1991; Weisner et al., 1997). This affects habitats for fishes and macroinvertebrates and can disrupt the trophic relationships of the whole ecosystem. However, the available literature is not yet sufficient to evaluate the effects of human-made structures on fish recruitment (Macura et al., 2019).

**Invasive species** have drastically altered large-lake ecosystems, causing significant economic losses to human society. For example, dreissenid mussels have changed nutrient pathways in the Laurentian Great Lakes (Hecky et al., 2004), altering benthic invertebrate and plankton communities (Madenjian et al., 2015) and leading to life history and population changes in commercially harvested fishes (Fera et al., 2017, 2015). Water hyacinth, the world's most invasive aquatic weed, has invaded numerous systems, including the African large lakes (Ogutu-Ohwayo et al., 1997). Water hyacinth forms dense mats in shallow waters that alter fish breeding habitat, impair boat traffic and water intake, and provide breeding opportunities for mosquitos acting as disease vectors (Ogutu-Ohwayo et al., 1997). The threat from invasive species will remain into the future as climate change pushes species boundaries to new areas and as globalized trade expands. Furthermore, large lakes connected to transoceanic shipping networks (such as the Laurentian Great Lakes; Holeck et al., 2004), combined with ship ballast introductions, can be gateways for invasive species to expand into other surrounding inland lakes and waterways.

## Complexity of interacting stressors: Insights from successes and failures in restoring the ecological state of large lakes

In large lakes, one stressor usually does not act alone. Instead, multiple stressors interact in additive or synergistic ways, and their combined impacts generate complex responses. The examples below highlight this complexity in the response of large lakes and the challenge that such complexity poses to lake management. Hence, the "cocktail" of stressors are generally specific to each lake, making it difficult to generalize environmental diagnostics; but elements of categorization can still be provided at the stressor level. For instance, the development of wastewater treatment

and associated reduction of point pollution varies greatly across the globe. Some countries would therefore still have to conduct policies in this direction, while others need to better manage the diffuse pollution of their intensive agriculture, with great disparities in geographical situations, such as those related to heritage of past uses, soils, drainage, land use, or lake tributary relations (Kayal et al., 2019).

*Successful management of eutrophication, but arrival of new problems due to species invasions and warming*

Lake Constance recovered from eutrophication due to successful lake management (Güde et al., 1998), with total phosphorus (TP) concentrations dropping by an order of magnitude to current levels (6–8 μg/L) that were typical for the years (early 1950s) prior to massive eutrophication (Jochimsen et al., 2013). Up through recent years, phytoplankton and zooplankton populations responded as predicted, and many food web changes due to eutrophication were reversed. For example, extirpated species (i.e., species with abundances below detection level for a long period) reappeared, including several diatom species (Kümmerlin, 1998) and the cladoceran *Diaphanosoma brachyurum* (Stich, 2004). On the other hand, species that had increased with eutrophication fell into decline (Straile, 2015), and relative contributions of green algae and cyanobacteria also decreased (Jochimsen et al., 2013). Even evolutionary responses to oligotrophication (the return to more oligotrophic conditions) were evident, such as the re-emergence of functional diversity lost during eutrophication (Jacobs et al., 2019). However, overall productivity decreased, which presumably contributed to reduced catches of important fish species such as whitefish (Thomas and Eckmann, 2007). In recent years, Lake Constance has experienced massive changes affecting various trophic levels of the pelagic food chain. Most notably, sticklebacks, a littoral fish present in Lake Constance since the 1950s, underwent a habitat change and is now the numerically dominant fish species in the pelagic zone (Eckmann and Engesser, 2019; Rösch et al., 2018). This habitat shift seemed to have further decreased whitefish growth and also (possibly due to stickleback predation on larval fish) whitefish recruitment (Rösch et al., 2018). Overall increased predation pressure in the pelagic zone seems to have changed the zooplankton community. Furthermore, the cyanobacterium *Planktothrix rubescens* recently increased in abundance despite TP concentrations below 10 μg/L. Presently, it is unclear to what extent climate warming and/or food web alterations due to stickleback invasion of the pelagic zone are causing these new developments. Nevertheless, Lake Constance demonstrates that despite lake managers successfully combatting the eutrophication problem in this lake, the arrival of new species in the pelagic zone possibly in combination with climate change may create new food webs, which could change the ecosystem services that large lakes provide.

*Failed management of eutrophication*

Since the 1950s, excess nutrient concentrations of nitrogen and phosphorus have been changing the trophic state of Lake Erie's ecosystem, leading to reduced water quality and shifting environmental structures and functions within the lake ecosystem (Steffen et al., 2014; International Joint Commission, 2014). Eutrophication, climate change, and hydrologic dynamics have likely driven naturally occurring genera of cyanobacteria, including dominance by *Microcystis* spp., to multiply at a rapid rate, resulting in harmful algal blooms (HABs). In the mid-1990s, the western basin of Lake Erie, following years of improvement after point source P loading reduction (International Joint Commission, 2014), was confronted by a shift in planktonic communities from nitrogen-fixing to non-nitrogen-fixing cyanobacteria, especially *Microcystis* species that can produce toxins (Brittain et al., 2000; Chaffin and Bridgeman, 2014; Rinta-Kanto et al., 2005). Although phosphorus has been considered the primary driver of the biological productivity of freshwater ecosystems, including harmful algae (Schindler, 2012, 1977, 1974) such as in Lake Erie (International Joint Commission, 2014), the precise nutrient regime that favors toxigenic, non-nitrogen fixing cyanobacteria is complicated and is becoming better understood (Carey et al., 2012). Indeed, it has been suggested in several studies that nitrogen chemistry may shape the biological diversity of the system (*e.g.,* Wilhelm et al., 2003). Yet the vast majority of current nutrient management is focused on the reduction of phosphorus loads into the watersheds of Lake Erie (International Joint Commission, 2014), not on nitrogen loads (United States Environmental Protection Agency, 2017, 2015), which have also increased in the past two decades (Paerl et al., 2016). As such, management measures may be inadequate in mitigating the recent events of detrimental cyanobacterial blooms of *Microcystis* (Gobler et al., 2016; Harke et al., 2016). However, more agencies now promote a dual strategy to reduce both N and P (Paerl et al., 2018) even though this imputes higher societal costs for wastewater treatment.

*Success against invasive species via the use of chemical treatments, while actively seeking alternative control options*

The story of sea lamprey (*Petromyzon marinus*) in the Laurentian Great Lakes is the world's only example of the successful, ecosystem-scale control of an invasive aquatic vertebrate. The sea lamprey, native to the Atlantic Ocean, was first recorded in Lake Ontario in 1835 and, after improvements to the Welland Canal, spread throughout the remaining Laurentian Great Lakes by the 1920s-30s (Christie and Goddard, 2003). This species invasion was catastrophic both ecologically and economically, decimating lake trout stocks and other native species and contributing to the collapse of commercial fisheries (Siefkes et al., 2013). Sea lamprey adults are parasitic, attaching to a fish host with their suction-cup mouth, using a rasping tongue to pierce the host's flesh, and feeding on blood and other body fluids. A breakthrough was made in the 1950s, when it was discovered that a compound, 3-trifluoromethyl-4′-nitrophenol (TFM), could selectively kill sea lamprey larvae (Applegate et al., 1957). Sea lamprey larvae burrow into the soft sediments of tributaries, where they remain vulnerable to pesticide application for up to 7 years before they transform and out-migrate to the open lake to feed. The treatment of the Great Lakes' tributaries with TFM is the cornerstone of an extensive binational, science-based control program administered by the Great Lakes Fishery Commission. Sea lamprey populations have been suppressed by as much as approximately 90% compared to pre-control levels (Heinrich et al., 2003; Smith and Tibbles, 1980), resulting in the recovery of key fish populations and the restoration of the 7-billion-dollar fishery (Siefkes et al., 2013). Barriers blocking the upstream migration of spawning sea lamprey have also contributed to control, but there is increasing pressure to remove some barriers to increase connectivity for native species (McLaughlin et al., 2013). There remains a need for vigilance and the continued search for alternative or supplemental control options in order to reduce reliance on TFM and avoid sea lamprey evolving pesticide resistance (Dunlop et al., 2017, p. 2017). Also, there is a considerable economic cost to treating streams with TFM, and although many exposed aquatic species appear to be unharmed by TFM, there are potential negative effects on some valued species (*e.g.*, lake sturgeon). However, if managers stopped these treatments, then sea lamprey populations would likely rebound. The sea lamprey example highlights the success of a science-based invasive species control program, but it is also

a cautionary tale for the importance of preventing exotic species introductions in the first place to avoid costly control programs to mitigate negative effects.

*Failed conservation of lake fauna*

In eight southern alpine lakes (including large lakes) non-native species contributed between 4.0% and 71.5% to standardized fish catches by number (Volta et al., 2018). Eutrophication is recognized as the main driver of the decline of coregonid diversity (Vonlanthen et al., 2012). Nevertheless, inappropriate fish management practices can also have strong contribution in diversity loss (Anneville et al. 2015). For instance, fishery management practices such as stocking have also contributed to coregonid diversity loss by different mechanisms (Cucherousset and Olden, 2011), such as competition, predation, habitat modification, or genetic extinction through introgressive hybridization (Winkler et al., 2011). In Africa, the introduction of the Nile perch (*Lates niloticus*) is a major issue in Lake Victoria (Njiru et al., 2018). Introduced in the 1950s to improve the fishery, this big carnivorous fish is famous for its flesh quality. Native fish stocks, however, including several hundred endemic species belonging to the Cichlidae family (Seehausen, 2006), have become depleted as the Nile perch stock increased during the same period. The loss of species diversity is due to several factors, including: 1) eutrophication leading to extension of anoxic layers, increased turbidity, and changes in lake functioning, which contribute to degraded spawning habitat of some endemic species and shifts in food web such as increased shrimp and pelagic fish; 2) new fishing gear and intensive exploitation without regulation, causing decreased fish stocks; and 3) competition for space and resources between Nile perch and endemic fish species (Getabu et al., 2003). The combined effects of these different factors have led to the disappearance of endemic fish species over a relatively short period of time. Management interventions such as pollution regulations and invasive species prevention and control must be investigated as options to preserve fish species diversity in lakes.

An example of how management actions have so far failed to recover an iconic fish stock is the lake sturgeon in the Laurentian Great Lakes, where historical overfishing contributed to the collapse of this previously abundant species (Haxton et al., 2014). In Lake Erie, lake sturgeon is now rare, but the lake had an estimated historic carrying capacity of 23,000 metric tons (Sweka et al., 2018). The collapse of this benthivore from the littoral zone likely had profound effects on the aquatic community (Haxton et al., 2014) and impacted the many indigenous communities around the Laurentian Great Lakes for which the species holds great cultural significance. The government listing of lake sturgeon as a species-at-risk and the protection of stocks from fishing has unfortunately failed to recover the species. This is likely because of the many other factors affecting populations, such as barriers in tributaries blocking spawning migrations, anthropogenic degradation of spawning and nursery habitat, and invasive species that increase the mortality of various life stages, currently limiting the recovery of lake sturgeon (Sweka et al., 2018). However, stocking of young sturgeon has increased sturgeon populations in the Lake Ontario watershed (Jackson et al., 2002), and spawning habitat rehabilitation in the connecting channels shows promise as spawning sturgeon are attracted to these habitats (Detroit, Niagara and St Lawrence Rivers).

*Failed hydrologic management in the Aral Sea*

The endorheic Aral Sea, the fourth largest lake in the world, has significantly declined in volume and surface area since the 1960s due to water withdrawal from the Amu Darya and Syr Darya rivers for irrigation (Micklin, 2010; Micklin et al., 2014). The resulting strong imbalance between inflow and evaporation led to the separation of the sea into the "Small" and "Large" Aral Seas in 1986–87, with the latter splitting further into three parts (Cretaux et al., 2019, 2013). Salinity increased from 10 g/l during the initial period to 30 g/l in the Small Aral during later years and greater than 100 g/l in the Large Aral, eliminating most of the freshwater species, while many endemic saline species have also been lost due to competition with introduced marine species (Aladin and Potts, 1992). Due to the collapse of commercial fisheries (Ermakhanov et al., 2012), thousands of fishermen lost their livelihoods (Glantz, 1999). The desiccation of the Aral Sea has also created a large desert, the Aralkum (Breckle et al., 2012), exposing unfertile salt and sand contaminated with pesticides (Whish-Wilson, 2002), heavy metals (Ge et al., 2016), and residue from weapons testing (Bennett, 2016). Toxic dust emissions have negatively affected female reproduction and fertility (Gulmira et al., 2018) and infant mortality rates (>100 per thousand, caused mostly by acute respiratory and diarrheal diseases), and high levels of salts in drinking water have increased incidences of kidney and liver disease (Whish-Wilson, 2002). Long-distance transport of salt and dust (Xi and Sokolik, 2016) has caused soil salinization and acceleration of the melting rate of glaciers and snow, changing the water balance of rivers in downwind areas (Abuduwaili, 2010). Loss of the climate-moderating role of this previously large water body has increased both diurnal (Roget and Khan, 2018) and seasonal temperature ranges (Sharma et al., 2015). A dike was built in 1992 to allow the water level to be raised in the Small Aral, maintain its salinity below 20 g/L, and restore fishing activities (Aladin et al., 2008), but conflicting interests between the countries sharing the basin have so far prevented efficient efforts toward rational water management (Bennett, 2016).

*Unexpected consequences of lake restoration*

Europe's sixth largest lake – Lake Vättern – is another example of a lake where efficient phosphorus reduction in the 1970s through improved treatment of wastewater in the catchment area resulted in a rapid decline of algal biomass in the lake (Willén, 2001). The outcome of the reduction was, however, different in this large lake compared to other, smaller lakes. Because of a very long water retention time (58 years), the successful phosphorus reduction continued over decades, and in conjunction with a natural phosphorus concentration decline that was observed across Sweden in nutrient-poor reference lakes (Weyhenmeyer and Broberg, 2014), phosphorus concentrations in this large lake are now exceptionally low, averaging only 4.6 ± 0.3 $\mu g\ L^{-1}$ in 1992–2010 (Sandström et al., 2014). Together with overharvesting, climate change, and introduced species, the reduced nutrient loading was suggested as the reason behind a collapse of the Arctic char in the lake. Thus, the final outcome of a successful restoration program might have contributed to a mismatch in the food web, causing the collapse of a piscivorous fish (Jonsson and Setzer, 2015).

## New challenges and future threats to large lakes

Ecosystem health and ecosystem services provided by large lakes are vulnerable to emerging threats such as microplastics, micropollutants, and the cumulative effects of threats including climate change, eutrophication, over-harvesting, and invasive species. An evaluation of 50 potential stressors in the Laurentian Great Lakes suggested that invasive species and climate change had the greatest potential impacts on large lakes, in contrast to the long-standing emphasis on eutrophication and bioaccumulation of contaminants (Smith et al., 2015). Nonetheless, eutrophication

remains a major concern in specific areas of the Laurentian Great Lakes (*e.g.,* western Lake Erie. Green Bay, Saginaw Bay) as well as in many other places in the world. Here, we highlight key emerging threats and the challenges associated with cumulative effects of multiple stressors in the world's large lakes.

*Eutrophication in a changing climate*

Phosphorus loadings to largest lakes of the world increased in 50 out of 100 lakes between 1990 and 1994 and 2005–2010 (Fink et al., 2018). Furthermore, multiple stressors, under the lens of climate change, are an emerging challenge to freshwaters worldwide (Smith et al., 2019). Climate change may act synergistically with nutrients to amplify eutrophication and further degrade ecosystem health and related ecosystem services provided by large lakes, including provisioning of clean drinking water and recreational opportunities (Moss et al., 2011; Paerl and Huisman, 2008). With a changing climate, future nutrient loading will likely need to be reduced to lower levels than needed in the past if we are to maintain water quality in lakes.

Climate change will have substantial effects on lake ecosystems irrespective of their size. Higher temperatures will: 1) advance the onset and enhance the strength and duration of stratification, creating a higher risk of oxygen depletion in bottom waters and subsequent release of nutrients stimulating eutrophication, 2) enhance the risk of temporary or permanent stratification in polymictic lakes (even in large lakes such as Lake Taihu), and shift some lakes from dimictic to monomictic (Woolway and Merchant, 2019), creating risk for temporary or longer-term oxygen depletion and nutrient release, and 3) shift species composition, with a projected enhancement of dominance by potentially toxic cyanobacteria or dinoflagellates, and 4) promote expanding ranges of invasive species, resulting in new species introductions and enhanced impacts to aquatic food webs.

In more arid climate zones, eutrophication might be further exacerbated through reduced water levels, and in wet areas by increasing external loading of nutrients. In temperate zones, climate change–induced precipitation changes will substantially increase riverine total nitrogen loading by the end of the century, such as within the continental United States (Sinha et al., 2017, p. 201). The interactions between climate and nutrients might induce major changes in the trophic structure by shifting dominance to small omnivorous fish, leading to higher predation on zooplankton and benthic animals and subsequently less chances of controlling nuisance algae (Moss et al., 2011). Furthermore, in large lakes with extensive shipping, climate change may enhance the risk of species invasion and more importantly dominance of these invasive species.

*Shoreline modification and wetland loss in the catchment*

Wetland loss in catchments and shoreline modifications are likely to be an emerging threat in large lakes, particularly in areas experiencing human population growth. Although the loss of coastal wetlands in the Laurentian Great Lakes was first documented in 1982 (Whillans, 1982), there are few studies that quantify wetland loss, due to the difficulty in quantifying dynamic baseline conditions in the presence of naturally fluctuating water levels. Whillans (1982) estimated that 57% of coastal wetlands were lost along the Canadian shoreline of Lake Ontario, and losses approached 100% in heavily settled areas.

Coastal wetlands of large lakes support essential ecosystem services, including wildlife habitat, fisheries, and water quality improvement, which can all be substantially degraded as a result of wetland loss (Sierszen et al., 2012, 2019; Trebitz and Hoffman, 2015; Uzarski et al., 2017). Coastal wetlands are essential to integrating the pelagic habitats of large lakes with the surrounding landscape, and in the process provide areas of high biodiversity and nutrient cycling (Uzarski, 2009). For instance, coastal wetlands of large lakes support a diverse assemblage of fishes, including both permanent residents and migratory species (Cooper et al., 2018; Jude and Pappas, 1992; Trebitz and Hoffman, 2015).

Coastal wetland loss and shoreline modification are expected to interact with other environmental stressors in the Laurentian Great Lakes (Kovalenko et al., 2018; Smith et al., 2019). Few studies assess interactions among multiple stressors, highlighting an important research area. For example, wetland loss is expected to exacerbate nutrient loading due to reduced trapping and removal of nutrients (Smith et al., 2019). Changes in water levels as a result of climate change could exacerbate or alleviate shoreline modification because higher water levels often will result in the hardening of shorelines (i.e., wetlands loss), whereas lower water levels may allow wetlands to recover and develop between the water and hardened shoreline (Smith et al., 2019).

*Microplastics*

Since the start of plastics mass production in the 1940s, microplastic contamination of aquatic environments has been a growing problem, especially over the last decade. Microplastics can be ingested by organisms, accumulate in specific tissues, and be transported along the food chains. Moreover, they may act as a medium to concentrate and transfer chemicals and persistent, bioaccumulative, and toxic substances to organisms (Eerkes-Medrano et al., 2015). As these polymers are highly resistant to degradation, quantities of microplastics in aquatic environments will most likely continue to increase over time; and, consequently, microplastics represent a problem that future generations will have to face (Galloway and Lewis, 2016).

The presence of microplastics in aquatic environments is widely recognized, and various ecological consequences have been reported (Eerkes-Medrano et al., 2015; Mani et al., 2015). Rivers and effluents have been identified as major pathways for microplastics of terrestrial origin (Fischer et al., 2016; Mani et al., 2015). Recent research now shows large lakes also contain microplastic pollution, with the highest concentrations in heavily urbanized regions, such as Toronto (Canada) and Detroit (USA) (Eriksen et al., 2013). For example, Castañeda et al., (2014) found that a liter of sediment from the St. Lawrence River contained up to 1,000 spherical microplastics – on par with the world's most polluted marine sediments. Volunteer beach cleanups show that typically more than 80% of anthropogenic litter along the shorelines of large lakes is comprised of plastics (Driedger et al., 2015). Plans to combat and curtail plastic debris pollution (i.e., by reducing debris input, but also tracking and removal efforts) in large lakes will come at a significant economic cost, likely in excess of $400 million annually (Driedger et al., 2015).

*Micropollutants*

In the past decade, micropollutants, i.e., chemicals that occur in the environment at trace levels mostly from anthropogenic sources, including heavy metals, pesticides, pharmaceuticals, and cosmetics have become recognized as key threats for aquatic ecosystems (Blair et al., 2013; Chèvre and Gregorio, 2013; Codling et al., 2018; Metcalfe et al., 2019; Schwarzenbach et al., 2006). For example, certain synthetic and natural compounds, collectively known as endocrine-disrupting compounds, could mimic natural hormones in the endocrine systems of animals and humanbeings. Pharmaceuticals and personal care products (PPCPs) consumed by humans are discharged into surface waters, as they are not degraded by wastewater treatment plants (Kümmerer, 2008).

These products have been collectively grouped under the term "Chemicals of Emerging Concern" and are receiving attention owing to their potential adverse effects on animals and humans at trace concentrations in large lakes (Huerta Buitrago et al., 2016; Rahman et al., 2009; Snyder et al., 2003). There are some natural sources for these compounds (*e.g.,* Rogers et al., 2011). While we do not have a way to clearly distinguish anthropogenic from natural sources at this juncture, it is clear that some populations favored by eutrophication and climate change (*e.g., Microcystis* spp.) produce some of these chemicals.

Micropollutants can have wide-ranging impacts on freshwater organisms, in particular because some compounds bioaccumulate along the trophic chain (Mazzoni et al., 2018; McGoldrick and Murphy, 2016; Rajeshkumar and Li, 2018; Visha et al., 2018). Micropollutants can affect the survival and behavior of aquatic species (Amiard-Triquet et al., 2015; Chèvre and Gregorio, 2013), alter the reproductive system of aquatic organisms, and promote the development of resistant bacterial strains, representing a health risk to humans (McGowan et al., 2007; Uslu, 2012). The occurrence of a combination of micropollutants is particularly concerning, even if the concentrations of the micropollutants alone are below the national or international threshold for freshwater systems; the mixture of micropollutants may synergize effects, engendering the "something from nothing" effect (Chèvre and Gregorio, 2013).

## Conclusions and perspectives

The demands of a growing global population with rapidly changing consumption patterns for food, mobility, and energy are exerting ever-increasing pressure on the Earth's ecosystems and their life-supporting services (GMT 8, 2015). In combination with climate change, these changes raise concerns about the current ecological status of large lakes and the services they can provide. These changes require limnologists and paleolimnologists to evaluate and warn about the current state of ecosystems and their ability to provide ecosystem services that support humanity during its societal, technological, and demographic transitions.

### *Lessons learned from past management practices*

Some large lakes are ecosystems that humans have employed enormous efforts over the last decades to sustain critical services such as drinking water. Some generalizations of lessons can be drawn from our synthesis on lake management, but the following conclusions are far from exhaustive:

Restoration efforts have often achieved success: Catastrophic degradation of lakes occurred in the past, such as acidification or eutrophication, but humans have achieved restoration of many of these impacted large lakes. Success in mitigating eutrophication in European large lakes or the Laurentian Great Lakes include strong examples for other countries facing a current increase in nutrient loading of their waterbodies. International treaties have been signed for many large lakes with shorelines that belong to multiple countries (see examples in Table 3).

Complete restoration to historic or pristine conditions is hard to achieve and sometimes even fails, but our examples show that the worst can be avoided. The questions are still open in terms of what can be a balanced target? And how do we help recover self-functioning for freshwater ecosystems through restoration? And who decides? While lakes can be restored to reinvigorate degraded ecosystem services, past lake degradation always has lingering implications; ecologically the systems are weakened, with increased vulnerability to new threats, and economically, these restoration and resiliency-enhancing programs require increased human capital and financial investments. Establishing systems for efficient management is expensive and is generally the privilege of wealthier countries with more stable governance institutions and greater access to capital. But the future cost of inaction is too high, perhaps especially for developing countries, and action has to be taken.

Current efforts are challenging because of the continuous arrival of new threats; Future developments may hold many ecological surprises (Filbee-Dexter et al., 2017) because of climate change, legacy of past perturbations, and combined stressors. Thus, large lakes will require more intense conservation efforts in a warmer and more anthropic world to achieve acceptable water quality. Major challenges remain to reduce pollution (diffuse nutrient inputs, but also micro-pollutants and micro-plastics). Moreover, the lack of knowledge can also limit the diagnosis of causes and therefore lead to misapplied management. It is time for humanity to pay close attention to the signals from lakes, to correctly diagnose problems, and to design actions to preserve and/or recover lake systems. Thus, the programs to restore large lakes should be maintained and strengthened.

Plans to combat and curtail emerging threats, such as plastic debris pollution in large lakes, will come at significant economic cost (Driedger et al., 2015). The large costs associated with conservation efforts are legitimate concerns by the citizens who bear those costs, and who need to understand the pertinence and sustainability of such programs. Furthermore, decisions about long-term strategies will have to be supported by future generations. As such, lake managers need to consider if these strategies can be supported in the future and at what cost, and they should be able to demonstrate the value of such costs as well as the social, cultural, economic, and ecological implications from temporary or permanent interruptions in ecosystem services due to inadequate investment in policies and programs for large lake monitoring, restoration, and protection.

Each lake has its own history of anthropogenically-induced change, requiring strategies that are tailored to its particular circumstances. For instance, point sources of nutrients were a leading cause lake degradation in more industrialized nations, causing for instance a historical degradation of oxygen conditions in Europe (Jenny et al. 2016b). Treatment plans have been reducing these nutrient supplies in many cases over the last decades, but point sources are now progressively increasing to affect the quality of the environment for various systems in developing nations, where population is growing (*e.g.* Fig. 2). On the opposite, industrialized nations are facing today high and still growing diffuse supplies of nutrient principally due to agricultural fertilisation, whereas fertilisation is still low (but growing) in developing nations.

Another example concerns lake degradation in emerging economies which is occurring in a warmer climate than similar earlier degradation in Europe and North America where management programs started decades ago; a case in point is the recent alarm about eutrophication in China, while it was already 60 years ago that eutrophication became a severe concern in Europe (Vollenweider, 1968).

### *Conservation policies for the world's large lakes*

Large lakes are an important category of ecosystems that need to be more explicitly integrated into international as well as local policy instruments. Their global conservation in the face of ongoing change, as well as recovery of the services provided by these valuable ecosystems, requires attention to policy actions in four main categories: mitigation of multiple stressors, adaptation to change, conservation measures to protect and restore environmental values, and knowledge production and dissemination.

Mitigation policies include ongoing work to restrict the production and release of long-range contaminants such as persistent organic pollutants and increased global attention to limiting the discharge of microplastics, nanoparticles, pharmaceutical products, nutrients and other emerging pollutants into natural waterways.

Adaptation policies for sustained environmental stewardship of large lakes must consider the multiple stresses that are imposed on these ecosystems, including the arrival of new species and the overarching effects of rapid climate warming. Many regions are changing so rapidly that local policy decisions are urgently needed to address the present and near-future challenges posed by climate warming (Vincent, 2020).

Conservation areas play a key role in protecting species and ecosystems from some of the additional stresses that are superimposed on the rapidly warming climate, and policies that support their maintenance and expansion are now more important than ever (Vincent, 2018). For large lakes, such areas include regional, municipal, and national parks, ecological reserves, protected watersheds, wetland refuges, and managed riparian zones that act as buffers between human activities on land and the associated freshwaters.

Finally, the long-term stewardship of large lakes requires policies that enable knowledge acquisition and transfer, including the promotion of education, outreach, and research programs, as well as the dissemination of observations to the public, environmental managers, policy makers, and others with influence such as local conservation groups.

## Contribution list

Conceived and designed the experiments: JG, OA, JPJ, JMD, MM, VP, WFV. Performed the experiments: JPJ, TN. Analyzed the data: JPJ. Coordinated the writing of the sections: OA, SJ, SS, WFV, JPJ, MM, JG, ID, IG-E, M−EP, VP, CR, DU, AJ, GAW. Wrote the paper: VP, DU, FA, CR, PN, ZJ, GK, OA, SJ, SS, WFV, JPJ, MM, NC, JG, ID, IG-E, M−EP, VP, CR, OT, DU, AJ, GW, DS, ED, GAW, SÅW, SWW. Critically revised, improved, and approved the final manuscript: All Authors. The authors declare that no competing interests exist.

## Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at https://doi.org/10.1016/j.jglr.2020.05.006.

## References


Abuduwaili, J., 2010. Saline dust storms and their ecological impacts in arid regions. J. Arid Land 2, 144–150. https://doi.org/10.3724/SP.J.1227.2010.00144.

Adrian, R., Wilhelm, S., Gerten, D., 2006. Life-history traits of lake plankton species may govern their phenological response to climate warming. Glob. Change Biol. 12, 652–661. https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01125.x.

Aladin, N., Plotnikov, I., Ballatore, T., Micklin, P., 2008. Review of technical interventions to restore the Northern Aral Sea. In: Japan International Cooperation Agency: Study Reports: Country and Regional Study Reports: Central Asia and Caucasus, pp. 1–12.

Aladin, N.V., Potts, W.T.W., 1992. Changes in the Aral Sea ecosystems during the period 1960–1990. Hydrobiologia 237, 67–79. https://doi.org/10.1007/BF00016032.

Allan, J.D., Manning, N.F., Smith, S.D.P., Dickinson, C.E., Joseph, C.A., Pearsall, D.R., 2017. Ecosystem services of Lake Erie: Spatial distribution and concordance of multiple services. J. Great Lakes Res. 43, 678–688.

Amiard-Triquet, C., Amiard, J.C., Mouneyrac, C., 2015. Aquatic Ecotoxicology: Advancing Tools for Dealing With Emerging Risks. Academic Press.

Anneville, O., Lasne, E., Guillard, J., Eckmann, R., Stockwell, J.D., Gillet, C., Yule, D., 2015. Impact of fishing and stocking practices on Coregonid diversity. Food Nutr. Sci. 6, 10451055. https://doi.org/10.4236/fns.2015.611108.

Applegate, V.C., Howell, J.H., Hall, A.E., Smith, M.A., 1957. Toxicity of 4,346 Chemicals to Larval Lampreys And Fishes (Federal Government Series No. 207). Special Scientific Report - Fisheries. U.S. Fish and Wildlife Service.

Austin, J.A., Colman, S.M., 2007. Lake Superior summer water temperatures are increasing more rapidly than regional air temperatures: A positive ice-albedo feedback. Geophys. Res. Lett. 34. https://doi.org/10.1029/2006GL029021.

Beamish, R.J., Harvey, H.H., 1972. Acidification of the La Cloche Mountain Lakes, Ontario, and resulting fish mortalities. J. Fish. Res. Board Can. 29, 1131–1143. https://doi.org/10.1139/f72-169.

Bennett, 2016. From Aral Sea to Aral desert.: Natural Resource Conflicts: From Blood Diamonds to Rainforest Destruction [2 volumes]: From Blood Diamonds to Rainforest Destruction. ABC-CLIO.

Blair, B.D., Crago, J.P., Hedman, C.J., Klaper, R.D., 2013. Pharmaceuticals and personal care products found in the Great Lakes above concentrations of environmental concern. Chemosphere 93, 2116–2123. https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2013.07.057.

Bourgeois, I., Savarino, J., Caillon, N., Angot, H., Barbero, A., Delbart, F., Voisin, D., Clément, J.-C., 2018. Tracing the fate of atmospheric nitrate in a subalpine watershed using $\Delta^{17}O$. Environ. Sci. Technol. https://doi.org/10.1021/acs.est.7b02395.

Breckle, S.-W., Wucherer, W., Dimeyeva, L.A., Ogar, N.P. (Eds.), 2012. Aralkum - a Man-Made Desert: The Desiccated Floor of the Aral Sea (Central Asia), Ecological Studies. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

Brenden, T.O., Brown, R.W., Ebener, M.P., Reid, K.B., Newcomb, T.J., 2013. Great Lakes commercial fisheries: Historical overview and prognoses for the future. In: Taylor, W.W., Lynch, A.J., Leonard, N.J. (Eds.), Great Lakes Fisheries Policy and Management: A Binational Perspective. Michigan State University Press, East Lansing, pp. 339–397.

Brittain, S.M., Wang, J., Babcock-Jackson, L., Carmichael, W.W., Rinehart, K.L., Culver, D.A., 2000. Isolation and characterization of microcystins, cyclic heptapeptide hepatotoxins from a Lake Erie strain of *Microcystis aeruginosa*. J. Great Lakes Res. 26, 241–249. https://doi.org/10.1016/S0380-1330(00)70690-3.

Carey, C.C., Ibelings, B.W., Hoffmann, E.P., Hamilton, D.P., Brookes, J.D., 2012. Eco-physiological adaptations that favour freshwater cyanobacteria in a changing climate. Water Res. 46, 1394–1407. https://doi.org/10.1016/j.watres.2011.12.016. Cyanobacteria: Impacts of climate change on occurrence, toxicity and water quality management.

Carpenter, S.R., 2008. Phosphorus control is critical to mitigating eutrophication. Proc. Natl. Acad. Sci. USA 105, 11039–11040. https://doi.org/10.1073/pnas.0806112105.

Carpenter, S.R., 2005. Eutrophication of aquatic ecosystems: Bistability and soil phosphorus. Proc. Natl. Acad. Sci. USA 102, 10002–10005. https://doi.org/10.1073/pnas.0503959102.

Carpenter, S.R., Benson, B.J., Biggs, R., Chipman, J.W., Foley, J.A., Golding, S.A., Hammer, R.B., Hanson, P.C., Johnson, P.T.J., Kamarainen, A.M., Kratz, T.K., Lathrop, R.C., McMahon, K.D., Provencher, B., Rusak, J.A., Solomon, C.T., Stanley, E.H., Turner, M.G., Vander Zanden, M.J., Wu, C.-H., Yuan, H., 2007. Understanding regional change: A comparison of two lake districts. Bioscience 57, 323–335. https://doi.org/10.1641/B570407.

Carpenter, S.R., Booth, E.G., Kucharik, C.J., 2018. Extreme precipitation and phosphorus loads from two agricultural watersheds. Limnol. Oceanogr. 63, 1221–1233. https://doi.org/10.1002/lno.10767.

Castañeda, R.A., Avlijas, S., Simard, M.A., Ricciardi, A., 2014. Microplastic pollution in St. Lawrence River sediments. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 71, 1767–1771. https://doi.org/10.1139/cjfas-2014-0281.

Chaffin, J.D., Bridgeman, T.B., 2014. Organic and inorganic nitrogen utilization by nitrogen-stressed cyanobacteria during bloom conditions. J. Appl. Phycol. 26, 299–309. https://doi.org/10.1007/s10811-013-0118-0.

Chanda, R., 1996. Human perceptions of environmental degradation in a part of the Kalahari ecosystem. GeoJ. 39, 65–71. https://doi.org/10.1007/BF00174930.

Chèvre, N., Gregorio, V., 2013. Mixture effects in ecotoxicology. In: Férard, Jean-François, Blaise, Christian (Eds.), Encyclopedia of Aquatic Ecotoxicology. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 729–736. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5704-2_67.

Christensen, M.R., Graham, M.D., Vinebrooke, R.D., Findlay, D.L., Paterson, M.J., Turner, M.A., 2006. Multiple anthropogenic stressors cause ecological surprises in boreal lakes. Glob. Change Biol. 12, 2316–2322. https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01257.x.

Christie, G.C., Goddard, C.I., 2003. Sea Lamprey International Symposium (SLIS II): advances in the integrated management of sea lamprey in the great lakes. J. Great Lakes Res Sea Lamprey Int. Symp. (SLIS II) 29, 1–14. https://doi.org/10.1016/S0380-1330(03)70474-2.

Codling, G., Sturchio, N.C., Rockne, K.J., Li, A., Peng, H., Tse, T.J., Jones, P.D., Giesy, J.P., 2018. Spatial and temporal trends in poly- and per-fluorinated compounds in the Laurentian Great Lakes Erie, Ontario and St. Clair. Environ. Pollut. Barking Essex 1987 (237), 396–405. https://doi.org/10.1016/j.envpol.2018.02.013.

Cohen, A.S., Gergurich, E.L., Kraemer, B.M., McGlue, M.M., McIntyre, P.B., Russell, J. M., Simmons, J.D., Swarzenski, P.W., 2016. Climate warming reduces fish production and benthic habitat in Lake Tanganyika, one of the most biodiverse freshwater ecosystems. Proc. Natl. Acad. Sci. USA 113, 9563–9568. https://doi.org/10.1073/pnas.1603237113.

Cooper, M.J., Lamberti, G.A., Moerke, A.H., Ruetz, C.R., Wilcox, D.A., Brady, V.J., Brown, T.N., Ciborowski, J.J.H., Gathman, J.P., Grabas, G.P., Johnson, L.B., Uzarski, D.G., 2018. An expanded fish-based index of biotic integrity for Great Lakes coastal wetlands. Environ. Monit. Assess. 190, 580. https://doi.org/10.1007/s10661-018-6950-6.

Cretaux, J.-F., Kostianoy, A., Bergé-Nguyen, M., Kouraev, A., 2019. Present-Day Water Balance of the Aral Sea Seen from Satellite. In: Barale, V., Gade, M. (Eds.),

Remote Sensing of the Asian Seas. Springer International Publishing, Cham, pp. 523–539. https://doi.org/10.1007/978-3-319-94067-0_29.
Cretaux, J.F., Letolle, R., Berge-Nguyen, M., 2013. History of Aral Sea level variability and current scientific debates. Glob. Planet. Change 110, 99–113. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.05.006.
Cucherousset, J., Olden, J.D., 2011. Ecological impacts of nonnative freshwater fishes. Fisheries 36, 215–230. https://doi.org/10.1080/03632415.2011.574578.
Davis, B.A.S., 2015. The age and post-glacial development of the modern European vegetation: a plant functional approach based on pollen data. Veg. Hist. Archaeobotany 24, 303–317. https://doi.org/10.1007/s00334-014-0476-9.
de Groot, R., Brander, L., van der Ploeg, S., Costanza, R., Bernard, F., Braat, L., Christie, M., Crossman, N., Ghermandi, A., Hein, L., Hussain, S., Kumar, P., McVittie, A., Portela, R., Rodriguez, L.C., ten Brink, P., van Beukering, P., 2012. Global estimates of the value of ecosystems and their services in monetary units. Ecosyst. Serv. 1, 50–61. https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2012.07.005.
Center for International Earth Science Information Network-CIESIN-Columbia University, 2015. Gridded Population of the World, Version 4 (GPWv4): Population Density Adjusted to Match 2015 UN WPP Country Totals, Beta Release. https://doi.org/10.7927/H4TH8JNR.
Driedger, A.G.J., Dürr, H.H., Mitchell, K., Van Cappellen, P., 2015. Plastic debris in the Laurentian Great Lakes: A review. J. Great Lakes Res. 41, 9–19. https://doi.org/10.1016/j.jglr.2014.12.020.
Dunlop, E.S., Feiner, Z.S., Höök, T.O., 2018. Potential for fisheries-induced evolution in the Laurentian Great Lakes. J. Great Lakes Res. 44, 735–747. https://doi.org/10.1016/j.jglr.2018.05.009.
Dunlop, E.S., McLaughlin, R., Adams, J.V., Jones, M., Birceanu, O., Christie, M.R., Criger, L.A., Hinderer, J.L.M., Hollingworth, R.M., Johnson, N.S., Lantz, S.R., Li, W., Miller, J., Morrison, B.J., Mota-Sanchez, D., Muir, A., Sepúlveda, M.S., Steeves, T., Walter, L., Westman, E., Wirgin, I., Wilkie, M.P., 2017. Rapid evolution meets invasive species control: the potential for pesticide resistance in sea lamprey. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 75, 152–168. https://doi.org/10.1139/cjfas-2017-0015.
Eckmann, R., Engesser, B., 2019. Reconstructing the build-up of a pelagic stickleback (*Gasterosteus aculeatus*) population using hydroacoustics. Fish. Res. 210, 189–192. https://doi.org/10.1016/j.fishres.2018.08.002.
Eerkes-Medrano, D., Thompson, R.C., Aldridge, D.C., 2015. Microplastics in freshwater systems: a review of the emerging threats, identification of knowledge gaps and prioritisation of research needs. Water Res. 75, 63–82. https://doi.org/10.1016/j.watres.2015.02.012.
Eilers, J.M., Glass, G.E., Webster, K.E., Rogalla, J.A., 1983. Hydrologic control of lake susceptibility to acidification. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 40, 1896–1904. https://doi.org/10.1139/f83-220.
Eriksen, M., Mason, S., Wilson, S., Box, C., Zellers, A., Edwards, W., Farley, H., Amato, S., 2013. Microplastic pollution in the surface waters of the Laurentian Great Lakes. Mar. Pollut. Bull. 77, 177–182.
Ermakhanov, Z.K., Plotnikov, I.S., Aladin, N.V., Micklin, P., 2012. Changes in the Aral Sea ichthyofauna and fishery during the period of ecological crisis. Lakes Reserv. Sci. Policy Manag. Sustain. Use 17, 3–9. https://doi.org/10.1111/j.1440-1770.2012.00492.x.
Fera, S.A., Rennie, M.D., Dunlop, E.S., 2017. Broad shifts in the resource use of a commercially harvested fish following the invasion of dreissenid mussels. Ecology 98, 1681–1692. https://doi.org/10.1002/ecy.1836.
Fera, S.A., Rennie, M.D., Dunlop, E.S., 2015. Cross-basin analysis of long-term trends in the growth of lake whitefish in the Laurentian Great Lakes. J. Great Lakes Res. 41, 1138–1149. https://doi.org/10.1016/j.jglr.2015.08.010.
Feulner, G., 2017. Global challenges: climate change. Glob. Chall. 1, 5–6. https://doi.org/10.1002/gch2.1003.
Filbee-Dexter, K., Pittman, J., Haig, H.A., Alexander, S.M., Symons, C.C., Burke, M.J., 2017. Ecological surprise: Concept, synthesis, and social dimensions. Ecosphere 8,. https://doi.org/10.1002/ecs2.2005 e02005.
Fink, G., Alcamo, J., Flörke, M., Reder, K., 2018. Phosphorus loadings to the world's largest lakes: Sources and trends. Glob. Biogeochem. Cycles 32, 617–634. https://doi.org/10.1002/2017GB005858.
Fischer, E.K., Paglialonga, L., Czech, E., Tamminga, M., 2016. Microplastic pollution in lakes and lake shoreline sediments - A case study on Lake Bolsena and Lake Chiusi (central Italy). Environ. Pollut. Barking Essex 1987 (213), 648–657. https://doi.org/10.1016/j.envpol.2016.03.012.
Galloway, T.S., Lewis, C.N., 2016. Marine microplastics spell big problems for future generations. Proc. Natl. Acad. Sci. USA 113, 2331–2333. https://doi.org/10.1073/pnas.1600715113.
Ge, Y., Abuduwaili, J., Ma, L., Wu, N., Liu, D., 2016. Potential transport pathways of dust emanating from the playa of Ebinur Lake, Xinjiang, in arid northwest China. Atmos. Res. 178–179, 196–206. https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2016.04.002.
Getabu, A., Tumwebaze, R., MacLennan, D.N., 2003. Spatial distribution and temporal changes in the fish populations of Lake Victoria. Aquat. Living Resour. 16, 159–165. https://doi.org/10.1016/S0990-7440(03)00008-1.
Glantz, M., 1999. Creeping Environmental Problems and Sustainable Development in the Aral Sea Basin. Cambridge University Press.
GMT 8, 2015. Growing pressures on ecosystems [WWW Document]. Eur. Environ. Agency. URL https://www.eea.europa.eu/soer-2015/global/ecosystems (accessed 5.9.19).
Gobler, C.J., Burkholder, J.M., Davis, T.W., Harke, M.J., Johengen, T., Stow, C.A., Van de Waal, D.B., 2016. The dual role of nitrogen supply in controlling the growth and toxicity of cyanobacterial blooms. Harmful Algae 54, 87–97. https://doi.org/10.1016/j.hal.2016.01.010.
Güde, H., Rossknecht, H., Abril, G., 1998. Anthropogenic impacts on the trophic state of Lake Constance during the 20th century. Arch Für Hydrobiol Spec Issues Limnol Adv, 85–108.
Gulmira, Z., Aru, B., Bianchi, S., Belli, M., Yerbol, B., Macchiarelli, G., 2018. The toxicity of lindane in the female reproductive system: A review on the Aral Sea. Euromed. Biomed. 13, 104–108. https://doi.org/10.3269/1970-5492.2018.13.24.
Håkanson, L., 1982. Lake bottom dynamics and morphometry: The dynamic ratio. Water Resour. Res. 18, 1444–1450. https://doi.org/10.1029/WR018i005p01444.
Hampton, S.E., McGowan, S., Ozersky, T., Virdis, S.G.P., Vu, T.T., Spanbauer, T.L., Kraemer, B.M., Swann, G., Mackay, A.W., Powers, S.M., Meyer, M.F., Labou, S.G., O'Reilly, C.M., DiCarlo, M., Galloway, A.W.E., Fritz, S.C., 2018. Recent ecological change in ancient lakes. Limnol. Oceanogr. 63, 2277–2304. https://doi.org/10.1002/lno.10938.
Harke, M.J., Davis, T.W., Watson, S.B., Gobler, C.J., 2016. Nutrient-Controlled Niche Differentiation of Western Lake Erie Cyanobacterial Populations Revealed via Metatranscriptomic Surveys. Environ. Sci. Technol. 50, 604–615. https://doi.org/10.1021/acs.est.5b03931.
Hasler, C.T., Butman, D., Jeffrey, J.D., Suski, C.D., 2016. Freshwater biota and rising $pCO_2$? Ecol. Lett. 19, 98–108. https://doi.org/10.1111/ele.12549.
Haxton, T., Whelan, G., Bruch, R., 2014. Historical biomass and sustainable harvest of Great Lakes lake sturgeon (*Acipenser fulvescens* Rafinesque, 1817). J. Appl. Ichthyol. 30, 1371–1378. https://doi.org/10.1111/jai.12569.
Hecky, R.E., Smith, R.E., Barton, D.R., Guildford, S.J., Taylor, W.D., Charlton, M.N., Howell, T., 2004. The nearshore phosphorus shunt: a consequence of ecosystem engineering by dreissenids in the Laurentian Great Lakes. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 61, 1285–1293. https://doi.org/10.1139/f04-065.
Heinrich, J.W., Mullett, K.M., Hansen, M.J., Adams, J.V., Klar, G.T., Johnson, D.A., Christie, G.C., Young, R.J., 2003. Sea Lamprey abundance and management in Lake Superior, 1957 to 1999. J. Great Lakes Res. Sea Lamprey International Symposium (SLIS II) 29, 566–583. https://doi.org/10.1016/S0380-1330(03)70517-6.
Herdendorf, C.E., 1982. Large lakes of the world. J. Great Lakes Res. 8, 379–412. https://doi.org/10.1016/S0380-1330(82)71982-3.
Holeck, K.T., Mills, E.L., MacIsaac, H.J., Dochoda, M.R., Colautti, R.I., Ricciardi, A., 2004. Bridging Troubled waters: Biological invasions, transoceanic shipping, and the Laurentian Great Lakes. Bioscience 54, 919–929. https://doi.org/10.1641/0006-3568(2004)054[0919:BTWBIT]2.0.CO;2.
Huerta Buitrago, B., Rodríguez Mozaz, S., Nannou, C., Nakis, L., Ruhí i Vidal, A., Acuña i Salazar, V., Sabater, S., Barceló i Cullerés, D., 2016. Determination of a broad spectrum of pharmaceuticals and endocrine disruptors in biofilm from a waste water treatment plant-impacted river. Sci. Total Environ. 540, 241–249. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.05.049.
Hupfer, M., Lewandowski, J., 2008. Oxygen controls the phosphorus release from lake sediments – a long-lasting paradigm in limnology. Int. Rev. Hydrobiol. 93, 415–432. https://doi.org/10.1002/iroh.200711054.
International Joint Commission, 2014. A Balanced Diet for Lake Erie: Reducing Phosphorus Loadings and Harmful Algal Blooms. Report of the Lake Erie Ecosystem Priority.
IPCC, 2018. Summary for Policymakers. In: Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.)]. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
Jackson, J.R., VanDeValk, A.J., Brooking, T.E., VanKeeken, O.A., Rudstam, L.G., 2002. Growth and feeding dynamics of lake sturgeon, *Acipenser fulvescens*, in Oneida Lake, New York: results from the first five years of a restoration program. J. Appl. Ichthyol. 18, 439–443. https://doi.org/10.1046/j.1439-0426.2002.00394.x.
Jacobs, A., Carruthers, M., Eckmann, R., Yohannes, E., Adams, C.E., Behrmann-Godel, J., Elmer, K.R., 2019. Rapid niche expansion by selection on functional genomic variation after ecosystem recovery. Nat. Ecol. Evol. 3, 77. https://doi.org/10.1038/s41559-018-0742-9.
Jarvie, H.P., Johnson, L.T., Sharpley, A.N., Smith, D.R., Baker, D.B., Bruulsema, T.W., Confesor, R., 2017. Increased soluble phosphorus loads to Lake Erie: Unintended consequences of conservation practices? J. Environ. Qual. 46, 123–132. https://doi.org/10.2134/jeq2016.07.0248.
Jenny, J.-P., Francus, P., Normandeau, A., Lapointe, F., Perga, M.-E., Ojala, A., Schimmelmann, A., Zolitschka, B., 2016a. Global spread of hypoxia in freshwater ecosystems during the last three centuries is caused by rising local human pressure. Glob. Change Biol. 22, 1481–1489. https://doi.org/10.1111/gcb.13193.
Jenny, J.-P., Koirala, S., Gregory-Eaves, I., Francus, P., Niemann, C., Ahrens, B., Brovkin, V., Baud, A., Ojala, A.E.K., Normandeau, A., Zolitschka, B., Carvalhais, N., 2019. Human and climate global-scale imprint on sediment transfer during the Holocene. Proc. Natl. Acad. Sci. 201908179. https://doi.org/10.1073/pnas.1908179116.
Jenny, J.-P., Normandeau, A., Francus, P., Taranu, Z.E., Gregory-Eaves, I., Lapointe, F., Jautzy, J., Ojala, A.E.K., Dorioz, J.-M., Schimmelmann, A., Zolitschka, B., 2016b. Urban point sources of nutrients were the leading cause for the historical spread of hypoxia across European lakes. Proc. Natl. Acad. Sci. 113, 12655–12660. https://doi.org/10.1073/pnas.1605480113.
Jeppesen, E., Mehner, T., Winfield, I.J., Kangur, K., Sarvala, J., Gerdeaux, D., Rask, M., Malmquist, H.J., Holmgren, K., Volta, P., Romo, S., Eckmann, R., Sandström, A.,

Blanco, S., Kangur, A., Ragnarsson Stabo, H., Tarvainen, M., Ventelä, A.-M., Søndergaard, M., Lauridsen, T.L., Meerhoff, M., 2012. Impacts of climate warming on the long-term dynamics of key fish species in 24 European lakes. Hydrobiologia 694, 1–39. https://doi.org/10.1007/s10750-012-1182-1.

Jeppesen, E., Søndergaard, M., Jensen, J.P., Havens, K.E., Anneville, O., Carvalho, L., Coveney, M.F., Deneke, R., Dokulil, M.T., Foy, B., Gerdeaux, D., Hampton, S.E., Hilt, S., Kangur, K., Köhler, J., Lammens, E.H. h. r., Lauridsen, T.L., Manca, M., Miracle, M.R., Moss, B., Nõges, P., Persson, G., Phillips, G., Portielje, R., Romo, S., Schelske, C.L., Straile, D., Tatrai, I., Willén, E., Winder, M., 2005. Lake responses to reduced nutrient loading – an analysis of contemporary long-term data from 35 case studies. Freshw. Biol. 50, 1747–1771. https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2005.01415.x

Jia, B., Tang, Y., Tian, L., Franz, L., Alewell, C., Huang, J.H., 2015. Impact of Fish Farming on Phosphorus in Reservoir Sediments. Scientific Reports 5 (16617). https://doi.org/10.1038/srep16617.

Jochimsen, M.C., Kümmerlin, R., Straile, D., 2013. Compensatory dynamics and the stability of phytoplankton biomass during four decades of eutrophication and oligotrophication. Ecol. Lett. 16, 81–89. https://doi.org/10.1111/ele.12018.

Jonsson, T., Setzer, M., 2015. A freshwater predator hit twice by the effects of warming across trophic levels. Nat. Commun. 6, 5992. https://doi.org/10.1038/ncomms6992.

Jude, D.J., Pappas, J., 1992. Fish Utilization of Great Lakes Coastal Wetlands. J. Great Lakes Res. 18, 651–672. https://doi.org/10.1016/S0380-1330(92)71328-8.

Kangur, K., Kangur, P., Ginter, K., Orru, K., Haldna, M., Möls, T., Kangur, A., 2013. Long-term effects of extreme weather events and eutrophication on the fish community of shallow Lake Peipsi (Estonia/Russia). J. Limnol. 72, e30–e30. https://doi.org/10.4081/jlimnol.2013.e30

Kayal, B., Abu-Ghunmi, D., Abu-Ghunmi, L., Archenti, A., Nicolescu, M., Larkin, C., Corbet, S., 2019. An economic index for measuring firm's circularity: The case of water industry. J. Behav. Exp. Finance 21, 123–129. https://doi.org/10.1016/j.jbef.2018.11.007.

Keeler, B.L., Polasky, S., Brauman, K.A., Johnson, K.A., Finlay, J.C., O'Neill, A., Kovacs, K., Dalzell, B., 2012. Linking water quality and well-being for improved assessment and valuation of ecosystem services. Proc. Natl. Acad. Sci. 109, 18619–18624. https://doi.org/10.1073/pnas.1215991109.

Kovalenko, K.E., Johnson, L.B., Riseng, C.M., Cooper, M.J., Johnson, K., Mason, L.A., McKenna, J.E., Sparks-Jackson, B.L., Uzarski, D.G., 2018. Great Lakes coastal fish habitat classification and assessment. J. Great Lakes Res. 44, 1100–1109. https://doi.org/10.1016/j.jglr.2018.07.007.

Kümmerer, K. (Ed.), 2008. Pharmaceuticals in the Environment: Sources, Fate, Effects and Risks. 3rd ed. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

Kümmerlin, R., 1998. Taxonomical response of the phytoplankton community of Upper Lake Con- stance (Bodensee-Obersee) to eutrophication and re-oligotrophication. Arch. Hydrobiol. Spec. Issues Adv. Limnol. 53, 109–117.

Kummu, M., de Moel, H., Ward, P.J., Varis, O., 2011. How close do we live to water? A global analysis of population distance to freshwater bodies. PLoS ONE 6. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0020578.

Le Moal, M., Gascuel-Odoux, C., Ménesguen, A., Souchon, Y., Étrillard, C., Levain, A., Moatar, F., Pannard, A., Souchu, P., Lefebvre, A., Pinay, G., 2019. Eutrophication: A new wine in an old bottle?. Sci. Total Environ. 651, 1–11. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.139.

Le Moigne, P.L., Colin, J., Decharme, B., 2016. Impact of lake surface temperatures simulated by the FLake scheme in the CNRM-CM5 climate model. Tellus Dyn. Meteorol. Oceanogr. 68, 31274. https://doi.org/10.3402/tellusa.v68.31274.

Lenters, J.D., 2001. Long-term trends in the seasonal cycle of Great Lakes water levels. J. Great Lakes Res. 27, 342–353. https://doi.org/10.1016/S0380-1330(01)70650-8.

Macura, B., Byström, P., Airoldi, L., Eriksson, B.K., Rudstam, L., Støttrup, J.G., 2019. Impact of structural habitat modifications in coastal temperate systems on fish recruitment: a systematic review. Environ. Evid. 8, 14. https://doi.org/10.1186/s13750-019-0157-3.

Madenjian, C.P., Bunnell, D.B., Warner, D.M., Pothoven, S.A., Fahnenstiel, G.L., Nalepa, T.F., Vanderploeg, H.A., Tsehaye, I., Claramunt, R.M., Clark, R.D., 2015. Changes in the Lake Michigan food web following dreissenid mussel invasions: A synthesis. J. Great Lakes Res. Complex interactions in Lake Michigan's rapidly changing ecosystem 41, 217–231. https://doi.org/10.1016/j.jglr.2015.08.009.

Magnuson, J., Meisner, J.D., Hill, D., 1990. Potential changes in the thermal habitat of Great Lakes fish after global climate warming. Trans. Am. Fish. Soc. 119, 254–264. https://doi.org/10.1577/1548-8659(1990)119<0254:PCITTH>2.3.CO;2.

Malley, D.F., 1980. Decreased survival and calcium uptake by the crayfish *Orconectes virilis* in low pH. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 37, 364–372. https://doi.org/10.1139/f80-050.

Mani, T., Hauk, A., Walter, U., Burkhardt-Holm, P., 2015. Microplastics profile along the Rhine River. Sci. Rep. 5, 17988. https://doi.org/10.1038/srep17988.

Mazzoni, M., Buffo, A., Cappelli, F., Pascariello, S., Polesello, S., Valsecchi, S., Volta, P., Bettinetti, R., 2018. Perfluoroalkyl acids in fish of Italian deep lakes: Environmental and human risk assessment. Sci. Total Environ. 653, 351–358.

McGoldrick, D.J., Murphy, E.W., 2016. Concentration and distribution of contaminants in lake trout and walleye from the Laurentian Great Lakes (2008–2012). Environ. Pollut., Persistent Organic Pollutants (POPs): Trends. Sources and Transport Modelling 217, 85–96. https://doi.org/10.1016/j.envpol.2015.12.019.

McGowan, S., Juhler, R.K., Anderson, N.J., 2007. Autotrophic response to lake age, conductivity and temperature in two West Greenland lakes. J. Paleolimnol. 39, 301–317. https://doi.org/10.1007/s10933-007-9105-2.

McLaughlin, R.L., Smyth, E.R.B., Castro-Santos, T., Jones, M.L., Koops, M.A., Pratt, T.C., Vélez-Espino, L.-A., 2013. Unintended consequences and trade-offs of fish passage. Fish Fish. 14, 580–604. https://doi.org/10.1111/faf.12003.

Metcalfe, C.D., Helm, P., Paterson, G., Kaltenecker, G., Murray, C., Nowierski, M., Sultana, T., 2019. Pesticides related to land use in watersheds of the Great Lakes basin. Sci. Total Environ. 648, 681–692. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.08.169.

Meybeck, M., Kummu, M., Duerr, H.H., 2013. Global hydrobelts and hydroregions: improved reporting scale for water-related issues?. Hydrol. Earth Syst. Sci. 17, 1093–1111. https://doi.org/10.5194/hess-17-1093-2013.

Micklin, P., 2010. The past, present, and future Aral Sea. Lakes Reserv. Sci. Policy Manag. Sustain. Use 15, 193–213. https://doi.org/10.1111/j.1440-1770.2010.00437.x.

Micklin, P., Aladin, N., Plotnikov, I. (Eds.), 2014. The Aral Sea: The Devastation and Partial Rehabilitation of a Great Lake, Springer Earth System Sciences. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.

Monastersky, R., 2013. Global carbon dioxide levels near worrisome milestone. Nat. News 497, 13. https://doi.org/10.1038/497013a.

Moss, B., Kosten, S., Meerhoff, M., Battarbee, R.W., Jeppesen, E., Mazzeo, N., Havens, K., Lacerot, G., Liu, Z., Meester, L.D., Paerl, H., Scheffer, M., 2011. Allied attack: climate change and eutrophication. Inland Waters 1, 101–105. https://doi.org/10.5268/IW-1.2.359.

Njiru, J., van der Knaap, M., Kundu, R., Nyamweya, C., 2018. Lake Victoria fisheries: Outlook and management. Lakes Reserv. Sci. Policy Manag. Sustain. Use 23, 152–162. https://doi.org/10.1111/lre.12220.

Nõges, T., Anneville, O., Guillard, J., Haberman, J., Järvalt, A., Manca, M., Morabito, G., Rogora, M., Thackeray, S.J., Volta, P., Winfield, I.J., Nõges, P., 2018. Fisheries impacts on lake ecosystem structure in the context of a changing climate and trophic state. J. Limnol. 77, 46–61. https://doi.org/10.4081/jlimnol.2017.1640.

Ogutu-Ohwayo, R., Hecky, R.E., Cohen, A.S., Kaufman, L., 1997. Human impacts on the African Great Lakes. Environ. Biol. Fishes 50, 117–131. https://doi.org/10.1023/A:1007320932349.

O'Reilly, C.M., Sharma, S., Gray, D.K., Hampton, S.E., Read, J.S., Rowley, R.J., Schneider, P., Lenters, J.D., McIntyre, P.B., Kraemer, B.M., Weyhenmeyer, G.A., Straile, D., Dong, B., Adrian, R., Allan, M.G., Anneville, O., Arvola, L., Austin, J., Bailey, J.L., Baron, J.S., Brookes, J.D., Eyto, E. de, Dokulil, M.T., Hamilton, D.P., Havens, K., Hetherington, A.L., Higgins, S.N., Hook, S., Izmest'eva, L.R., Joehnk, K.D., Kangur, K., Kasprzak, P., Kumagai, M., Kuusisto, E., Leshkevich, G., Livingstone, D.M., MacIntyre, S., May, L., Melack, J.M., Mueller-Navarra, D.C., Naumenko, M., Noges, P., Noges, T., North, R.P., Plisnier, P.-D., Rigosi, A., Rimmer, A., Rogora, M., Rudstam, L.G., Rusak, J.A., Salmaso, N., Samal, N.R., Schindler, D.E., Schladow, S.G., Schmid, M., Schmidt, S.R., Silow, E., Soylu, M.E., Teubner, K., Verburg, P., Voutilainen, A., Watkinson, A., Williamson, C.E., Zhang, G., 2015. Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe. Geophys. Res. Lett. 42, 10,773-10,781. https://doi.org/10.1002/2015GL066235

Paerl, H.W., Huisman, J., 2008. Climate. Blooms like it hot. Science 320, 57–58. https://doi.org/10.1126/science.1155398.

Paerl, H.W., Otten, T.G., Kudela, R., 2018. Mitigating the expansion of harmful algal blooms across the freshwater-to-marine continuum. Environ. Sci. Technol. 52, 5519–5529. https://doi.org/10.1021/acs.est.7b05950.

Paerl, H.W., Scott, J.T., McCarthy, M.J., Newell, S.E., Gardner, W.S., Havens, K.E., Hoffman, D.K., Wilhelm, S.W., Wurtsbaugh, W.A., 2016. It takes two to tango: When and where dual nutrient (N & P) reductions are needed to protect lakes and downstream ecosystems. Environ. Sci. Technol. 50, 10805–10813. https://doi.org/10.1021/acs.est.6b02575.

Phillips, J.C., McKinley, G.A., Bennington, V., Bootsma, H.A., Pilcher, D.J., Sterner, R.W., Urban, N.R., 2015. The potential for $CO_2$-induced acidification in freshwater: A Great Lakes case study. Oceanography 28, 136–145. https://doi.org/10.5670/oceanog.2015.37.

Rahman, M.F., Yanful, E.K., Jasim, S.Y., 2009. Endocrine disrupting compounds (EDCs) and pharmaceuticals and personal care products (PPCPs) in the aquatic environment: implications for the drinking water industry and global environmental health. J. Water Health 7, 224–243. https://doi.org/10.2166/wh.2009.021.

Rajeshkumar, S., Li, X., 2018. Bioaccumulation of heavy metals in fish species from the Meiliang Bay, Taihu Lake. China. Toxicol. Rep. 5, 288–295. https://doi.org/10.1016/j.toxrep.2018.01.007.

Rinta-Kanto, J.M., Ouellette, A.J.A., Boyer, G.L., Twiss, M.R., Bridgeman, T.B., Wilhelm, S.W., 2005. Quantification of toxic *Microcystis* spp. during the 2003 and 2004 blooms in Western Lake Erie using Quantitative Real-Time PCR. Environ. Sci. Technol. 39, 4198–4205. https://doi.org/10.1021/es048249u.

Ripple, W.J., Wolf, C., Newsome, T.M., Galetti, M., Alamgir, M., Crist, E., Mahmoud, M.I., Laurance, W.F., 2017. World Scientists' warning to humanity: A second notice. Bioscience 67, 1026–1028. https://doi.org/10.1093/biosci/bix125.

Rodell, M., Famiglietti, J.S., Wiese, D.N., Reager, J.T., Beaudoing, H.K., Landerer, F.W., Lo, M.-H., 2018. Emerging trends in global freshwater availability. Nature 557, 651–659. https://doi.org/10.1038/s41586-018-0123-1.

Rogers, E.D., Henry, T.B., Twiner, M.J., Gouffon, J.S., McPherson, J.T., Boyer, G.L., Sayler, G.S., Wilhelm, S.W., 2011. Global gene expression profiling in larval zebrafish exposed to microcystin-LR and microcystis reveals endocrine disrupting effects of Cyanobacteria. Environ. Sci. Technol. 45, 1962–1969. https://doi.org/10.1021/es103538b.

Roget, E., Khan, V.M., 2018. Decadal differences of the diurnal temperature range in the Aral Sea region at the turn of the century. Tellus Dyn. Meteorol. Oceanogr. 70, 1–12. https://doi.org/10.1080/16000870.2018.1513290.

Rösch, R., Baer, J., Brinker, A., 2018. Impact of the invasive three-spined stickleback (*Gasterosteus aculeatus*) on relative abundance and growth of native pelagic whitefish (*Coregonus wartmanni*) in Upper Lake Constance. Hydrobiologia 824, 243–254. https://doi.org/10.1007/s10750-017-3479-6.

Sand-Jensen, K., Borum, J., 1991. Interactions among phytoplankton, periphyton, and macrophytes in temperate freshwaters and estuaries. Aquat. Bot. Ecol. Submersed Aqu. Macrophytes 41, 137–175. https://doi.org/10.1016/0304-3770(91)90042-4.

Sandström, A., Ragnarsson-Stabo, H., Axenrot, T., Bergstrand, E., 2014. Has climate variability driven the trends and dynamics in recruitment of pelagic fish species in Swedish Lakes Vänern and Vättern in recent decades? Aquat. Ecosyst. Health Manag. 17, 349–356. https://doi.org/10.1080/14634988.2014.975668.

Schindler, D.W., 2012. The dilemma of controlling cultural eutrophication of lakes. Proc. Biol. Sci. 279, 4322–4333. https://doi.org/10.1098/rspb.2012.1032.

Schindler, D.W., 1977. Evolution of phosphorus limitation in lakes. Science 195, 260–262. https://doi.org/10.1126/science.195.4275.260.

Schindler, D.W., 1974. Eutrophication and recovery in experimental lakes: Implications for lake management. Science 184, 897–899. https://doi.org/10.1126/science.184.4139.897.

Schmieder, K., 2004. European lake shores in danger — concepts for a sustainable development. Limnologica, Lake-shores — Ecology, Quality Assessment. Sustainable Dev. 34, 3–14. https://doi.org/10.1016/S0075-9511(04)80016-1.

Schneider, P., Hook, S.J., 2010. Space observations of inland water bodies show rapid surface warming since 1985. Geophys. Res. Lett. 37, L22405. https://doi.org/10.1029/2010GL045059.

Schwarzenbach, R.P., Escher, B.I., Fenner, K., Hofstetter, T.B., Johnson, C.A., von Gunten, U., Wehrli, B., 2006. The challenge of micropollutants in aquatic systems. Science 313, 1072–1077. https://doi.org/10.1126/science.1127291.

Seehausen, O., 2006. African cichlid fish: a model system in adaptive radiation research. Proc. R. Soc. B Biol. Sci. 273, 1987–1998. https://doi.org/10.1098/rspb.2006.3539.

Sharma, S., Blagrave, K., Magnuson, J.J., O'Reilly, C.M., Oliver, S., Batt, R.D., Magee, M. R., Straile, D., Weyhenmeyer, G.A., Winslow, L., Woolway, R.I., 2019. Widespread loss of lake ice around the Northern Hemisphere in a warming world. Nat. Clim. Change 9, 227. https://doi.org/10.1038/s41558-018-0393-5.

Sharma, S., Gray, D.K., Read, J.S., O'Reilly, C.M., Schneider, P., Qudrat, A., Gries, C., Stefanoff, S., Hampton, S.E., Hook, S., Lenters, J.D., Livingstone, D.M., McIntyre, P. B., Adrian, R., Allan, M.G., Anneville, O., Arvola, L., Austin, J., Bailey, J., Baron, J.S., Brookes, J., Chen, Y., Daly, R., Dokulil, M., Dong, B., Ewing, K., de Eyto, E., Hamilton, D., Havens, K., Haydon, S., Hetzenauer, H., Heneberry, J., Hetherington, A.L., Higgins, S.N., Hixson, E., Izmest'eva, L.R., Jones, B.M., Kangur, K., Kasprzak, P., Köster, O., Kraemer, B.M., Kumagai, M., Kuusisto, E., Leshkevich, G., May, L., MacIntyre, S., Müller-Navarra, D., Naumenko, M., Noges, P., Noges, T., Niederhauser, P., North, R.P., Paterson, A.M., Plisnier, P.-D., Rigosi, A., Rimmer, A., Rogora, M., Rudstam, L., Rusak, J.A., Salmaso, N., Samal, N.R., Schindler, D.E., Schladow, G., Schmidt, S.R., Schultz, T., Silow, E.A., Straile, D., Teubner, K., Verburg, P., Voutilainen, A., Watkinson, A., Weyhenmeyer, G.A., Williamson, C.E., Woo, K.H., 2015. A global database of lake surface temperatures collected by in situ and satellite methods from 1985–2009. Sci. Data 2, 150008. https://doi.org/10.1038/sdata.2015.8

Siefkes, M., Steeves, T., Sullivan, W., Twohey, M., Li, W. (Eds.), 2013. Sea Lamprey control: past, present, and future. Great Lakes Fish. Policy Manag. Eds Taylor WW Lynch AJ Leonard NJ Mich. Second. State Univ. Press East Lansing MI, pp. 651–704.

Sierszen, M.E., Morrice, J.A., Trebitz, A.S., Hoffman, J.C., 2012. A review of selected ecosystem services provided by coastal wetlands of the Laurentian Great Lakes. Aquat. Ecosyst. Health Manag. 15, 92–106. https://doi.org/10.1080/14634988.2011.624970.

Sierszen, M.E., Schoen, L.S., Kosiara, J.M., Hoffman, J.C., Cooper, M.J., Uzarski, D.G., 2019. Relative contributions of nearshore and wetland habitats to coastal food webs in the Great Lakes. J. Great Lakes Res. 45, 129–137. https://doi.org/10.1016/j.jglr.2018.11.006.

Sinha, E., Michalak, A.M., Balaji, V., 2017. Eutrophication will increase during the 21st century as a result of precipitation changes. Science 357, 405–408. https://doi.org/10.1126/science.aan2409.

Smith, B.R., Tibbles, J.J., 1980. Sea Lamprey (*Petromyzon marinus*) in Lakes Huron, Michigan, and Superior: History of Invasion and Control, 1936–78. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 37, 1780–1801. https://doi.org/10.1139/f80-222.

Smith, S.D.P., Bunnell, D.B., Burton Jr., G.A., Ciborowski, J.J.H., Davidson, A.D., Dickinson, C.E., Eaton, L.A., Esselman, P.C., Evans, M.A., Kashian, D.R., Manning, N.F., McIntyre, P.B., Nalepa, T.F., Perez-Fuentetaja, A., Steinman, A.D., Uzarski, D. G., Allan, J.D., 2019. Evidence for interactions among environmental stressors in the Laurentian Great Lakes. Ecol. Ind. 101,. https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2019.01.010 203211.

Smith, S.D.P., Mcintyre, P.B., Halpern, B.S., Cooke, R.M., Marino, A.L., Boyer, G.L., Buchsbaum, A., Burton, G.A., Campbell, L.M., Ciborowski, J.J.H., Doran, P.J., Infante, D.M., Johnson, L.B., Read, J.G., Rose, J.B., Rutherford, E.S., Steinman, A.D., Allan, J.D., 2015. Rating impacts in a multi-stressor world: a quantitative assessment of 50 stressors affecting the Great Lakes. Ecol. Appl. Publ. Ecol. Soc. Am. 25, 717–728.

Snyder, S.A., Westerhoff, P., Yoon, Y., Sedlak, D.L., 2003. Pharmaceuticals, personal care products, and endocrine disruptors in water: Implications for the water industry. Environ. Eng. Sci. 20, 449–469. https://doi.org/10.1089/109287503768335931.

Soranno, P.A., Cheruvelil, K.S., Webster, K.E., Bremigan, M.T., Wagner, T., Stow, C.A., 2010. Using landscape limnology to classify freshwater ecosystems for multi-ecosystem management and conservation. Bioscience 60, 440–454. https://doi.org/10.1525/bio.2010.60.6.8.

Steffen, M.M., Belisle, B.S., Watson, S.B., Boyer, G.L., Wilhelm, S.W., 2014. Status, causes and controls of cyanobacterial blooms in Lake Erie. J. Great Lakes Res. 40, 215–225. https://doi.org/10.1016/j.jglr.2013.12.012.

Steffen, W., Crutzen, P.J., McNeill, J.R., 2007. The Anthropocene: Are humans now overwhelming the great forces of Nature?. Ambio 36, 614–621.

Sterner, R.W., Keeler, B., Polasky, S., Poudel, R., Rhude, K., Rogers, M., 2020. Ecosystem services of Earth's largest freshwater lakes. Ecosyst. Serv. 41,. https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2019.101046 101046.

Stich, H.B., 2004. Back again: The reappearance of *Diaphanosoma brachyurum* in Lake Constance. Arch. Für Hydrobiol. 423–431. https://doi.org/10.1127/0003-9136/2004/0159-0423.

Straile, D., 2015. Zooplankton biomass dynamics in oligotrophic versus eutrophic conditions: a test of the PEG model. Freshw. Biol. 60, 174–183. https://doi.org/10.1111/fwb.12484.

Straile, D., Kerimoglu, O., Peeters, F., 2015. Trophic mismatch requires seasonal heterogeneity of warming. Ecology 96, 2794–2805.

Sweka, J.A., Neuenhoff, R., Withers, J., Davis, L., 2018. Application of a depletion-based stock reduction analysis (DB-SRA) to lake sturgeon in Lake Erie. J. Great Lakes Res. 44, 311–318. https://doi.org/10.1016/j.jglr.2018.01.002.

Tammeorg, O., Möls, T., Niemistö, J., Holmroos, H., Horppila, J., 2017. The actual role of oxygen deficit in the linkage of the water quality and benthic phosphorus release: Potential implications for lake restoration. Sci. Total Environ. 599–600, 732–738. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.04.244.

Thackeray, S.J., Jones, I.D., Maberly, S.C., 2008. Long-term change in the phenology of spring phytoplankton: species-specific responses to nutrient enrichment and climatic change. J. Ecol. 96, 523–535. https://doi.org/10.1111/j.1365-2745.2008.01355.x.

Thomas, G., Eckmann, R., 2007. The influence of eutrophication and population biomass on common whitefish (*Coregonus lavaretus*) growth — the Lake Constance example revisited. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 64, 402–410. https://doi.org/10.1139/f07-019.

Trebitz, A.S., Hoffman, J.C., 2015. Coastal Wetland Support of Great Lakes Fisheries: Progress from Concept to Quantification. Trans. Am. Fish. Soc. 144, 352–372. https://doi.org/10.1080/00028487.2014.982257.

Uslu, M.O., 2012. Chemicals of Emerging Concern in the Great Lakes Region. International Joint Commission.

Uzarski, D.G., 2009. Wetlands of Large Lakes. In: Likens, G.E. (Ed.), Encyclopedia of Inland Waters. Academic Press, Oxford, pp. 599–606. https://doi.org/10.1016/B978-012370626-3.00064-8.

Uzarski, D.G., Brady, V.J., Cooper, M.J., Wilcox, D.A., Albert, D.A., Axler, R.P., Bostwick, P., Brown, T.N., Ciborowski, J.J.H., Danz, N.P., Gathman, J.P., Gehring, T.M., Grabas, G.P., Garwood, A., Howe, R.W., Johnson, L.B., Lamberti, G.A., Moerke, A. H., Murry, B.A., Niemi, G.J., Norment, C.J., Ruetz, C.R., Steinman, A.D., Tozer, D.C., Wheeler, R., O'Donnell, T.K., Schneider, J.P., 2017. Standardized Measures of Coastal Wetland Condition: Implementation at a Laurentian Great Lakes Basin-Wide Scale. Wetlands 37, 15–32. https://doi.org/10.1007/s13157-016-0835-7.

Vadeboncoeur, Y., McIntyre, P.B., Vander Zanden, M.J., 2011. Borders of Biodiversity: Life at the Edge of the World's Large Lakes. Bioscience 61, 526–537. https://doi.org/10.1525/bio.2011.61.7.7.

Vincent, W.F., 2018. Lakes: A Very Short Introduction. Oxford University Press.

Vincent, W.F., 2020. Arctic Climate Change: Local Impacts, Global Consequences, and Policy Implications. In: Coates, K.S., Holroyd, C. (Eds.), The Palgrave Handbook of Arctic Policy and Politics. Springer International Publishing, Cham, pp. 507–526. https://doi.org/10.1007/978-3-030-20557-7_31.

Vinogradov, G.A., Klerman, A.K., Komov., V.T., 1987. Peculiarities of ion exchange in the freshwater molluscs at high hydrogen ion concentrations and low salt content in the water. Ekologiya 3, 81–84.

Visha, A., Gandhi, N., Bhavsar, S.P., Arhonditsis, G.B., 2018. A Bayesian assessment of polychlorinated biphenyl contamination of fish communities in the Laurentian Great Lakes. Chemosphere 210, 1193–1206. https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2018.07.070.

Vollenweider, 1968. Water management research. Scientific fundamentals of the eutrophication of lakes and flowing waters with particular reference to nitrogen and phosphorus as factors in eutrophication. Organization for Economic Co-operation and Development. Directorate for Scientific Affairs. Paris. Current status of research on eutrophication in Europe, the United States and Canada, 20 p. Limnol. Oceanogr. 15, 169–170. https://doi.org/10.4319/lo.1970.15.1.0169

Volta, P., Jeppesen, E., Sala, P., Galafassi, S., Foglini, C., Puzzi, C., Winfield, I.J., 2018. Fish assemblages in deep Italian subalpine lakes: history and present status with an emphasis on non-native species. Hydrobiologia 824, 255–270. https://doi.org/10.1007/s10750-018-3621-0.

Vonlanthen, P., Bittner, D., Hudson, A.G., Young, K.A., Müller, R., Lundsgaard-Hansen, B., Roy, D., Di Piazza, S., Largiader, C.R., Seehausen, O., 2012. Eutrophication causes speciation reversal in whitefish adaptive radiations. Nature 482, 357–362. https://doi.org/10.1038/nature10824.

Vörösmarty, C.J., Green, P., Salisbury, J., Lammers, R.B., 2000. Global water resources: Vulnerability from climate change and population growth. Science 289, 284–288. https://doi.org/10.1126/science.289.5477.284.

Wang, W., Lee, X., Xiao, W., Liu, S., Schultz, N., Wang, Y., Zhang, M., Zhao, L., 2018. Global lake evaporation accelerated by changes in surface energy allocation in a warmer climate. Nat. Geosci. 11, 410–414. https://doi.org/10.1038/s41561-018-0114-8.

Weisner, S.E.B., Strand, J.A., Sandsten, H., 1997. Mechanisms regulating abundance of submerged vegetation in shallow eutrophic lakes. Oecologia 109, 592–599. https://doi.org/10.1007/s004420050121.

Weyhenmeyer, G.A., Broberg, N., 2014. Increasing algal biomass in Lake Vänern despite decreasing phosphorus concentrations: A lake-specific phenomenon? Aquat. Ecosyst, Health Manag.

Whillans, T.H., 1982. Changes in marsh area along the Canadian Shore of Lake Ontario. J. Great Lakes Res. 8, 570–577. https://doi.org/10.1016/S0380-1330(82)71994-X.

Whish-Wilson, P., 2002. The Aral Sea environmental health crisis. Journal of Rural and Remote Environmental Health 1, 29–34.

Wilhelm, S.W., DeBruyn, J.M., Gillor, O., Twiss, M.R., Livingston, K., Bourbonniere, R. A., Pickell, L.D., Trick, C.G., Dean, A.L., McKay, R.M., 2003. Effect of phosphorus amendments on present day plankton communities in pelagic Lake Erie. Aquat. Microb. Ecol. 32, 275–285. https://doi.org/10.3354/ame032275.

Willén, E., 2001. Phytoplankton and water quality characterization: experiences from the Swedish large lakes Mälaren, Hjälmaren, Vättern and Vänern. Ambio 30, 529–537.

Williamson, C.E., Saros, J.E., Vincent, W.F., Smol, J.P., 2009. Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. Limnol. Oceanogr. 54, 2273–2282. https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2273.

Winder, M., Schindler, D.E., 2004. Climatic effects on the phenology of lake processes. Glob. Change Biol. 10, 1844–1856. https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2004.00849.x.

Winkler, K.A., Pamminger-Lahnsteiner, B., Wanzenböck, J., Weiss, S., 2011. Hybridization and restricted gene flow between native and introduced stocks of Alpine whitefish (*Coregonus* sp.) across multiple environments. Mol. Ecol. 20, 456–472. https://doi.org/10.1111/j.1365-294X.2010.04961.x.

Woolway, R.I., Kraemer, B.M., Lenters, J.D., Merchant, C.J., O'Reilly, C.M., Sharma, S., 2020. Global lake responses to climate change. Nat Rev Earth Env In press.

Woolway, R.I., Merchant, C.J., 2019. Worldwide alteration of lake mixing regimes in response to climate change. Nat. Geosci. 12, 271–276. https://doi.org/10.1038/s41561-019-0322-x.

Woolway, R.I., Merchant, C.J., 2018. Intralake heterogeneity of thermal responses to climate change: A sudy of large Northern Hemisphere lakes. J. Geophys. Res. Atmospheres 123, 3087–3098. https://doi.org/10.1002/2017JD027661.

Wurtsbaugh, W.A., Miller, C., Null, S.E., DeRose, R.J., Wilcock, P., Hahnenberger, M., Howe, F., Moore, J., 2017. Decline of the world's saline lakes. Nat. Geosci. Doi 101038ngeo3052. https://doi.org/10.1038/NGEO3052

Wurtsbaugh, W.A., Paerl, H.W., Dodds, W.K., 2019. Nutrients, eutrophication and harmful algal blooms along the freshwater to marine continuum. WIREs Water 6,. https://doi.org/10.1002/wat2.1373 e1373.

Xi, X., Sokolik, I.N., 2016. Quantifying the anthropogenic dust emission from agricultural land use and desiccation of the Aral Sea in Central Asia. J. Geophys. Res. Atmospheres 121, 12270–12281. https://doi.org/10.1002/2016JD025556.

Zhong, Y., Notaro, M., Vavrus, S.J., Foster, M.J., 2016. Recent accelerated warming of the Laurentian Great Lakes: Physical drivers. Limnol. Oceanogr. 61, 1762–1786. https://doi.org/10.1002/lno.10331.

# Liste d'abbréviations

**ADCP** Acoustic Doppler Current Profiler

**AROME** Application de la Recherche à l'Oprationnel à MésoÉchelle

**ARPEGE** Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle

**CEPMMT** Centre Européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme

**CEN** Centre d'Études de la Neige

**CIPEL** Commission Internationale pour la Protection des Eaux du Léman

**CLM** Community Land Model

**CNES** Centre National d'Études Spatiales

**CNR** Compagnie Nationale du Rhône

**CNRM** Centre National de Recherches Météorologiques

**CNRM-CM** CNRM Climate Model

**CRM** Comité de bassin Rhône-Méditerranée

**DCSC** Direction de la Climatologie et des Services Climatiques

**DRT** Dominant River Tracing

**DWD** Deutscher Wetterdienst

**E2O** Earth 2 Observe project

**EPFL** École Polytechnique Fédérale de Lausanne

**FAO** Food and Agriculture Organization

**FLake** Freshwater Lake model

**GCM** General Circulation Model

**GIEC/IPCC** Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat / Intergovernmental Panel on Climate Change

**GLDB** Global Lake DataBase

**GPCC** Global Precipitation Climatology Centre

**GRACE** Gravity Recovery and Climate Experiment

**GRACE-FO** Gravity Recovery and Climate Experiment-Follow On

**GRDC** Global Runoff Data Center

**GRP** Génie Rural pour la Prévision

**IGN** Institut national de l'information géographique et forestière

**InSAR** Interferometric Synthetic Aperture Radar

**ISBA-3L** Interaction Surface Biopshère Atmosphère

**ISBA-DF** ISBA Diffusive scheme

**KGE** Kling-Gupta Efficiency score

**LAI** Leaf Area Index

**ISBA-ES** ISBA Explicit Snow scheme

**LSM** Land Surface Model

**MEB** Multi-Energy Balance schema

**MERIT** Multi Error Removed Improved Terrain

**MNT/DEM** Modèle Numérique de Terrain/Digital Elevation Model

**MODIS** Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

**MSWEP** Multi-Source Weighted Ensemble Precipitation

**NASA** National Aeronautics and Space Administration

**NCAR** National Center for Atmospheric Research

**NCEP** National Centers for Environmental Protection

**NDVI** Normalized Difference Vegetation Index

**NEMO** Nucleus for European Modelling of the Ocean

**NIC** Normalized Information Contribution

**NGF** Nivellement Général de la France

**NSE** Nash-Sutcliffe Efficiency score

**$NSE_{log}$** Logarithmic Nash-Sutcliffe Efficiency score

**OMM** Organisation Mondiale de la Météorologie

**ONEMA** Office National de l'Eau et Millieux Aquatiques (aujourd'hui Office National pour la Biodiversité)

**POM** Princeton Ocean Model

**RMSD** Root Mean Square Deviation

**RRM** River Routing Model

**SAFRAN** Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige

**SAR** Synthetic Aperture Radar

**SCHAPI** Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations

**SURFEX** Surface Externalisée

**SWE** Snow Water Equivalent

**SWOT** Surface Water and Ocean Topography

**TEB** Town Energy Balance scheme

**TOPMODEL** Topography based hydrological model

**TRIP** Total Runoff Integrating Pathways

**UNESCO** Organisation des Nations Unies pour l'éducation, la science et la culture

**VIC** Variable Infiltration Capacity model

**WHO** World Health Organisation

**ZCIT** Zone de Convergence Inter-Tropicale

# Bibliographie


R. Abarca-Del-Rio, J.-F. Crétaux, M. Berge-Nguyen, and P. Maisongrande. Does lake titicaca still control the lake poopó system water levels ? an investigation using satellite altimetry and modis data (2000–2009). *Remote sensing letters*, 3(8) :707–714, 2012. (Cité en page 26.)

B. W. Abbott, K. Bishop, J. P. Zarnetske, C. Minaudo, F. Chapin, S. Krause, D. M. Hannah, L. Conner, D. Ellison, S. E. Godsey, et al. Human domination of the global water cycle absent from depictions and perceptions. *Nature Geoscience*, 12(7) :533–540, 2019. (Cité en page 5.)

J. C. Adam, I. Haddeland, F. Su, and D. P. Lettenmaier. Simulation of reservoir influences on annual and seasonal streamflow changes for the lena, yenisei, and ob'rivers. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 112(D24), 2007. (Cité en page 188.)

R. Adrian, C. M. O'Reilly, H. Zagarese, S. B. Baines, D. O. Hessen, W. Keller, D. M. Livingstone, R. Sommaruga, D. Straile, E. Van Donk, et al. Lakes as sentinels of climate change. *Limnology and oceanography*, 54(6part2) :2283–2297, 2009. (Cité en pages 46 et 47.)

L. Alfieri, P. Burek, E. Dutra, B. Krzeminski, D. Muraro, J. Thielen, and F. Pappenberger. Glofas ; global ensemble streamflow forecasting and flood early warning. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(3) :1161–1175, 2013. doi : 10.5194/hess-17-1161-2013. URL `https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/17/1161/2013/`. (Cité en page 68.)

L. Alfieri, P. Burek, L. Feyen, and G. Forzieri. Global warming increases the frequency of river floods in europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(5) :2247, 2015. (Cité en page 3.)

R. Alkama, M. Kageyama, G. Ramstein, O. Marti, P. Ribstein, and D. Swingedouw. Impact of a realistic river routing in coupled ocean–atmosphere simulations of the last glacial maximum climate. *Climate dynamics*, 30(7-8) :855–869, 2008. (Cité en page 4.)

R. Alkama, B. Decharme, H. Douville, M. Becker, A. Cazenave, J. Sheffield, A. Voldoire, S. Tyteca, and P. Le Moigne. Global evaluation of the isba-trip continental hydrological system. part i : Comparison to grace terrestrial water storage estimates and in situ river discharges. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3) :583–600, 2010. (Cité en page 98.)

R. G. Allen, L. S. Pereira, D. Raes, and M. Smith. Crop evapotranspiration-guidelines for computing crop water requirements-fao. *Irrigation and drainage paper 56*, 1998. (Cité en page 35.)

D. Alsdorf, D. Lettenmaier, and C. Vörösmarty. The need for global, satellite-based observations of terrestrial surface waters. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 84(29) :269–276, 2003. (Cité en pages 25, 29 et 62.)

D. E. Alsdorf, E. Rodríguez, and D. P. Lettenmaier. Measuring surface water from space. *Reviews of Geophysics*, 45(2), 2007. (Cité en pages 29 et 62.)

M. Amadori, S. PICCOLROAZ, L. Giovannini, D. Zardi, and M. Toffolon. Wind variability and earth's rotation as drivers of transport in a deep, elongated subalpine lake : the case of lake garda. *Journal of limnology*, 2018. (Cité en page 57.)

V. K. Arora and G. J. Boer. A variable velocity flow routing algorithm for gcms. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 104(D24) :30965–30979, 1999. (Cité en page 101.)

A. Arsen, J.-F. Crétaux, M. Berge-Nguyen, and R. A. Del Rio. Remote sensing-derived bathymetry of lake poopó. *Remote Sensing*, 6(1) :407–420, 2014. (Cité en page 230.)

N. Avisse, A. Tilmant, M. F. Müller, and H. Zhang. Monitoring small reservoirs' storage with satellite remote sensing in inaccessible areas. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12) :6445, 2017. (Cité en page 172.)

D. Baldocchi, E. Falge, L. Gu, R. Olson, D. Hollinger, S. Running, P. Anthoni, C. Bernhofer, K. Davis, R. Evans, J. Fuentes, A. Goldstein, G. Katul, B. Law, X. Lee, Y. Malhi, T. Meyers, W. Munger, W. Oechel, K. T. Paw U, K. Pilegaard, H. P. Schmid, R. Valentini, S. Verma, T. Vesala, K. Wilson, and S. Wofsy. FLUXNET : A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem-Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Flux Densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(11) :2415–2434, 11 2001. ISSN 0003-0007. doi : 10.1175/1520-0477(2001)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2. URL `https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<2415:FANTTS>2.3.CO;2`. (Cité en page 35.)

G. Balsamo and A. Belward. Lakes in weather prediction : a moving target. *ECMWF Newsletter*, 50 :6–7, 2017. (Cité en page 47.)

G. Balsamo, A. Beljaars, K. Scipal, P. Viterbo, B. van den Hurk, M. Hirschi, and A. K. Betts. A Revised Hydrology for the ECMWF Model : Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System. *Journal of Hydrometeorology*, 10(3) :623–643, 06 2009. ISSN 1525-755X. doi : 10.1175/2008JHM1068.1. URL `https://doi.org/10.1175/2008JHM1068.1`. (Cité en page 68.)

G. Balsamo, R. Salgado, E. Dutra, S. Boussetta, T. Stockdale, and M. Potes. On the contribution of lakes in predicting near-surface temperature in a global weather forecasting model. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64(1) :15829, 2012. (Cité en pages 55 et 106.)

T. Baracchini, A. Wüest, and D. Bouffard. Meteolakes : An operational online three-dimensional forecasting platform for lake hydrodynamics. *Water Research*, 172 : 115529, 2020. (Cité en page 57.)

D. Bastviken, J. Cole, M. Pace, and L. Tranvik. Methane emissions from lakes : Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate. *Global biogeochemical cycles*, 18(4), 2004. (Cité en page 193.)

H. E. Beck, N. Vergopolan, M. Pan, V. Levizzani, A. I. Van Dijk, G. P. Weedon, L. Brocca, F. Pappenberger, G. J. Huffman, and E. F. Wood. Global-scale evaluation of 22 precipitation datasets using gauge observations and hydrological modeling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(12) :6201, 2017. (Cité en pages 130 et 168.)

H. E. Beck, N. E. Zimmermann, T. R. McVicar, N. Vergopolan, A. Berg, and E. F. Wood. Present and future köppen-geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific data*, 5 :180214, 2018. (Cité en pages 162, 164 et 166.)

D. Beletsky, J. H. Saylor, and D. J. Schwab. Mean circulation in the great lakes. *Journal of Great Lakes Research*, 25(1) :78–93, 1999. (Cité en page 57.)

V. A. Bell and R. J. Moore. The sensitivity of catchment runoff models to rainfall data at different spatial scales. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 4(4) :653–667, 2000. URL `https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00304695`. (Cité en page 33.)

P. Berry, J. Garlick, J. Freeman, and E. Mathers. Global inland water monitoring from multi-mission altimetry. *Geophysical Research Letters*, 32(16), 2005. (Cité en page 27.)

L. Berthet. *Prévision des crues au pas de temps horaire : pour une meilleure assimilation de l'information de débit dans un modèle hydrologique*. Theses, AgroParisTech, 2010. URL `https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-00529652`. (Cité en page 42.)

J. Best. Anthropogenic stresses on the world's big rivers. *Nature Geoscience*, 12(1) :7–21, 2019. (Cité en page 188.)

K. Beven. How far can we go in distributed hydrological modelling ? *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(1) :1–12, 2001. doi : 10.5194/hess-5-1-2001. URL `https://hess.copernicus.org/articles/5/1/2001/`. (Cité en page 20.)

K. J. Beven and M. J. Kirby. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1) :43–69, 1979. doi : 10.1080/02626667909491834. URL `https://doi.org/10.1080/02626667909491834`. (Cité en page 42.)

C. M. Bhumralkar. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *Journal of Applied Meteorology*, 14(7) :1246–1258, 1975. (Cité en page 82.)

S. Biancamaria, K. M. Andreadis, M. Durand, E. A. Clark, E. Rodriguez, N. M. Mognard, D. E. Alsdorf, D. P. Lettenmaier, and Y. Oudin. Preliminary characterization of swot hydrology error budget and global capabilities. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 3(1) :6–19, 2009. (Cité en page 31.)

S. Biancamaria, D. P. Lettenmaier, and T. M. Pavelsky. The swot mission and its capabilities for land hydrology. In *Remote Sensing and Water Resources*, pages 117–147. Springer, 2016. (Cité en pages 29, 30, 231 et 244.)

C. Birkett. The contribution of topex/poseidon to the global monitoring of climatically sensitive lakes. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 100(C12) :25179–25204, 1995. (Cité en page 26.)

C. M. Birkett. Contribution of the topex nasa radar altimeter to the global monitoring of large rivers and wetlands. *Water Resources Research*, 34(5) :1223–1239, 1998. (Cité en page 26.)

A. Blackadar. Modeling the nocturnal boundary layer, paper presented at third symposium on atmospheric turbulence, diffusion and air quality. *Am. Meteorol. Soc., Raleigh, NC*, 1976. (Cité en page 82.)

J. M. Blais and J. Kalff. The influence of lake morphometry on sediment focusing. *Limnology and Oceanography*, 40(3) :582–588, 1995. (Cité en pages 193 et 229.)

G. Blöschl and M. Sivapalan. Scale issues in hydrological modelling : a review. *Hydrological processes*, 9(3-4) :251–290, 1995. (Cité en pages 20 et 41.)

G. B. Bonan. Sensitivity of a gcm simulation to inclusion of inland water surfaces. *Journal of Climate*, 8(11) :2691–2704, 1995. (Cité en page 55.)

R. Bonnet, J. Boé, G. Dayon, and E. Martin. Twentieth-century hydrometeorological reconstructions to study the multidecadal variations of the water cycle over france. *Water Resources Research*, 53(10) :8366–8382, 2017. (Cité en page 139.)

A. Boone and P. Etchevers. An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model : Local-scale evaluation at an alpine site. *Journal of Hydrometeorology*, 2(4) :374–394, 2001. (Cité en pages 79, 95, 96 et 97.)

A. Boone, J.-C. Calvet, and J. Noilhan. Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force–restore method. *Journal of Applied Meteorology*, 38(11) : 1611–1630, 1999. (Cité en pages 79, 80, 86 et 89.)

A. Boone, V. Masson, T. Meyers, and J. Noilhan. The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil–vegetation–atmosphere transfer scheme. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9) :1544–1569, 2000. (Cité en pages xvi, 79, 80, 83, 93, 94 et 95.)

A. Boone, P. Samuelsson, S. Gollvik, A. Napoly, L. Jarlan, E. Brun, and B. Decharme. The interactions between soil–biosphere–atmosphere land surface model with a multi-energy balance (isba-meb) option in surfexv8 – part 1 : Model description. *Geoscientific Model Development*, 10(2) :843–872, 2017. doi : 10.5194/gmd-10-843-2017. URL `https://www.geosci-model-dev.net/10/843/2017/`. (Cité en pages 79 et 190.)

C. Bouchez, J. Goncalves, P. Deschamps, C. Vallet-Coulomb, B. Hamelin, J.-C. Doumnang, and F. Sylvestre. Hydrological, chemical and isotopic budgets of lake chad : a quantitative assessment of evaporation, transpiration and infiltration fluxes. *Hydrology & Earth System Sciences Discussions*, 12(10), 2015. (Cité en pages 46 et 49.)

D. Bouffard and A. Wüest. Convection in lakes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 51 (1) :189–215, 2019. doi : 10.1146/annurev-fluid-010518-040506. URL `https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010518-040506`. (Cité en pages 49, 53 et 57.)

L. C. Bowling and D. P. Lettenmaier. Modeling the effects of lakes and wetlands on the water balance of arctic environments. *Journal of Hydrometeorology*, 11(2) :276–295, 2010. (Cité en pages 7, 55, 61, 66, 67, 193 et 209.)

J. E. Box and K. Steffen. Sublimation on the greenland ice sheet from automated weather station observations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D24) : 33965–33981, 2001. (Cité en page 35.)

I. Braud, J. Noilhan, P. Bessemoulin, P. Mascart, R. Haverkamp, and M. Vauclin. Bare-ground surface heat and water exchanges under dry conditions : Observations and parameterization. *Boundary-Layer Meteorology*, 66(1-2) :173–200, 1993. (Cité en page 93.)

J.-P. Bravard and A. Clémens. *Le Rhône en 100 Questions*. Zone Atelier Bassin du Rhône, GRAIE, 2008. (Cité en page 134.)

A. Brunello, V. Molotov, B. Dugherkhuu, C. Goldman, E. Khamaganova, T. Strijhova, and R. Sigman. Lake baikal : Experience and lessons learned brief. *Tahoe-Baikal Institute*, 2003. (Cité en pages 162 et 163.)

A. J. Brunello, V. C. Molotov, B. Dugherkhuu, C. Goldman, E. Khamaganova, T. Strijhova, and R. Sigman. Lake baikal. *Experiences and Lessons Learned Brief, Tahoe-Baikal Institute, South Lake Tahoe, CA, USA*, 2006. (Cité en page 164.)

P. Burek, J. Van Der Knijff, and A. De Roo. Lisflood, distributed water balance and flood simulation model : Revised user manual. *European commission, joint research centre, Report EUR*, 26162, 2013. (Cité en pages xvi, 7, 41, 44, 65, 67 et 68.)

P. Burek, Y. Satoh, G. Fischer, M. Kahil, A. Scherzer, S. Tramberend, L. Nava, Y. Wada, S. Eisner, M. Flörke, et al. Water futures and solution-fast track initiative. *IIASA, Laxenburg, Austria*, 2016. (Cité en page 1.)

P. Burek, Y. Satoh, T. Kahil, T. Tang, P. Greve, M. Smilovic, L. Guillaumot, F. Zhao, and Y. Wada. Development of the community water model (cwatm v1. 04)–a high-resolution hydrological model for global and regional assessment of integrated water resources management. *Geoscientific Model Development*, 13(7) :3267–3298, 2020. (Cité en page 65.)

T. Busker, A. d. Roo, E. Gelati, C. Schwatke, M. Adamovic, B. Bisselink, J.-F. Pekel, and A. Cottam. A global lake and reservoir volume analysis using a surface water dataset and satellite altimetry. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(2) :669–690, 2019. (Cité en page 61.)

J. B. Butcher, D. Nover, T. E. Johnson, and C. M. Clark. Sensitivity of lake thermal and mixing dynamics to climate change. *Climatic Change*, 129(1-2) :295–305, 2015. (Cité en page 53.)

B. B. Cael, A. J. Heathcote, and D. A. Seekell. The volume and mean depth of earth's lakes. *Geophysical Research Letters*, 44(1) :209–218, 2017. (Cité en page 230.)

S. Calmant, F. Seyler, and J. F. Cretaux. Monitoring continental surface waters by satellite altimetry. *Surveys in geophysics*, 29(4-5) :247–269, 2008. (Cité en pages xv, 26 et 27.)

J.-C. Calvet and J.-F. Soussana. Modelling co2-enrichment effects using an interactive vegetation svat scheme. *Agricultural and forest meteorology*, 108(2) :129–152, 2001. (Cité en page 79.)

J.-C. Calvet, J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso, and J.-P. Wigneron. An interactive vegetation svat model tested against data from six contrasting sites. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92(2) :73–95, 1998. (Cité en page 79.)

M. Chen, J. C. Rowland, C. J. Wilson, G. L. Altmann, and S. P. Brumby. The importance of natural variability in lake areas on the detection of permafrost degradation : A case study in the yukon flats, alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(3) : 224–240, 2013. (Cité en page 56.)

K. A. Cherkauer and T. Sinha. Hydrologic impacts of projected future climate change in the lake michigan region. *Journal of Great Lakes Research*, 36 :33–50, 2010. (Cité en page 7.)

K. A. Cherkauer, L. C. Bowling, and D. P. Lettenmaier. Variable infiltration capacity cold land process model updates. *Global and Planetary Change*, 38(1-2) :151–159, 2003. (Cité en pages xvi, 65 et 66.)

M. Choulga, E. Kourzeneva, E. Zakharova, and A. Doganovsky. Estimation of the mean depth of boreal lakes for use in numerical weather prediction and climate modelling. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 66(1) :21295, 2014. (Cité en pages 75, 114 et 245.)

M. Choulga, E. Kourzeneva, G. Balsamo, S. Boussetta, and N. Wedi. Upgraded global mapping information for earth system modelling : an application to surface water depth at the ecmwf. *Hydrology & Earth System Sciences*, 23(10), 2019. (Cité en pages 74 et 210.)

CIPEL. Rapports sur les études et recherches entreprises dans le bassin lémanique. programme quinquennal 2016 - 2020 -campagne 2018. Technical report, Commission Internationale pour la Protection des Eaux du Léman contre la pollution, 2019. (Cité en pages xxiii et 136.)

R. B. Clapp and G. M. Hornberger. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water resources research*, 14(4) :601–604, 1978. (Cité en page 90.)

M. T. Coe. A linked global model of terrestrial hydrologic processes : Simulation of modern rivers, lakes, and wetlands. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 103 (D8) :8885–8899, 1998. (Cité en pages 45 et 97.)

J. J. Cole, Y. T. Prairie, N. F. Caraco, W. H. McDowell, L. J. Tranvik, R. G. Striegl, C. M. Duarte, P. Kortelainen, J. A. Downing, J. J. Middelburg, et al. Plumbing the global

carbon cycle : integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems*, 10(1) :172–185, 2007. (Cité en page 61.)

J.-F. Crétaux, A. V. Kouraev, F. Papa, M. Bergé-Nguyen, A. Cazenave, N. Aladin, and I. S. Plotnikov. Evolution of sea level of the big aral sea from satellite altimetry and its implications for water balance. *Journal of Great Lakes Research*, 31(4) :520–534, 2005. (Cité en page 60.)

J.-F. Crétaux, W. Jelinski, S. Calmant, A. Kouraev, V. Vuglinski, M. Bergé-Nguyen, M.-C. Gennero, F. Nino, R. A. Del Rio, A. Cazenave, et al. Sols : A lake database to monitor in the near real time water level and storage variations from remote sensing data. *Advances in space research*, 47(9) :1497–1507, 2011. (Cité en page 173.)

J.-F. Crétaux, R. Abarca-del Río, M. Berge-Nguyen, A. Arsen, V. Drolon, G. Clos, and P. Maisongrande. Lake volume monitoring from space. *Surveys in Geophysics*, 37(2) : 269–305, 2016. (Cité en pages 30 et 31.)

C. d. b. R.-M. CRM. *État des lieux du bassin Rhône-Méditerranée*. CRM, Comité de bassin Rhône-Méditerranée, 2019. (Cité en pages 131 et 134.)

R. C. Crul et al. *Limnology and hydrology of Lake Victoria.* United Nations Educational Scientific and Cultural Organisation, UNESCO, 1995. (Cité en page 165.)

M. Cuthbert, T. Gleeson, N. Moosdorf, K. M. Befus, A. Schneider, J. Hartmann, and B. Lehner. Global patterns and dynamics of climate–groundwater interactions. *Nature Climate Change*, 9(2) :137–141, 2019. (Cité en page 5.)

M. Daniel, A. Lemonsu, M. Déqué, S. Somot, A. Alias, and V. Masson. Benefits of explicit urban parameterization in regional climate modeling to study climate and city interactions. *Climate dynamics*, 52(5-6) :2745–2764, 2019. (Cité en page 76.)

B. Davison, A. Pietroniro, V. Fortin, R. Leconte, M. Mamo, and M. Yau. What is missing from the prescription of hydrology for land surface schemes ? *Journal of Hydrometeorology*, 17(7) :2013–2039, 2016. (Cité en page 63.)

G. Dayon, J. Boe, E. Martin, and J. Gailhard. Impacts of climate change on the hydrological cycle over france and associated uncertainties. *Comptes Rendus Geoscience*, 350 (4) :141–153, 2018. (Cité en page 139.)

A. De Roo, C. Wesseling, and W. Van Deursen. Physically based river basin modelling within a gis : the lisflood model. *Hydrological Processes*, 14(11-12) :1981–1992, 2000. (Cité en pages 62 et 67.)

M. De Wit and J. Stankiewicz. Changes in surface water supply across africa with predicted climate change. *Science*, 311(5769) :1917–1921, 2006. (Cité en page 56.)

J. Deardorff. A parameterization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *Journal of Applied Meteorology*, 16(11) :1182–1185, 1977. (Cité en pages 6 et 80.)

J. W. Deardorff. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 83(C4) : 1889–1903, 1978. (Cité en pages 85 et 86.)

B. Decharme and H. Douville. Introduction of a sub-grid hydrology in the isba land surface model. *Climate dynamics*, 26(1) :65–78, 2006. (Cité en pages 80, 88, 90 et 98.)

B. Decharme and H. Douville. Global validation of the isba sub-grid hydrology. *Climate Dynamics*, 29(1) :21–37, 2007. (Cité en pages 78 et 79.)

B. Decharme, H. Douville, C. Prigent, F. Papa, and F. Aires. A new river flooding scheme for global climate applications : Off-line evaluation over south america. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113(D11), 2008. (Cité en page 98.)

B. Decharme, R. Alkama, H. Douville, M. Becker, and A. Cazenave. Global evaluation of the isba-trip continental hydrological system. part ii : Uncertainties in river routing simulation related to flow velocity and groundwater storage. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3) :601–617, 2010. (Cité en pages 98, 100, 101, 158 et 169.)

B. Decharme, A. Boone, C. Delire, and J. Noilhan. Local evaluation of the interaction between soil biosphere atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D20), 2011. (Cité en pages 79 et 80.)

B. Decharme, R. Alkama, F. Papa, S. Faroux, H. Douville, and C. Prigent. Global off-line evaluation of the isba-trip flood model. *Climate Dynamics*, 38(7-8) :1389–1412, 2012. (Cité en pages 98 et 169.)

B. Decharme, E. Martin, and S. Faroux. Reconciling soil thermal and hydrological lower boundary conditions in land surface models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(14) :7819–7834, 2013. (Cité en page 90.)

B. Decharme, E. Brun, A. Boone, C. Delire, P. Le Moigne, and S. Morin. Impacts of snow and organic soils parameterization on northern eurasian soil temperature profiles simulated by the isba land surface model. *The Cryosphere*, 10(2) :853–877, 2016. doi : 10.5194/tc-10-853-2016. URL `https://www.the-cryosphere.net/10/853/2016/`. (Cité en pages 79, 91, 94 et 97.)

B. Decharme, C. Delire, M. Minvielle, J. Colin, J.-P. Vergnes, A. Alias, D. Saint-Martin, R. Séférian, S. Sénési, and A. Voldoire. Recent changes in the isba-ctrip land surface system for use in the cnrm-cm6 climate model and in global off-line hydrological applications. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(5) :1207–1252, 2019. (Cité en pages 8, 44, 82, 91, 105, 162, 168, 169, 190, 194, 196 et 210.)

C. Delire, R. Séférian, B. Decharme, R. Alkama, J.-C. Calvet, D. Carrer, A.-L. Gibelin, E. Joetzjer, X. Morel, M. Rocher, et al. The global land carbon cycle simulated with isba-ctrip : improvements over the last decade. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, page e2019MS001886, 2020. (Cité en pages 98 et 213.)

G. Di Baldassarre, A. Viglione, G. Carr, L. Kuil, J. Salinas, and G. Blöschl. Socio-hydrology : conceptualising human-flood interactions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(8) :3295, 2013. (Cité en page 3.)

M. O. Dinka, W. Loiskandl, and J. M. Ndambuki. Hydrologic modelling for lake basaka : development and application of a conceptual water budget model. *Environmental monitoring and assessment*, 186(9) :5363–5379, 2014. (Cité en page 46.)

P. Döll, F. Kaspar, and B. Lehner. A global hydrological model for deriving water availability indicators : model tuning and validation. *Journal of Hydrology*, 270(1-2) : 105–134, 2003. (Cité en page 62.)

P. Döll, K. Fiedler, and J. Zhang. Global-scale analysis of river flow alterations due to water withdrawals and reservoirs. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(12) :2413, 2009. (Cité en page 62.)

H. Douville, J.-F. Royer, and J.-F. Mahfouf. A new snow parameterization for the meteo-france climate model. *Climate Dynamics*, 12(1) :21–35, 1995. (Cité en page 79.)

H. Douville, J. Colin, E. Krug, J. Cattiaux, and S. Thao. Midlatitude daily summer temperatures reshaped by soil moisture under climate change. *Geophysical Research Letters*, 43(2) :812–818, 2016. (Cité en page 4.)

J. A. Downing. Emerging global role of small lakes and ponds : little things means a lot. *Limnetica*, pages 9–24, 2010. (Cité en pages 62, 63 et 209.)

J. A. Downing, Y. Prairie, J. Cole, C. Duarte, L. Tranvik, R. G. Striegl, W. McDowell, P. Kortelainen, N. Caraco, J. Melack, et al. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnology and Oceanography*, 51(5) :2388–2397, 2006. (Cité en pages 45 et 62.)

Z. Duan and W. Bastiaanssen. Estimating water volume variations in lakes and reservoirs from four operational satellite altimetry databases and satellite imagery data. *Remote Sensing of Environment*, 134 :403–416, 2013. (Cité en pages 172 et 193.)

A. Ducharne, C. Golaz, E. Leblois, K. Laval, J. Polcher, E. Ledoux, and G. de Marsily. Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the lmd gcm. *Journal of Hydrology*, 280(1-4) :207–228, 2003. (Cité en page 7.)

D. Dudgeon, A. H. Arthington, M. O. Gessner, Z.-I. Kawabata, D. J. Knowler, C. Lévêque, R. J. Naiman, A.-H. Prieur-Richard, D. Soto, M. L. Stiassny, et al. Freshwater biodiversity : importance, threats, status and conservation challenges. *Biological reviews*, 81(2) :163–182, 2006. (Cité en page 46.)

L. Dümenil and E. Todini. A rainfall–runoff scheme for use in the hamburg climate model. In *Advances in theoretical hydrology*, pages 129–157. Elsevier, 1992. (Cité en page 88.)

Y. Durand, E. Brun, L. Merindol, G. Guyomarc'h, B. Lesaffre, and E. Martin. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of glaciology*, 18 : 65–71, 1993. (Cité en page 138.)

E. Dutra, V. M. Stepanenko, G. Balsamo, P. Viterbo, P. Miranda, D. Mironov, and C. Schär. An offline study of the impact of lakes on the performance of the ecmwf surface scheme. *Boreal environment research*, 15 :100–112, 2010. (Cité en pages 53 et 55.)

D. Eerkes-Medrano, R. C. Thompson, and D. C. Aldridge. Microplastics in freshwater systems : a review of the emerging threats, identification of knowledge gaps and prioritisation of research needs. *Water research*, 75 :63–82, 2015. (Cité en page 5.)

Ş. Elçi. Effects of thermal stratification and mixing on reservoir water quality. *Limnology*, 9(2) :135–142, 2008. (Cité en page 49.)

P. Etchevers. *Modélisation de la phase continentale du cycle de l'eau à l'échelle régionale. Impact de la modélisation de la neige sur l'hydrologie du Rhône*. PhD thesis, PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, 2000. (Cité en page 138.)

P. Etchevers, C. Golaz, and F. Habets. Simulation of the water budget and the river flows of the rhone basin from 1981 to 1994. *journal of hydrology*, 244(1-2) :60–85, 2001. (Cité en pages 139 et 140.)

S. Faroux, A. Kaptué Tchuenté, J.-L. Roujean, V. Masson, E. Martin, and P. L. Moigne. Ecoclimap-ii/europe : A twofold database of ecosystems and surface parameters at 1

km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models. *Geoscientific Model Development*, 6(2) :563–582, 2013. (Cité en pages 72 et 210.)

E. Fee, R. Hecky, S. Kasian, and D. Cruikshank. Effects of lake size, water clarity, and climatic variability on mixing depths in canadian shield lakes. *Limnology and oceanography*, 41(5) :912–920, 1996. (Cité en page 229.)

B. M. Fekete, C. J. Vörösmarty, and R. B. Lammers. Scaling gridded river networks for macroscale hydrology : Development, analysis, and control of error. *Water Resources Research*, 37(7) :1955–1967, 2001. (Cité en page 97.)

B. M. Fekete, C. J. Vörösmarty, J. O. Roads, and C. J. Willmott. Uncertainties in precipitation and their impacts on runoff estimates. *Journal of Climate*, 17(2) :294–304, 2004. (Cité en pages 33 et 62.)

N. Filatov, V. Baklagin, T. Efremova, L. Nazarova, and N. Palshin. Climate change impacts on the watersheds of lakes onego and ladoga from remote sensing and in situ data. *Inland Waters*, 9(2) :130–141, 2019. (Cité en page 166.)

N. Folton, E. Martin, P. Arnaud, P. L'hermite, and M. Tolsa. A 50-year analysis of hydrological trends and processes in a mediterranean catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(6) :2699–2714, 2019. (Cité en page 22.)

G. Forzieri, L. Feyen, R. Rojas, M. Flörke, F. Wimmer, and A. Bianchi. Ensemble projections of future streamflow droughts in europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(1) :85, 2014. (Cité en page 3.)

D. M. Fox, E. Witz, V. Blanc, C. Soulié, M. Penalver-Navarro, and A. Dervieux. A case study of land cover change (1950–2003) and runoff in a mediterranean catchment. *Applied Geography*, 32(2) :810 – 821, 2012. ISSN 0143-6228. doi : https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2011.07.007. URL `http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0143622811001421`. (Cité en page 36.)

P. D. Fricker and H. M. Nepf. Bathymetry, stratification, and internal seiche structure. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 105(C6) :14237–14251, 2000. (Cité en page 193.)

L.-L. Fu, E. J. Christensen, C. A. Yamarone, M. Lefebvre, Y. Menard, M. Dorrer, and P. Escudier. Topex/poseidon mission overview. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 99(C12) :24369–24381, 1994. (Cité en page 25.)

L.-L. Fu, D. Alsdorf, R. Morrow, E. Rodriguez, and N. Mognard. Swot : The surface water and ocean topography mission : Wide-swath altimetric elevation on earth.

Technical report, Pasadena, CA : Jet Propulsion Laboratory, National Aeronautics and Space . . . , 2012. (Cité en page 29.)

M. Fuchs, G. Campbell, and R. Papendick. An analysis of sensible and latent heat flow in a partially frozen unsaturated soil. *Soil Science Society of America Journal*, 42(3) : 379–385, 1978. (Cité en page 94.)

H. Gao, T. Bohn, E. Podest, K. McDonald, and D. Lettenmaier. On the causes of the shrinking of lake chad. *Environmental Research Letters*, 6(3) :034021, 2011. (Cité en page 60.)

H. Gao, S. Zhang, M. Durand, and H. Lee. Satellite remote sensing of lakes and wetlands. *Hydrologic Remote Sensing ; CRC Press : Boca Raton, FL, USA*, pages 57–72, 2016. (Cité en page 31.)

T. Garmaeva. Lake baikal : Model for sustainable development of the territory. *Lakes & Reservoirs : Research & Management*, 6(3) :253–257, 2001. (Cité en page 164.)

A. Getirana, H. C. Jung, J. Van Den Hoek, and C. E. Ndehedehe. Hydropower dam operation strongly controls lake victoria's freshwater storage variability. *Science of The Total Environment*, page 138343, 2020. (Cité en page 189.)

D. Giard and E. Bazile. Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global nwp model. *Monthly weather review*, 128(4) :997–1015, 2000. (Cité en page 95.)

A.-L. Gibelin, J.-C. Calvet, and N. Viovy. Modelling energy and co2 fluxes with an interactive vegetation land surface model-evaluation at high and middle latitudes. *Agricultural and forest meteorology*, 148(10) :1611–1628, 2008. (Cité en page 79.)

J. Gibson, T. Prowse, and D. Peters. Hydroclimatic controls on water balance and water level variability in great slave lake. *Hydrological Processes : An International Journal*, 20 (19) :4155–4172, 2006. (Cité en page 62.)

G.-H. Goudsmit, H. Burchard, F. Peeters, and A. Wüest. Application of k-ε turbulence models to enclosed basins : The role of internal seiches. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 107(C12) :23–1–23–13, 2002. doi : 10.1029/2001JC000954. (Cité en page 64.)

N. J. Gownaris, K. J. Rountos, L. Kaufman, J. Kolding, K. M. Lwiza, and E. K. Pikitch. Water level fluctuations and the ecosystem functioning of lakes. *Journal of Great Lakes Research*, 44(6) :1154–1163, 2018. (Cité en page 46.)

S. Goyette, N. McFarlane, and G. M. Flato. Application of the canadian regional climate model to the laurentian great lakes region : Implementation of a lake model. *Atmosphere-Ocean*, 38(3) :481–503, 2000. (Cité en page 63.)

M. B. Grieco and A. T. DeGaetano. A climatology of extreme wave height events impacting eastern lake ontario shorelines. *Theoretical and Applied Climatology*, 136 (1-2) :543–552, 2019. (Cité en page 57.)

G. Grill, B. Lehner, M. Thieme, B. Geenen, D. Tickner, F. Antonelli, S. Babu, P. Borrelli, L. Cheng, H. Crochetiere, et al. Mapping the world's free-flowing rivers. *Nature*, 569 (7755) :215, 2019. (Cité en page 188.)

A. Gronewold, J. Bruxer, D. Durnford, J. Smith, A. Clites, F. Seglenieks, S. Qian, T. Hunter, and V. Fortin. Hydrological drivers of record-setting water level rise on earth's largest lake system. *Water Resources Research*, 52(5) :4026–4042, 2016. (Cité en pages 46 et 62.)

A. D. Gronewold, J. P. Smith, L. Read, and J. L. Crooks. Reconciling the water balance of large lake systems. *Advances in Water Resources*, page 103505, 2020. (Cité en page 63.)

C. D. Groot Zwaaftink, R. Mott, and M. Lehning. Seasonal simulation of drifting snow sublimation in alpine terrain. *Water Resources Research*, 49(3) :1581–1590, 2013. (Cité en page 35.)

H. V. Gupta, H. Kling, K. K. Yilmaz, and G. F. Martinez. Decomposition of the mean squared error and nse performance criteria : Implications for improving hydrological modelling. *Journal of hydrology*, 377(1-2) :80–91, 2009. (Cité en pages 197 et 218.)

F. Habets and G.-M. Saulnier. Subgrid runoff parameterization. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 26(5-6) :455–459, 2001. (Cité en page 88.)

F. Habets, J. Noilhan, C. Golaz, J. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé, and D. Vidal-Madjar. The isba surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the hapex-mobilhy area : Part i : Model and database. *Journal of Hydrology*, 217(1) :75 – 96, 1999. ISSN 0022-1694. doi : https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00019-0. (Cité en pages 79, 80, 88 et 90.)

F. Habets, A. Boone, J.-L. Champeaux, P. Etchevers, L. Franchisteguy, E. Leblois, E. Ledoux, P. Le Moigne, E. Martin, S. Morel, et al. The safran-isba-modcou hydrometeorological model applied over france. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 113 (D6), 2008. (Cité en pages 138 et 139.)

I. Haddeland, T. Skaugen, and D. P. Lettenmaier. Anthropogenic impacts on continental surface water fluxes. *Geophysical Research Letters*, 33(8), 2006. (Cité en page 62.)

S. Hagemann and L. Dümenil. A parametrization of the lateral waterflow for the global scale. *Climate dynamics*, 14(1) :17–31, 1997. (Cité en page 97.)

L. Håkanson. The importance of lake morphometry for the structureand function of lakes. *International Review of Hydrobiology : A Journal Covering all Aspects of Limnology and Marine Biology*, 90(4) :433–461, 2005. (Cité en page 74.)

J. Halder, L. Decrouy, and T. W. Vennemann. Mixing of rhône river water in lake geneva (switzerland–france) inferred from stable hydrogen and oxygen isotope profiles. *Journal of Hydrology*, 477 :152 – 164, 2013. ISSN 0022-1694. doi : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.11.026. URL `http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412010050`. (Cité en page 43.)

N. Hanasaki, S. Kanae, and T. Oki. A reservoir operation scheme for global river routing models. *Journal of Hydrology*, 327(1-2) :22–41, 2006. (Cité en pages 44 et 62.)

D. M. Hannah, S. Demuth, H. A. van Lanen, U. Looser, C. Prudhomme, G. Rees, K. Stahl, L. M. Tallaksen, et al. Large-scale river flow archives : importance, current status and future needs. *Hydrological Processes*, 25(7) :1191–1200, 2011. (Cité en page 25.)

M. Hayashi and G. Van der Kamp. Simple equations to represent the volume–area–depth relations of shallow wetlands in small topographic depressions. *Journal of hydrology*, 237(1-2) :74–85, 2000. (Cité en page 232.)

A. J. Heathcote, P. A. del Giorgio, and Y. T. Prairie. Predicting bathymetric features of lakes from the topography of their surrounding landscape. *Canadian journal of fisheries and aquatic sciences*, 72(5) :643–650, 2015. (Cité en page 232.)

M. R. Hipsey, L. C. Bruce, C. Boon, B. Busch, C. C. Carey, D. P. Hamilton, P. C. Hanson, J. S. Read, E. De Sousa, M. Weber, et al. A general lake model (glm 3.0) for linking with high-frequency sensor data from the global lake ecological observatory network (gleon). *Geoscientific Model Development*, 2019. (Cité en pages 64 et 65.)

J. Hollister and W. B. Milstead. Using gis to estimate lake volume from limited data. *Lake and Reservoir Management*, 26(3) :194–199, 2010. (Cité en pages 230, 232 et 244.)

J. W. Hollister, W. B. Milstead, and M. A. Urrutia. Predicting maximum lake depth from surrounding topography. *PLoS One*, 6(9) :e25764, 2011. (Cité en page 245.)

S. W. Hostetler, G. T. Bates, and F. Giorgi. Interactive coupling of a lake thermal model with a regional climate model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 98(D3) : 5045–5057, 1993. (Cité en pages 63 et 64.)

T. R. Hultquist, M. R. Dutter, and D. J. Schwab. Reexamination of the 9–10 November 1975 "Edmund Fitzgerald" Storm Using Today's Technology. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(5) :607–622, 05 2006. ISSN 0003-0007. doi : 10.1175/BAMS-87-5-607. URL https://doi.org/10.1175/BAMS-87-5-607. (Cité en page 57.)

M. Hunger and P. Döll. Value of river discharge data for global-scale hydrological modeling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12(3) :841–861, 2008. doi : 10.5194/hess-12-841-2008. URL https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/12/841/2008/. (Cité en page 65.)

G. E. Hutchinson. *A Treatise on Limnology. Vol 1 : Georgraphy, Physics and Chemistry*. John Wiley & Sons, 1957. (Cité en page 237.)

O. Huziy and L. Sushama. Impact of lake–river connectivity and interflow on the canadian rcm simulated regional climate and hydrology for northeast canada. *Climate Dynamics*, 48(3-4) :709–725, 2017. (Cité en pages xvii et 115.)

IPCC. *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, United Kingdom and New York, NY, USA, 2013. ISBN ISBN 978-1-107-66182-0. doi : 10.1017/CBO9781107415324. URL www.climatechange2013.org. (Cité en page 46.)

N. Jatho, T. Pluntke, C. Kurbjuhn, and C. Bernhofer. An approach to combine radar and gauge based rainfall data under consideration of their qualities in low mountain ranges of saxony. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(3) :429–446, 2010. doi : 10.5194/nhess-10-429-2010. URL https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/10/429/2010/. (Cité en page 34.)

J.-P. Jenny, O. Anneville, F. Arnaud, Y. Baulaz, D. Bouffard, I. Domaizon, S. A. Bocaniov, N. Chèvre, M. Dittrich, J.-M. Dorioz, et al. Scientists' warning to humanity : Rapid degradation of the world's large lakes. *Journal of Great Lakes Research*, 2020. (Cité en page 5.)

Z.-G. Ji. *Hydrodynamics and water quality : modeling rivers, lakes, and estuaries*. John Wiley & Sons, 2017. (Cité en page 57.)

K. D. Joehnk and L. Umlauf. Modelling the metalimnetic oxygen minimum in a medium sized alpine lake. *Ecological Modelling*, 136(1) :67–80, 2001. (Cité en page 64.)

H. Johansson, A. A. Brolin, and L. Håkanson. New approaches to the modelling of lake basin morphometry. *Environmental Modeling & Assessment*, 12(3) :213–228, 2007. (Cité en pages 238 et 240.)

N. E. Jones. Incorporating lakes within the river discontinuum : longitudinal changes in ecological characteristics in stream–lake networks. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 67(8) :1350–1362, 2010. (Cité en page 59.)

J. M. Karlsson, S. W. Lyon, and G. Destouni. Thermokarst lake, hydrological flow and water balance indicators of permafrost change in western siberia. *Journal of Hydrology*, 464 :459–466, 2012. (Cité en page 163.)

D. Kavetski, G. Kuczera, and S. W. Franks. Bayesian analysis of input uncertainty in hydrological modeling : 2. application. *Water Resources Research*, 42(3), 2006. doi : 10.1029/2005WR004376. URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2005WR004376. (Cité en page 34.)

M. G. Kebedew, A. A. Kibret, S. A. Tilahun, M. A. Belete, F. A. Zimale, and T. S. Steenhuis. The relationship of lake morphometry and phosphorus dynamics of a tropical highland lake : Lake tana, ethiopia. *Water*, 12(8) :2243, 2020. (Cité en page 240.)

S. Kitaigorodskii and Y. Z. Miropolsky. On theory of open ocean active layer. *Izvestiya Akademii Nauk SSSR Fizika Atmosfery I Okeana*, 6(2) :178–+, 1970. (Cité en page 108.)

H. Kling, M. Fuchs, and M. Paulin. Runoff conditions in the upper danube basin under an ensemble of climate change scenario. *Journal of Hydrology*, 424-425 :264 – 277, 2012. ISSN 0022-1694. doi : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.011. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412000431. (Cité en page 218.)

J. Kolding and P. A. van Zwieten. Relative lake level fluctuations and their influence on productivity and resilience in tropical lakes and reservoirs. *Fisheries Research*, 115 : 99–109, 2012. (Cité en page 46.)

S. Koseki and P. A. Mooney. Influences of lake malawi on the spatial and diurnal variability of local precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(7) :2795–2812, 2019. doi : 10.5194/hess-23-2795-2019. URL https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/23/2795/2019/. (Cité en page 54.)

G. D. Koshinsky. The morphometry of shield lakes in saskatchewan. *Limnology and Oceanography*, 15(5) :695–701, 1970. (Cité en page 240.)

A. V. Kouraev, E. A. Zakharova, O. Samain, N. M. Mognard, and A. Cazenave. Ob'river discharge from topex/poseidon satellite altimetry (1992–2002). *Remote sensing of environment*, 93(1-2) :238–245, 2004. (Cité en page 26.)

E. Kourzeneva, H. Asensio, E. Martin, and S. Faroux. Global gridded dataset of lake coverage and lake depth for use in numerical weather prediction and climate modelling. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64(1) :15640, 2012. (Cité en page 74.)

B. M. Kraemer, O. Anneville, S. Chandra, M. Dix, E. Kuusisto, D. M. Livingstone, A. Rimmer, S. G. Schladow, E. Silow, L. M. Sitoki, et al. Morphometry and average temperature affect lake stratification responses to climate change. *Geophysical Research Letters*, 42(12) :4981–4988, 2015. (Cité en page 53.)

B. M. Kraemer, S. Chandra, A. I. Dell, M. Dix, E. Kuusisto, D. M. Livingstone, S. G. Schladow, E. Silow, L. M. Sitoki, R. Tamatamah, et al. Global patterns in lake ecosystem responses to warming based on the temperature dependence of metabolism. *Global change biology*, 23(5) :1881–1890, 2017. (Cité en page 46.)

T. K. Kratz and T. M. Frost. The ecological organisation of lake districts : general introduction. *Freshwater Biology*, 43(3) :297–299, 2000. (Cité en page 58.)

P. Krause, D. P. Boyle, and F. Base. Comparison of different efficiency criteria for hydrological modelassessment. *Advances in Geosciecnes*, 5 :89–97, 2005. (Cité en page 218.)

P. Krause, S. Biskop, J. Helmschrot, W.-A. Flügel, S. Kang, and T. Gao. Hydrological system analysis and modelling of the nam co basin in tibet. *Advances in Geosciences*, 27, 2010. (Cité en page 65.)

G. Krinner. Impact of lakes and wetlands on boreal climate. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 108(D16), 2003. (Cité en page 55.)

D. Kull. Connections between recent water level drops in lake victoria, dam operations and drought. *International Rivers Org*, 2006. (Cité en pages 166 et 189.)

S. V. Kumar, R. H. Reichle, R. D. Koster, W. T. Crow, and C. D. Peters-Lidard. Role of subsurface physics in the assimilation of surface soil moisture observations. *Journal of hydrometeorology*, 10(6) :1534–1547, 2009. (Cité en page 219.)

C. Lac, P. Chaboureau, V. Masson, P. Pinty, P. Tulet, J. Escobar, M. Leriche, C. Barthe, B. Aouizerats, C. Augros, et al. Overview of the meso-nh model version 5.4 and its applications. *Geoscientific Model Development*, 11 :1929–1969, 2018. (Cité en page 75.)

H. Lam, D. Karssenberg, B. Van den Hurk, and M. Bierkens. Spatial and temporal connections in groundwater contribution to evaporation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15 :2621–2630, 2011. (Cité en pages 5, 7 et 44.)

R. B. Lammers, A. I. Shiklomanov, C. J. Vörösmarty, B. M. Fekete, and B. J. Peterson. Assessment of contemporary arctic river runoff based on observational discharge records. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D4) :3321–3334, 2001. (Cité en page 172.)

B. Laval, J. Imberger, B. R. Hodges, and R. Stocker. Modeling circulation in lakes : Spatial and temporal variations. *Limnology and Oceanography*, 48(3) :983–994, 2003. (Cité en page 57.)

P. Le Moigne. Description de l'analyse des champs de surface sur la france par le système safran. *Rap. tech., Météo-France CNRM/GMME/MC2*, 2002. (Cité en page 140.)

P. Le Moigne, J. Colin, and B. Decharme. Impact of lake surface temperatures simulated by the flake scheme in the cnrm-cm5 climate model. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 68(1) :31274, 2016. (Cité en pages 7, 55, 65, 106, 107, 111 et 142.)

P. Le Moigne, F. Besson, E. Martin, J. Boé, B. Decharme, P. Etchevers, S. Faroux, F. Habets, M. Lafaysse, D. Leroux, and F. Rousset-Regimbeau. The latest improvements in surfex v8.0 of the safran-isba-modcou hydrometeorological model over france. *Geoscientific Model Development Discussions*, 2020 :1–32, 2020. doi : 10.5194/gmd-2020-31. URL `https://gmd.copernicus.org/preprints/gmd-2020-31/`. (Cité en pages xviii, 75, 138, 141 et 210.)

P. L. Le Moigne, D. Legain, F. Lagarde, M. Potes, D. Tzanos, E. Moulin, J. Barrié, R. Salgado, G. Messiaen, A. Fiandrino, et al. Evaluation of the lake model flake over a coastal lagoon during the thaumex field campaign. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 65(1) :20951, 2013. (Cité en pages 53 et 106.)

A. D. Le Thi, F. De Pascalis, G. Umgiesser, and W. Wildi. Structure thermique et courantologie du léman (thermal structure and circulation patterns of lake geneva). *Archives des Sciences*, 65 :65–80, 2012. (Cité en page 136.)

V. Lebeaupin Brossier, C. Ducrocq and H. Giordani. Effects of the air–sea coupling time frequency on the ocean response during mediterranean intense events. *Ocean Dynamics*, 59 :539–549, 2009. doi : https://doi.org/10.1007/s10236-009-0198-1. (Cité en page 76.)

E. Ledoux, G. Girard, G. De Marsily, J. Villeneuve, and J. Deschenes. Spatially distributed modeling : conceptual approach, coupling surface water and groundwater. In *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling*, pages 435–454. Springer, 1989. (Cité en pages 102 et 138.)

H. Lee, M. Durand, H. C. Jung, D. Alsdorf, C. Shum, and Y. Sheng. Characterization of surface water storage changes in arctic lakes using simulated swot measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 31(14) :3931–3953, 2010. (Cité en page 31.)

D. R. Legates and G. J. McCabe Jr. Evaluating the use of goodness-of-fit measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water resources research*, 35(1) : 233–241, 1999. (Cité en page 218.)

B. Lehner and P. Döll. Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. *Journal of Hydrology*, 296(1-4) :1–22, 2004. (Cité en pages 74 et 245.)

B. Lehner, C. R. Liermann, C. Revenga, C. Vörösmarty, B. Fekete, P. Crouzet, P. Döll, M. Endejan, K. Frenken, J. Magome, et al. High-resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river-flow management. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 9(9) :494–502, 2011. (Cité en page 245.)

Y. Lei, K. Yang, B. Wang, Y. Sheng, B. W. Bird, G. Zhang, and L. Tian. Response of inland lake dynamics over the tibetan plateau to climate change. *Climatic Change*, 125(2) :281–290, 2014. (Cité en page 56.)

A. Lemonsu, C. S. B. Grimmond, and V. Masson. Modeling the Surface Energy Balance of the Core of an Old Mediterranean City : Marseille. *Journal of Applied Meteorology*, 43(2) :312–327, 02 2004. ISSN 0894-8763. doi : 10.1175/1520-0450(2004)043<0312:MTSEBO>2.0.CO;2. URL `https://doi.org/10.1175/1520-0450(2004)043<0312:MTSEBO>2.0.CO;2`. (Cité en page 76.)

A. Lencastre. *Manuel d'hydraulique générale*. Eyrolles, 1963. (Cité en page 123.)

L. F. León, D. C.-L. Lam, W. Schertzer, D. A. Swayne, and J. Imberger. Towards coupling a 3d hydrodynamic lake model with the canadian regional climate model : simulation on great slave lake. *Environmental Modelling & Software*, 22(6) :787–796, 2007. (Cité en page 64.)

S. Levis. Modeling vegetation and land use in models of the earth system. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 1(6) :840–856, 2010. (Cité en page 6.)

W. M. Lewis Jr. Tropical lakes : how latitude makes a difference. *Perspectives in tropical limnology*, 4364, 1996. (Cité en page 53.)

X. Li, D. Long, Q. Huang, P. Han, F. Zhao, and Y. Wada. High-temporal-resolution water level and storage change data sets for lakes on the tibetan plateau during 2000–2017 using multiple altimetric missions and landsat-derived lake shoreline

positions. *Earth System Science Data Discussions*, 11(4) :1603–1627, 2019. (Cité en pages 232, 240 et 242.)

Z. Li, S. Lyu, Y. Ao, L. Wen, L. Zhao, and S. Wang. Long-term energy flux and radiation balance observations over lake ngoring, tibetan plateau. *Atmospheric Research*, 155 : 13–25, 2015. (Cité en page 53.)

X. Liang, D. P. Lettenmaier, and E. F. Wood. One-dimensional statistical dynamic representation of subgrid spatial variability of precipitation in the two-layer variable infiltration capacity model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 101(D16) : 21403–21422, 1996. (Cité en page 66.)

G. Lindström, C. Pers, J. Rosberg, J. Strömqvist, and B. Arheimer. Development and testing of the hype (hydrological predictions for the environment) water quality model for different spatial scales. *Hydrology research*, 41(3-4) :295–319, 2010. (Cité en page 65.)

G. E. Liston and M. Sturm. The role of winter sublimation in the arctic moisture budget. *Hydrology Research*, 35(4-5) :325–334, 2004. (Cité en page 35.)

Z. Long, W. Perrie, J. Gyakum, D. Caya, and R. Laprise. Northern lake impacts on local seasonal climate. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4) :881–896, 2007. (Cité en page 45.)

P. Lucas-Picher, V. K. Arora, D. Caya, and R. Laprise. Implementation of a large-scale variable velocity river flow routing algorithm in the canadian regional climate model (crcm). *Atmosphere-ocean*, 41(2) :139–153, 2003. (Cité en pages 7 et 106.)

S. Ly, C. Charles, and A. Degré. Different methods for spatial interpolation of rainfall data for operational hydrology and hydrological modeling at watershed scale : a review. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, 17(2) :392–406, 2013. (Cité en page 33.)

M. MacDonald, J. Pomeroy, and A. Pietroniro. On the importance of sublimation to an alpine snow mass balance in the canadian rocky mountains. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(7) :1401, 2010. (Cité en page 35.)

S. MacIntyre and J. Melack. Mixing dynamics in lakes across climatic zones. *Lake ecosystem ecology : a global perspective*, pages 86–95, 2010. (Cité en page 53.)

M. D. MacKay, P. J. Neale, C. D. Arp, L. N. De Senerpont Domis, X. Fang, G. Gal, K. D. Jöhnk, G. Kirillin, J. D. Lenters, E. Litchman, et al. Modeling lakes and reservoirs in the climate system. *Limnology and Oceanography*, 54(6part2) :2315–2329, 2009. (Cité en page 65.)

R. A. Maddox, J. Zhang, J. J. Gourley, and K. W. Howard. Weather radar coverage over the contiguous united states. *Weather and forecasting*, 17(4) :927–934, 2002. (Cité en page 33.)

J. Mahfouf and J. Noilhan. Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology*, 35(6) :987–992, 1996. (Cité en pages 80 et 89.)

J. Mahfouf, A. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani, and M. Déqué. The land surface scheme isba within the météo-france climate model arpege. part i. implementation and preliminary results. *Journal of Climate*, 8(8) :2039–2057, 1995. (Cité en page 85.)

S. Malardel. *Fondamentaux de météorologie : à l'école du temps*, volume 45. Cepadues, 2005. (Cité en pages xv, 12 et 13.)

B. Malmqvist, C. Nilsson, T. Muotka, and H. Timm. Rivers of the fennoscandian shield. *Rivers of Europe*, pages 297–335, 2009. (Cité en pages 166, 167 et 168.)

S. Manabe. Climate and the ocean circulation : I. the atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Review*, 97(11) :739–774, 1969. (Cité en page 6.)

D. Mao, Z. Wang, H. Yang, H. Li, J. R. Thompson, L. Li, K. Song, B. Chen, H. Gao, and J. Wu. Impacts of climate change on tibetan lakes : Patterns and processes. *Remote Sensing*, 10(3) :358, 2018. (Cité en page 56.)

P. Marsh and L. F. Lesack. The hydrologic regime of perched lakes in the mackenzie delta : potential responses to climate change. *Limnology and Oceanography*, 41(5) : 849–856, 1996. (Cité en page 46.)

G. d. Marsily, R. Abarca-del Rio, A. Cazenave, and P. Ribstein. Allons-nous bientôt manquer d'eau ? *La Météorologie*, 2018. (Cité en page 229.)

A. Martynov, L. Sushama, R. Laprise, K. Winger, and B. Dugas. Interactive lakes in the canadian regional climate model, version 5 : the role of lakes in the regional climate of north america. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64(1) :16226, 2012. (Cité en pages 55 et 64.)

V. Masson. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorology*, 94 :357–397, 2000. doi : https://doi.org/10.1023/A:1002463829265. (Cité en pages 76 et 210.)

V. Masson, P. Le Moigne, E. Martin, S. Faroux, A. Alias, R. Alkama, S. Belamari, A. Barbu, A. Boone, F. Bouyssel, et al. The surfexv7. 2 land and ocean surface

platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. Technical report, Centre National de Recherches Météorologiques, 2013. (Cité en page 75.)

E. P. Maurer, A. W. Wood, J. C. Adam, D. P. Lettenmaier, and B. Nijssen. A long-term hydrologically based dataset of land surface fluxes and states for the conterminous united states. *Journal of Climate*, 15(22) :3237–3251, 11 2002. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/1520-0442(2002)015<3237:ALTHBD>2.0.CO;2. URL https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<3237:ALTHBD>2.0.CO;2. (Cité en page 66.)

M. P. McCombs, R. P. Mulligan, L. Boegman, and Y. R. Rao. Modeling surface waves and wind-driven circulation in eastern lake ontario during winter storms. *Journal of Great Lakes Research*, 40 :130 – 142, 2014. ISSN 0380-1330. doi : https://doi.org/10.1016/j.jglr.2014.02.009. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0380133014000306. Current state and future perspectives of environmental modeling in the Great Lakes. (Cité en page 57.)

C. P. McDonald, J. A. Rover, E. G. Stets, and R. G. Striegl. The regional abundance and size distribution of lakes and reservoirs in the united states and implications for estimates of global lake extent. *Limnology and Oceanography*, 57(2) :597–606, 2012. (Cité en page 62.)

P. Mercogliano, S. Segoni, G. Rossi, B. Sikorsky, V. Tofani, P. Schiano, F. Catani, and N. Casagli. Brief communication "a prototype forecasting chain for rainfall induced shallow landslides". *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(3) :771–777, 2013. doi : 10.5194/nhess-13-771-2013. URL https://www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/13/771/2013/. (Cité en page 34.)

M. L. Messager, B. Lehner, G. Grill, I. Nedeva, and O. Schmitt. Estimating the volume and age of water stored in global lakes using a geo-statistical approach. *Nature communications*, 7 :13603, 2016. (Cité en pages xvi, 5, 18, 45, 61, 74, 162, 213 et 230.)

M. Meybeck. Global distribution of lakes. In *Physics and chemistry of lakes*, pages 1–35. Springer, 1995. (Cité en page 230.)

P. Micklin. The aral sea disaster. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35(1) : 47–72, 2007. doi : 10.1146/annurev.earth.35.031306.140120. URL https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140120. (Cité en page 60.)

T. J. Miner and J. M. Fritsch. Lake-effect rain events. *Monthly weather review*, 125(12) : 3231–3248, 1997. (Cité en page 45.)

D. Mironov, E. Heise, E. Kourzeneva, B. Ritter, N. Schneider, and A. Terzhevik. Implementation of the lake parameterisation scheme flake into the numerical weather prediction model cosmo. *Boreal Environment Research*, 2010. (Cité en page 106.)

D. V. Mironov. *Parameterization of lakes in numerical weather prediction : Description of a lake model*. DWD, 2008. (Cité en pages xvii, 64, 76, 106, 107, 110 et 210.)

J. L. Monteith. Evaporation and environment. *Symposia of the society for experimental biology*, 19 :205–234, 1965. (Cité en page 35.)

M. V. Moore, S. E. Hampton, L. R. Izmest'Eva, E. A. Silow, E. V. Peshkova, and B. K. Pavlov. Climate change and the world's "sacred sea"—lake baikal, siberia. *BioScience*, 59(5) :405–417, 2009. (Cité en page 164.)

H. Müller Schmied, S. Eisner, D. Franz, M. Wattenbach, F. T. Portmann, M. Flörke, and P. Döll. Sensitivity of simulated global-scale freshwater fluxes and storages to input data, hydrological model structure, human water use and calibration. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(9) :3511–3538, 2014. doi : 10.5194/hess-18-3511-2014. URL `https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/18/3511/2014/`. (Cité en pages 46 et 245.)

H. Müller Schmied, D. Cáceres, S. Eisner, M. Flörke, C. Herbert, C. Niemann, T. A. Peiris, E. Popat, F. T. Portmann, R. Reinecke, M. Schumacher, S. Shadkam, C.-E. Telteu, T. Trautmann, and P. Döll. The global water resources and use model watergap v2.2d : Model description and evaluation. *Geoscientific Model Development Discussions*, 2020 :1–69, 2020. doi : 10.5194/gmd-2020-225. URL `https://gmd.copernicus.org/preprints/gmd-2020-225/`. (Cité en page 245.)

B. Nadmitov, S. Hong, S. I. Kang, J. M. Chu, B. Gomboev, L. Janchivdorj, C.-H. Lee, and J. S. Khim. Large-scale monitoring and assessment of metal contamination in surface water of the selenga river basin (2007–2009). *Environmental Science and Pollution Research*, 22(4) :2856–2867, 2015. (Cité en page 163.)

A. Napoly, A. Boone, P. Samuelsson, S. Gollvik, E. Martin, R. Seferian, D. Carrer, B. Decharme, and L. Jarlan. The interactions between soil–biosphere–atmosphere (isba) land surface model multi-energy balance (meb) option in surfexv8– part 2 : Introduction of a litter formulation and model evaluation for local-scale forest sites. *Geoscientific Model Development*, 10(4) :1621–1644, 2017. doi : 10.5194/gmd-10-1621-2017. URL `https://www.geosci-model-dev.net/10/1621/2017/`. (Cité en pages 79 et 190.)

A. Napoly, A. Boone, and T. Welfringer. Isba-meb (surfex v8.1) : model snow evaluation for local-scale forest sites. *Geoscientific Model Development*, 13(12) :6523–6545, 2020.

doi : 10.5194/gmd-13-6523-2020. URL https://gmd.copernicus.org/articles/13/6523/2020/. (Cité en pages xix, 191, 192 et 211.)

J. E. Nash and J. V. Sutcliffe. River flow forecasting through conceptual models. part i : A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3) :282–290, 1970. (Cité en page 217.)

J. Neumann. Maximum depth and average depth of lakes. *Journal of the Fisheries Board of Canada*, 16(6) :923–927, 1959. (Cité en page 238.)

S. E. Nicholson. Climate and climatic variability of rainfall over eastern africa. *Reviews of Geophysics*, 55(3) :590–635, 2017. (Cité en page 164.)

L. Nicótina, E. Alessi Celegon, A. Rinaldo, and M. Marani. On the impact of rainfall patterns on the hydrologic response. *Water Resources Research*, 44(12), 2008. doi : 10.1029/2007WR006654. URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007WR006654. (Cité en page 33.)

B. Nijssen, G. M. O'Donnell, D. P. Lettenmaier, D. Lohmann, and E. F. Wood. Predicting the Discharge of Global Rivers. *Journal of Climate*, 14(15) :3307–3323, 08 2001. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/1520-0442(2001)014<3307:PTDOGR>2.0.CO;2. URL https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3307:PTDOGR>2.0.CO;2. (Cité en page 66.)

S. P. Nirupama, N. & Simonovic. Increase of flood risk due to urbanisation : A canadian example. *Natural Hazards*, 10(1) :25–41, 2007. doi : https://doi.org/10.1007/s11069-006-0003-0. (Cité en page 36.)

G.-Y. Niu and Z.-L. Yang. Assessing a land surface model's improvements with grace estimates. *Geophysical Research Letters*, 33(7), 2006. (Cité en page 29.)

T. A. Niziol, W. R. Snyder, and J. S. Waldstreicher. Winter weather forecasting throughout the eastern united states. part iv : Lake effect snow. *Weather and Forecasting*, 10 (1) :61–77, 1995. (Cité en page 54.)

J. Noilhan and S. Planton. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly weather review*, 117(3) :536–549, 1989. (Cité en pages 76, 78, 79, 85 et 210.)

J. Noilhan, , and P. Lacarrere. Gcm grid-scale evaporation from mesoscale modeling. *Journal of climate*, 8(2) :206–223, 1995. (Cité en page 90.)

T. Oki and S. Kanae. Global hydrological cycles and world water resources. *science*, 313(5790) :1068–1072, 2006. (Cité en pages 58 et 61.)

T. Oki and Y. Sud. Design of total runoff integrating pathways (trip) a global river channel network. *Earth interactions*, 2(1) :1–37, 1998. (Cité en pages 97 et 100.)

S. K. Oliver, P. A. Soranno, C. E. Fergus, T. Wagner, L. A. Winslow, C. E. Scott, K. E. Webster, J. A. Downing, and E. H. Stanley. Prediction of lake depth across a 17-state region in the united states. *Inland Waters*, 6(3) :314–324, 2016. (Cité en pages 232 et 245.)

J.-M. Olivier, G. Carrel, N. Lamouroux, M.-J. Dole-Olivier, F. Malard, J.-P. Bravard, and C. Amoros. The rhône river basin. *Rivers of Europe*, 2 :47–295, 2009. (Cité en pages 134 et 135.)

C. M. O'Reilly, S. Sharma, D. K. Gray, S. E. Hampton, J. S. Read, R. J. Rowley, P. Schneider, J. D. Lenters, P. B. McIntyre, B. M. Kraemer, et al. Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe. *Geophysical Research Letters*, 42 (24) :10–773, 2015. (Cité en page 46.)

D. Paugy and C. Levêque. *Le lac Victoria : Un écosystème bouleversé par l'Homme*. IRD Éditions, 2019. (Cité en pages 164 et 166.)

T. M. Pavelsky, M. T. Durand, K. M. Andreadis, R. E. Beighley, R. C. Paiva, G. H. Allen, and Z. F. Miller. Assessing the potential global extent of swot river discharge observations. *Journal of Hydrology*, 519 :1516–1525, 2014. (Cité en page 25.)

J.-F. Pekel, A. Cottam, N. Gorelick, and A. S. Belward. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature*, 540(7633) :418–422, 2016. (Cité en pages xv, 28, 126, 213 et 245.)

P. Pernica, R. North, and H. Baulch. In the cold light of day : the potential importance of under-ice convective mixed layers to primary producers. *Inland Waters*, 7(2) : 138–150, 2017. (Cité en page 57.)

C. Perrin. *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble INPG, 2000. (Cité en page 218.)

C. Perrin, C. Michel, and V. Andréassian. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of hydrology*, 279(1-4) :275–289, 2003. (Cité en page 62.)

C. Peters-Lidard, E. Blackburn, X. Liang, and E. F. Wood. The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55(7) :1209–1224, 1998. (Cité en page 92.)

B. Pham-Duc, F. Sylvestre, F. Papa, F. Frappart, C. Bouchez, and J.-F. Crétaux. The lake chad hydrology under current climate change. *Scientific reports*, 10(1) :1–10, 2020. (Cité en pages 49 et 230.)

J. C. Phillips, G. A. McKinley, V. Bennington, H. A. Bootsma, D. J. Pilcher, R. W. Sterner, and N. R. Urban. The potential for co2-induced acidification in freshwater : A great lakes case study. *Oceanography*, 28(2) :136–145, 2015. (Cité en page 5.)

S. Piccolroaz and M. Toffolon. Deep water renewal in lake baikal : A model for long-term analyses. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 118(12) :6717–6733, 2013. (Cité en pages xx, 230 et 231.)

S. Piccolroaz, M. Toffolon, and B. Majone. The role of stratification on lakes' thermal response : The case of l ake s uperior. *Water Resources Research*, 51(10) :7878–7894, 2015. (Cité en page 49.)

S. Piccolroaz, R. I. Woolway, and C. J. Merchant. Global reconstruction of twentieth century lake surface water temperature reveals different warming trends depending on the climatic zone. *Climatic Change*, pages 1–16, 2020. (Cité en page 7.)

J. Pomeroy and R. Essery. Turbulent fluxes during blowing snow : field tests of model sublimation predictions. *Hydrological Processes*, 13(18) :2963–2975, 1999. (Cité en page 35.)

M. Potes, R. Salgado, M. J. Costa, M. Morais, D. Bortoli, I. Kostadinov, and I. Mammarella. Lake–atmosphere interactions at alqueva reservoir : a case study in the summer of 2014. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 69(1) :1272787, 2017. (Cité en page 53.)

O. Pujol, F. Lascaux, and J. Georgis. Kinematics and microphysics of map-iop3 event from radar observations and meso-nh simulations. *Atmospheric research*, 101(1-2) : 124–142, 2011. (Cité en page 54.)

P. Quintana-Segui, P. Le Moigne, Y. Durand, E. Martin, F. Habets, M. Baillon, C. Canellas, L. Franchisteguy, and S. Morel. Analysis of near-surface atmospheric variables : Validation of the safran analysis over france. *Journal of applied meteorology and climatology*, 47(1) :92–107, 2008. (Cité en page 139.)

W. Rast and M. Straskraba. *Lakes and reservoirs : similarities, differences and importance*, volume 1. United Nations Environment Programme-International Environmental Technology . . . , 2000. (Cité en page 46.)

A. Reynaud and D. Lanzanova. A global meta-analysis of the value of ecosystem services provided by lakes. *Ecological Economics*, 137 :184–194, 2017. (Cité en page 46.)

A. Ribes, S. Thao, R. Vautard, B. Dubuisson, S. Somot, J. Colin, S. Planton, and J.-M. Soubeyroux. Observed increase in extreme daily rainfall in the french mediterranean. *Climate Dynamics*, 52(1-2) :1095–1114, 2019. (Cité en pages 3 et 22.)

M. Rodell, J. Famiglietti, D. Wiese, J. Reager, H. Beaudoing, F. Landerer, and M.-H. Lo. Emerging trends in global freshwater availability. *Nature*, 557(7707) :651, 2018. (Cité en pages 3 et 29.)

F. J. Rueda and S. G. Schladow. Surface seiches in lakes of complex geometry. *Limnology and oceanography*, 47(3) :906–910, 2002. (Cité en page 58.)

V. Ruiz-Villanueva, M. Stoffel, G. Bussi, F. Francés, and C. Bréthaut. Climate change impacts on discharges of the rhone river in lyon by the end of the twenty-first century : model results and implications. *Regional Environmental Change*, 15(3) : 505–515, 2015. (Cité en page 138.)

L. Rukhovets and N. Filatov. Ladoga and onego–great european lakes. *Observation and Modelling. Chichestre, UK : Springer Praxis*, 2010. (Cité en pages 166 et 168.)

S. Ryanzhin. Global statistics for surface area and volume of natural world lakes : Dedicated to memory of professor milan straškraba. *Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie : Verhandlungen*, 29(2) :640–644, 2005. (Cité en page 230.)

F. Saleh, N. Flipo, F. Habets, A. Ducharne, L. Oudin, P. Viennot, and E. Ledoux. Modeling the impact of in-stream water level fluctuations on stream-aquifer interactions at the regional scale. *Journal of Hydrology*, 400(3-4) :490–500, 2011. (Cité en page 142.)

R. Salgado and P. Le Moigne. Coupling of the flake model to the surfex externalized surface model. *Boreal Environment Research*, 15 :231–244, 2010. (Cité en pages 65 et 106.)

V. V. Salomonson, W. Barnes, J. Xiong, S. Kempler, and E. Masuoka. An overview of the earth observing system modis instrument and associated data systems performance. In *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, volume 2, pages 1174–1176 vol.2, 2002. (Cité en page 35.)

T. M. Saloranta and T. Andersen. Mylake—a multi-year lake simulation model code suitable for uncertainty and sensitivity analysis simulations. *Ecological modelling*, 207 (1) :45–60, 2007. (Cité en page 64.)

P. Samuelsson, E. Kourzeneva, and D. Mironov. The impact of lakes on the european climate as simulated by a regional climate model. *Boreal Environmental Research*, 15 : 113–129, 2010. (Cité en pages xvi, 53, 54, 55, 56 et 106.)

M.-T. Sarch and C. Birkett. Fishing and farming at lake chad : Responses to lake-level fluctuations. *Geographical Journal*, 166(2) :156–172, 2000. (Cité en page 46.)

J. E. Saros, N. J. Anderson, S. Juggins, S. McGowan, J. C. Yde, J. Telling, J. E. Bullard, M. L. Yallop, A. J. Heathcote, B. T. Burpee, et al. Arctic climate shifts drive rapid ecosystem responses across the west greenland landscape. *Environmental Research Letters*, 14(7) :074027, 2019. (Cité en page 229.)

C. Sauvage, C. L. Brossier, V. Ducrocq, M.-N. Bouin, B. Vincendon, M. Verdecchia, I. Taupier-Letage, and F. Orain. Impact of the representation of the freshwater river input in the western mediterranean sea. *Ocean Modelling*, 131 :115 – 131, 2018. ISSN 1463-5003. doi : https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.09.005. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500318300957. (Cité en page 43.)

M. Schallenberg, M. D. de Winton, P. Verburg, D. J. Kelly, K. D. Hamill, D. P. Hamilton, et al. Ecosystem services of lakes. *Ecosystem services in New Zealand : conditions and trends. Manaaki Whenua Press, Lincoln*, pages 203–225, 2013. (Cité en pages xv et 6.)

J. Schewe, J. Heinke, D. Gerten, I. Haddeland, N. W. Arnell, D. B. Clark, R. Dankers, S. Eisner, B. M. Fekete, F. J. Colón-González, S. N. Gosling, H. Kim, X. Liu, Y. Masaki, F. T. Portmann, Y. Satoh, T. Stacke, Q. Tang, Y. Wada, D. Wisser, T. Albrecht, K. Frieler, F. Piontek, L. Warszawski, and P. Kabat. Multimodel assessment of water scarcity under climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9) :3245–3250, 2014. ISSN 0027-8424. doi : 10.1073/pnas.1222460110. URL https://www.pnas.org/content/111/9/3245. (Cité en page 59.)

D. Schindler. Lakes as sentinels and integrators for the effects of climate change on watersheds, airsheds, and landscapes. *Limnology and Oceanography*, 54(6part2) : 2349–2358, 2009. (Cité en page 46.)

S. G. Schladow, M. Lee, B. E. Hürzeler, and P. B. Kelly. Oxygen transfer across the air-water interface by natural convection in lakes. *Limnology and Oceanography*, 47(5) : 1394–1404, 2002. (Cité en page 57.)

C. Schneider, C. Laizé, M. Acreman, and M. Florke. How will climate change modify river flow regimes in europe ? *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(1) :325–339, 2013. (Cité en page 3.)

R. Schoetter, V. Masson, A. Bourgeois, M. Pellegrino, and J.-P. Lévy. Parametrisation of the variety of human behaviour related to building energy consumption in the town energy balance (surfex-teb v. 8.2). *Geoscientific Model Development*, 10(7) :2801–2831, 2017. doi : 10.5194/gmd-10-2801-2017. URL https://gmd.copernicus.org/articles/10/2801/2017/. (Cité en page 75.)

R. P. Schwarzenbach, B. I. Escher, K. Fenner, T. B. Hofstetter, C. A. Johnson, U. Von Gunten, and B. Wehrli. The challenge of micropollutants in aquatic systems. *Science*, 313 (5790) :1072–1077, 2006. (Cité en page 5.)

D. A. Seekell, J.-F. Lapierre, M. L. Pace, C. Gudasz, S. Sobek, and L. J. Tranvik. Regional-scale variation of dissolved organic carbon concentrations in swedish lakes. *Limnology and Oceanography*, 59(5) :1612–1620, 2014. (Cité en page 46.)

R. Séférian, P. Nabat, M. Michou, D. Saint-Martin, A. Voldoire, J. Colin, B. Decharme, C. Delire, S. Berthet, M. Chevallier, et al. Evaluation of cnrm earth system model, cnrm-esm2-1 : Role of earth system processes in present-day and future climate. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2019. (Cité en pages 98 et 213.)

M.-L. Segond, H. S. Wheater, and C. Onof. The significance of spatial rainfall representation for flood runoff estimation : A numerical evaluation based on the lee catchment, uk. *Journal of Hydrology*, 347(1) :116 – 131, 2007. ISSN 0022-1694. doi : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.040. URL `http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169407004933`. (Cité en page 33.)

S. Sharma, K. Blagrave, J. J. Magnuson, C. M. O'Reilly, S. Oliver, R. D. Batt, M. R. Magee, D. Straile, G. A. Weyhenmeyer, L. Winslow, et al. Widespread loss of lake ice around the northern hemisphere in a warming world. *Nature Climate Change*, 9(3) : 227–231, 2019. (Cité en pages 5, 46 et 229.)

T. Shatwell, W. Thiery, and G. Kirillin. Future projections of temperature and mixing regime of european temperate lakes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(3) : 1533–1551, 2019. (Cité en page 229.)

J. Sheffield, G. Goteti, and E. F. Wood. Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *Journal of climate*, 19 (13) :3088–3111, 2006. (Cité en page 168.)

A. I. Shiklomanov, R. B. Lammers, and C. J. Vörösmarty. Widespread decline in hydrological monitoring threatens pan-arctic research. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 83(2) :13–17, 2002. (Cité en page 25.)

Y. Shimoda, M. E. Azim, G. Perhar, M. Ramin, M. A. Kenney, S. Sadraddini, A. Gudimov, and G. B. Arhonditsis. Our current understanding of lake ecosystem response to climate change : what have we really learned from the north temperate deep lakes ? *Journal of Great Lakes Research*, 37(1) :173–193, 2011. (Cité en page 52.)

V. Sinyukovich and M. Chernyshov. Water regime of lake baikal under conditions of climate change and anthropogenic influence. *Quaternary International*, 524 :93 –

101, 2019. ISSN 1040-6182. doi : https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.023. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1040618218313053. Quaternary Freshwater ecosystem : a paleoclimate, paleolandscapes and biostratigraphy approach. (Cité en page 188.)

C. A. Snortheim, P. C. Hanson, K. D. McMahon, J. S. Read, C. C. Carey, and H. A. Dugan. Meteorological drivers of hypolimnetic anoxia in a eutrophic, north temperate lake. *Ecological Modelling*, 343 :39–53, 2017. (Cité en page 51.)

S. Sobek, J. Nisell, and J. Fölster. Predicting the depth and volume of lakes from map-derived parameters. *Inland Waters*, 1(3) :177–184, 2011. (Cité en page 244.)

Y. Song, F. H. Semazzi, L. Xie, and L. J. Ogallo. A coupled regional climate model for the lake victoria basin of east africa. *International Journal of Climatology : A Journal of the Royal Meteorological Society*, 24(1) :57–75, 2004. (Cité en page 64.)

J.-M. Soubeyroux, E. Martin, L. Franchisteguy, F. Habets, J. Noilhan, M. Baillon, F. Regimbeau, J.-P. Vidal, P. Lemoigne, and S. Morel. Safran-isba-modcou (sim) : Un outil pour le suivi hydrométéorologique opérationnel et les études. *La Météorologie*, 2008. (Cité en pages xviii et 139.)

F. Soulignac, O. Anneville, D. Bouffard, V. Chanudet, E. Dambrine, Y. Guénand, T. Harmel, B. W. Ibelings, D. Trevisan, R. Uittenbogaard, et al. Contribution of 3d coupled hydrodynamic-ecological modeling to assess the representativeness of a sampling protocol for lake water quality assessment. *Knowledge & Management of Aquatic Ecosystems*, 420(42), 2019. (Cité en pages xvii, xviii, 137 et 138.)

C. Spence. Hydrological processes and streamflow in a lake dominated watercourse. *Hydrological Processes*, 20(17) :3665–3681, 2006. (Cité en page 45.)

V. Stepanenko, A. Martynov, K. Jöhnk, Z. Subin, M. Perroud, X. Fang, F. Beyrich, D. Mironov, and S. Goyette. A one-dimensional model intercomparison study of thermal regime of a shallow, turbid midlatitude lake. *Geoscientific Model Development*, 6(4), 2013. (Cité en page 65.)

V. Stepanenko, I. Mammarella, A. Ojala, H. Miettinen, V. Lykosov, and T. Vesala. Lake 2.0 : a model for temperature, methane, carbon dioxide and oxygen dynamics in lakes. *Geoscientific Model Development*, 9(5) :1977–2006, 2016. doi : 10.5194/gmd-9-1977-2016. URL https://gmd.copernicus.org/articles/9/1977/2016/. (Cité en page 64.)

R. W. Sterner, B. Keeler, S. Polasky, R. Poudel, K. Rhude, and M. Rogers. Ecosystem services of earth's largest freshwater lakes. *Ecosystem Services*, 41 :101046, 2020. (Cité en page 46.)

E. E. Stigter, M. Litt, J. F. Steiner, P. N. Bonekamp, J. M. Shea, M. F. Bierkens, and W. W. Immerzeel. The importance of snow sublimation on a himalayan glacier. *Frontiers in Earth Science*, 6 :108, 2018. (Cité en page 35.)

S. Stisen, A. Højberg, L. Troldborg, J. Refsgaard, B. Christensen, M. Olsen, and H. Henriksen. On the importance of appropriate precipitation gauge catch correction for hydrological modelling at mid to high latitudes. *Hydrology & Earth System Sciences*, 16(11), 2012. (Cité en page 33.)

Z. M. Subin, W. J. Riley, and D. Mironov. An improved lake model for climate simulations : Model structure, evaluation, and sensitivity analyses in cesm1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 4(1), 2012. (Cité en page 64.)

J. Sutcliffe and G. Petersen. Lake victoria : derivation of a corrected natural water level series/lac victoria : dérivation d'une série naturelle corrigée des niveaux d'eau. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 52(6) :1316–1321, 2007. (Cité en page 189.)

J. V. Sutcliffe, Y. P. Parks, et al. The hydrology of the nile. *IAHS Special Publication*, 1999. (Cité en page 164.)

D. Swayne, D. Lam, M. Mackay, W. Rouse, and W. Schertzer. Preliminary assessment of the interaction between the canadian regional climate model and lake thermal-hydrodynamic models. In *Proc. 5th International Symposium on Environmental Software Systems (ISESS'03), May 27-30, 2003, Semmering, Austria*, pages 161–177, 2003. (Cité en page 63.)

S. Swenson and J. Wahr. Monitoring the water balance of lake victoria, east africa, from space. *Journal of Hydrology*, 370(1-4) :163–176, 2009. (Cité en page 62.)

Z. Tan, Q. Zhuang, and K. Walter Anthony. Modeling methane emissions from arctic lakes : Model development and site-level study. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 7(2) :459–483, 2015. (Cité en page 64.)

M. Tangara. *(trad auto)New flood forecasting method using a global rain-flow model*. Theses, Doctorat de l'Ecole pratique des hautes études de Paris, spécialité milieux, organismes et évolution, 2005. URL `https://hal.inrae.fr/tel-02587500`. (Cité en page 42.)

S. Tao, J. Fang, X. Zhao, S. Zhao, H. Shen, H. Hu, Z. Tang, Z. Wang, and Q. Guo. Rapid loss of lakes on the mongolian plateau. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(7) :2281–2286, 2015. (Cité en page 61.)

B. D. Tapley, S. Bettadpur, J. C. Ries, P. F. Thompson, and M. M. Watkins. Grace measurements of mass variability in the earth system. *Science*, 305(5683) :503–505, 2004. (Cité en page 29.)

W. Thiery, E. L. Davin, H.-J. Panitz, M. Demuzere, S. Lhermitte, and N. Van Lipzig. The impact of the african great lakes on the regional climate. *Journal of Climate*, 28 (10) :4061–4085, 2015. (Cité en pages 53 et 107.)

W. Thiery, E. L. Davin, S. I. Seneviratne, K. Bedka, S. Lhermitte, and N. P. Van Lipzig. Hazardous thunderstorm intensification over lake victoria. *Nature communications*, 7 (1) :1–7, 2016. (Cité en pages 54 et 65.)

W. Thiery, E. L. Davin, D. M. Lawrence, A. L. Hirsch, M. Hauser, and S. I. Seneviratne. Present-day irrigation mitigates heat extremes. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 122(3) :1403–1422, 2017a. (Cité en page 65.)

W. Thiery, L. Gudmundsson, K. Bedka, F. H. Semazzi, S. Lhermitte, P. Willems, N. P. Van Lipzig, and S. I. Seneviratne. Early warnings of hazardous thunderstorms over lake victoria. *Environmental Research Letters*, 12(7) :074012, 2017b. (Cité en pages xvi, 53 et 54.)

O. Toptunova, M. Choulga, and E. Kurzeneva. Status and progress in global lake database developments. *Advances in Science & Research*, 16, 2019. (Cité en page 74.)

R. Törnqvist, J. Jarsjö, J. Pietroń, A. Bring, P. Rogberg, S. M. Asokan, and G. Destouni. Evolution of the hydro-climate system in the lake baikal basin. *Journal of Hydrology*, 519 :1953–1962, 2014. (Cité en page 162.)

L. Touchart. *Limnologie physique et dynamique : une géographie des lacs et des étangs*. Editions L'Harmattan, 2002. (Cité en page 48.)

Y. Tramblay, L. Neppel, J. Carreau, and K. Najib. Non-stationary frequency analysis of heavy rainfall events in southern france. *Hydrological Sciences Journal*, 58(2) :280–294, 2013. (Cité en page 22.)

L. J. Tranvik, J. A. Downing, J. B. Cotner, S. A. Loiselle, R. G. Striegl, T. J. Ballatore, P. Dillon, K. Finlay, K. Fortino, L. B. Knoll, et al. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnology and Oceanography*, 54(6part2) :2298–2314, 2009. (Cité en page 47.)

K. E. Trenberth, J. T. Fasullo, and J. Kiehl. Earth's Global Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3) :311–324, 03 2009. ISSN 0003-0007. doi : 10.1175/2008BAMS2634.1. URL `https://doi.org/10.1175/2008BAMS2634.1`. (Cité en pages xv et 14.)

UN-WATER. *Programme mondial pour l'évaluation des ressources en eau*. UNESCO, 2019. ISBN 9789232001689. URL https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000367305(accessed:16/08/2020. (Cité en pages xv, 1 et 19.)

A. I. Van Dijk, G. R. Brakenridge, A. J. Kettner, H. E. Beck, T. De Groeve, and J. Schellekens. River gauging at global scale using optical and passive microwave remote sensing. *Water Resources Research*, 52(8) :6404–6418, 2016. (Cité en page 25.)

I. Vanderkelen, N. P. Van Lipzig, and W. Thiery. Modelling the water balance of lake victoria (east africa)-part 1 : Observational analysis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(10) :5509–5525, 2018. (Cité en pages 165, 172 et 189.)

P. Verburg and J. P. Antenucci. Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake : Lake tanganyika. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D11), 2010. (Cité en page 53.)

J.-P. Vergnes. *Développement d'une modélisation hydrologique incluant la représentation des aquifères : évaluation sur la France et à l'échelle globale*. PhD thesis, Universitè fédérale de Toulouse, 2012. (Cité en page 93.)

J.-P. Vergnes and F. Habets. Impact of river water levels on the simulation of stream–aquifer exchanges over the upper rhine alluvial aquifer (france/germany). *Hydrogeology Journal*, 26(7) :2443–2457, 2018. (Cité en page 105.)

J.-P. Vergnes, B. Decharme, R. Alkama, E. Martin, F. Habets, and H. Douville. A simple groundwater scheme for hydrological and climate applications : Description and offline evaluation over france. *Journal of Hydrometeorology*, 13(4) :1149–1171, 2012. (Cité en pages 98, 158 et 159.)

J.-P. Vergnes, B. Decharme, and F. Habets. Introduction of groundwater capillary rises using subgrid spatial variability of topography into the isba land surface model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(19) :11–065, 2014. (Cité en pages 102 et 105.)

J.-P. Vergnes, N. Roux, F. Habets, P. Ackerer, N. Amraoui, F. Besson, Y. Caballero, Q. Courtois, J.-R. de Dreuzy, P. Etchevers, N. Gallois, D. J. Leroux, L. Longuevergne, P. Le Moigne, T. Morel, S. Munier, F. Regimbeau, D. Thiéry, and P. Viennot. The aquifr hydrometeorological modelling platform as a tool for improving groundwater resource monitoring over france : evaluation over a 60-year period. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(2) :633–654, 2020. doi : 10.5194/hess-24-633-2020. URL https://hess.copernicus.org/articles/24/633/2020/. (Cité en page 142.)

C. Verpoorter, T. Kutser, D. A. Seekell, and L. J. Tranvik. A global inventory of lakes based on high-resolution satellite imagery. *Geophysical Research Letters*, 41(18) : 6396–6402, 2014. (Cité en pages 5, 45, 62 et 74.)

D. L. Verseghy. Class-a canadian land surface scheme for gcms. i. soil model. *International Journal of Climatology*, 11(2) :111–133, 1991. (Cité en page 96.)

B. Vincendon, V. Ducrocq, G.-M. Saulnier, L. Bouilloud, K. Chancibault, F. Habets, and J. Noilhan. Benefit of coupling the isba land surface model with a topmodel hydrological model version dedicated to mediterranean flash-floods. *Journal of Hydrology*, 394(1) :256 – 266, 2010. ISSN 0022-1694. doi : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.04.012. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169410001976. Flash Floods : Observations and Analysis of Hydrometeorological Controls. (Cité en page 78.)

W. Vincent. Effects of climate change on lakes. In G. E. Likens, editor, *Encyclopedia of Inland Waters*, pages 55 – 60. Academic Press, Oxford, 2009. ISBN 978-0-12-370626-3. doi : https://doi.org/10.1016/B978-012370626-3.00233-7. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780123706263002337. (Cité en page 46.)

V. Vionnet, E. Brun, S. Morin, A. Boone, S. Faroux, P. Le Moigne, E. Martin, and J.-M. Willemet. The detailed snowpack scheme crocus and its implementation in surfex v7.2. *Geoscientific Model Development*, 5(3) :773–791, 2012. doi : 10.5194/gmd-5-773-2012. URL https://gmd.copernicus.org/articles/5/773/2012/. (Cité en pages 75, 95 et 97.)

V. Vionnet, E. Martin, V. Masson, G. Guyomarc'h, F. Naaim-Bouvet, A. Prokop, Y. Durand, and C. Lac. Simulation of wind-induced snow transport and sublimation in alpine terrain using a fully coupled snowpack/atmosphere model. *The Cryosphere*, 8(2) :395–415, 2014. doi : 10.5194/tc-8-395-2014. URL https://tc.copernicus.org/articles/8/395/2014/. (Cité en page 35.)

S. Voirin-Morel. *Modélisation distribuée des flux d'eau et d'énergie et des débits à l'échelle régionale du bassin Adour-Garonne*. PhD thesis, Toulouse 3, 2003. (Cité en page 139.)

A. Voldoire, D. Saint-Martin, S. Sénési, B. Decharme, A. Alias, M. Chevallier, J. Colin, J.-F. Guérémy, M. Michou, M.-P. Moine, et al. Evaluation of cmip6 deck experiments with cnrm-cm6-1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7) :2177–2213, 2019. (Cité en pages 75, 78, 98, 106 et 169.)

C. J. Vörösmarty, B. Moore III, A. L. Grace, M. P. Gildea, J. M. Melillo, B. J. Peterson, E. B. Rastetter, and P. A. Steudler. Continental scale models of water balance and

fluvial transport : an application to south america. *Global biogeochemical cycles*, 3(3) : 241–265, 1989. (Cité en pages 44, 45 et 97.)

C. J. Vörösmarty, P. B. McIntyre, M. O. Gessner, D. Dudgeon, A. Prusevich, P. Green, S. Glidden, S. E. Bunn, C. A. Sullivan, C. R. Liermann, et al. Global threats to human water security and river biodiversity. *Nature*, 467(7315) :555, 2010. (Cité en page 3.)

T. Y. Vyruchalkina. Lake baikal and the angara river before and after the construction of reservoirs. *Water Resources*, 31(5), 2004. (Cité en page 188.)

Y. Wada, L. P. Van Beek, N. Wanders, and M. F. Bierkens. Human water consumption intensifies hydrological drought worldwide. *Environmental Research Letters*, 8(3) : 034036, 2013. (Cité en page 19.)

J. Wang, C. Song, J. T. Reager, F. Yao, J. S. Famiglietti, Y. Sheng, G. M. MacDonald, F. Brun, H. M. Schmied, R. A. Marston, et al. Recent global decline in endorheic basin water storages. *Nature geoscience*, 11(12) :926–932, 2018a. (Cité en page 61.)

W. Wang, X. Lee, W. Xiao, S. Liu, N. Schultz, Y. Wang, M. Zhang, and L. Zhao. Global lake evaporation accelerated by changes in surface energy allocation in a warmer climate. *Nature Geoscience*, 11(6) :410–414, 2018b. (Cité en pages 5 et 46.)

R. Wetzel. Limnology (2nd edn). *Saunders Collage Pub. New York*, 1983. (Cité en page 52.)

R. G. Wetzel. *Limnology : lake and river ecosystems*. gulf professional publishing, 2001. (Cité en page 237.)

U. WHO. Progress on sanitation and drinking-water–2010 update. *Geneva : World Health Organization*, 60, 2010. (Cité en page 18.)

C. E. Williamson, J. E. Saros, W. F. Vincent, and J. P. Smol. Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. *Limnology and Oceanography*, 54(6part2) :2273–2282, 2009. (Cité en page 61.)

T. C. Winter. Hydrological processes and the water budget of lakes. In *Physics and Chemistry of Lakes*, pages 37–62. Springer, 1995. (Cité en page 33.)

T. C. Winter. The hydrology of lakes. *The Lakes Handbook,*, 1 :61–78, 2004. (Cité en page 46.)

R. I. Woolway and C. J. Merchant. Worldwide alteration of lake mixing regimes in response to climate change. *Nature Geoscience*, 12(4) :271–276, 2019. (Cité en pages 46 et 229.)

R. I. Woolway, M. T. Dokulil, W. Marszelewski, M. Schmid, D. Bouffard, and C. J. Merchant. Warming of central european lakes and their response to the 1980s climate regime shift. *Climatic Change*, 142(3-4) :505–520, 2017a. (Cité en pages 7 et 46.)

R. I. Woolway, P. Verburg, C. J. Merchant, J. D. Lenters, D. P. Hamilton, J. Brookes, S. Kelly, S. Hook, A. Laas, D. Pierson, et al. Latitude and lake size are important predictors of over-lake atmospheric stability. *Geophysical Research Letters*, 44(17) : 8875–8883, 2017b. (Cité en page 53.)

R. I. Woolway, B. M. Kraemer, J. D. Lenters, C. J. Merchant, C. M. O'Reilly, and S. Sharma. Global lake responses to climate change. *Nature Reviews Earth & Environment*, pages 1–16, 2020. (Cité en pages 5 et 188.)

H. Wu, J. S. Kimball, N. Mantua, and J. Stanford. Automated upscaling of river networks for macroscale hydrological modeling. *Water Resources Research*, 47(3), 2011. (Cité en page 104.)

H. Wu, J. S. Kimball, H. Li, M. Huang, L. R. Leung, and R. F. Adler. A new global river network database for macroscale hydrologic modeling. *Water resources research*, 48(9), 2012. (Cité en page 104.)

W. A. Wurtsbaugh, C. Miller, S. E. Null, R. J. DeRose, P. Wilcock, M. Hahnenberger, F. Howe, and J. Moore. Decline of the world's saline lakes. *Nature Geoscience*, 10(11) : 816, 2017. (Cité en pages 46, 61, 188 et 230.)

D. Yamazaki, S. Kanae, H. Kim, and T. Oki. A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resources Research*, 47(4), 2011. (Cité en pages 44 et 106.)

D. Yamazaki, D. Ikeshima, R. Tawatari, T. Yamaguchi, F. O'Loughlin, J. C. Neal, C. C. Sampson, S. Kanae, and P. D. Bates. A high-accuracy map of global terrain elevations. *Geophysical Research Letters*, 44(11) :5844–5853, 2017. doi : 10.1002/2017GL072874. URL `https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017GL072874`. (Cité en page 103.)

D. Yamazaki, D. Ikeshima, J. Sosa, P. D. Bates, G. H. Allen, and T. M. Pavelsky. Merit hydro : a high-resolution global hydrography map based on latest topography dataset. *Water Resources Research*, 55(6) :5053–5073, 2019. (Cité en page 103.)

J. Yao, Q. Zhang, X. Ye, D. Zhang, and P. Bai. Quantifying the impact of bathymetric changes on the hydrological regimes in a large floodplain lake : Poyang lake. *Journal of Hydrology*, 561 :711–723, 2018. (Cité en page 193.)

K. K. Yilmaz, T. S. Hogue, K.-l. Hsu, S. Sorooshian, H. V. Gupta, and T. Wagener. Intercomparison of rain gauge, radar, and satellite-based precipitation estimates with emphasis on hydrologic forecasting. *Journal of Hydrometeorology*, 6(4) :497–517, 2005. (Cité en page 33.)

G. Yvon-Durocher, J. M. Caffrey, A. Cescatti, M. Dossena, P. Del Giorgio, J. M. Gasol, J. M. Montoya, J. Pumpanen, P. A. Staehr, M. Trimmer, et al. Reconciling the temperature dependence of respiration across timescales and ecosystem types. *Nature*, 487 (7408) :472–476, 2012. (Cité en page 46.)

Z. Zajac, B. Revilla-Romero, P. Salamon, P. Burek, F. A. Hirpa, and H. Beck. The impact of lake and reservoir parameterization on global streamflow simulation. *Journal of hydrology*, 548 :552–568, 2017. (Cité en pages 7, 61, 62 et 157.)

T. Zhou, B. Nijssen, H. Gao, and D. P. Lettenmaier. The contribution of reservoirs to global land surface water storage variations. *Journal of Hydrometeorology*, 17(1) : 309–325, 2016. (Cité en page 62.)