HAL
open science

Estimation des évaluations hebdomadaires des températures de l'épilimnion et de l'hypolimnion par type de plan d'eau - Potentialités et limites des données spatialisées (Loieau et SAFRAN) et des outils de modélisation. Rapport intermédiaire

J. Prats, P.A. Danis

▶ **To cite this version:**

J. Prats, P.A. Danis. Estimation des évaluations hebdomadaires des températures de l'épilimnion et de l'hypolimnion par type de plan d'eau - Potentialités et limites des données spatialisées (Loieau et SAFRAN) et des outils de modélisation. Rapport intermédiaire. [Rapport de recherche] irstea. 2016, pp.68. hal-02606151

HAL Id: hal-02606151

https://hal.inrae.fr/hal-02606151v1

Submitted on 16 May 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Programme 2016/2018

Thème : Biodiversité, État et fonctionnement des écosystèmes aquatiques

Action n° CK

Estimation des évolutions hebdomadaires des températures de l'épilimnion et de l'hypolimnion par type de plan d'eau

Potentialités et limites des données spatialisées (Loieau et SAFRAN) et des outils de modélisation

Rapport intermédiaire

Jordi PRATS RODRÍGUEZ (Irstea)
Pierre-Alain DANIS (Onema)

Décembre 2016

Le 1er janvier 2017,
l'Agence des aires marines protégées,
l'Atelier technique des espaces naturels,
l'Office national de l'eau et des milieux aquatiques
et Parcs nationaux de France
auront regroupé leurs compétences pour créer
l'Agence française pour la biodiversité.

AUTEURS

Jordi PRATS RODRÍGUEZ, Ingénieur de Recherche (Irstea, UR RECOVER, équipe FRESHCO, Pôle études et recherches Onema-Irstea « Hydro-écologie des plans d'eau), jordi.prats@irstea.fr

Pierre-Alain DANIS, chargé de mission en limnologie thermique et chimique (Onema, Pôle études et recherches Onema-Irstea « Hydro-écologie des plans d'eau »), pierre-alain.danis@onema.fr[1]

CORRESPONDANTS

Onema : Pierre-Alain DANIS, chargé de mission en limnologie thermique et chimique (Onema, Pôle études et recherches Onema-Irstea « Hydro-écologie des plans d'eau »), pierre-alain.danis@onema.fr[1]

Irstea : Martin DAUFRESNE, chargé de recherche (Irstea, UR RECOVER, équipe FRESHCO, Pôle études et recherches Onema-Irstea « Hydro-écologie des plans d'eau), jordi.prats@irstea.fr

AUTRES CONTRIBUTEURS

Aurore GAY, Ingénieure de Recherche (Irstea, UR RECOVER, équipe FRESHCO, Pôle études et recherches Onema-Irstea « Hydro-écologie des plans d'eau), aurore.gay@irstea.fr

Nathalie REYNAUD, Ingénieure d'Études (Irstea, UR RECOVER, équipe FRESHCO, Pôle études et recherches Onema-Irstea « Hydro-écologie des plans d'eau), nathalie.reynaud@irstea.fr

RÉFÉRENCE DU DOCUMENT

Jordi Prats et Pierre-Alain Danis (2016) : Estimation des évolutions hebdomadaires des températures de l'épilimnion et de l'hypolimnion par type de plan d'eau - Potentialités et limites des données spatialisées (Loieau et SAFRAN) et des outils de modélisation. Convention Onema/Irstea 2016-2018. Pp 68.

Droits d'usage : Accès libre

Niveau géographique : National

Couverture géographique : France métropolitaine

Niveau de lecture : *Professionnels, experts, initiés*

[1] pierre-alain.danis@afbiodiversite.fr à partir du 1er janvier 2017

RÉSUMÉ

La température de l'eau est une des variables physiques les plus importantes pour les organismes des écosystèmes d'eau douce. Sa distribution verticale dans les plans d'eau, en plus, donne lieu à des gradients physico-chimiques, affectant d'autres variables tout aussi importantes comme la concentration en oxygène dissous. Par ailleurs, la température de l'eau et la concentration en oxygène dissous sont 2 des 6 paramètres physico-chimiques soutenant les paramètres biologiques dans la Directive Cadre européenne sur l'Eau et doivent être prise en compte dans l'évaluation de l'état écologique des plans d'eau. L'action de l'Onema 2016-2018 numéro CK, vise à la détermination des valeurs-seuils et des conditions de référence pour la température de l'eau et l'oxygène dissous.

La détermination des valeurs-seuil et conditions de référence pour la température de l'eau doit prendre en compte les variabilités interannuelle et intra-annuelle d'origine naturelle, et, s'il y a lieu, les contraintes techniques obligatoires dérivées de la gestion des plans d'eau. Cette analyse doit être fondée sur les données disponibles et sur les connaissances du fonctionnement physique des écosystèmes lacustres. Pour optimiser l'utilisation des données disponibles (généralement rares et discrètes temporellement à l'échelle des plans d'eau DCE) et l'exploitation des connaissances actuelles en limnologie physique, la solution envisagée est l'utilisation de modèles hydrodynamiques à base physique, en particulier du modèle GLM : *General Lake Model*.

Les modèles hydrodynamiques sont des outils qui permettent de simuler le comportement thermique et hydrodynamique d'un plan d'eau à partir des données météorologiques, hydrologiques, hydromorphologiques et de transparence de l'eau. Mais les modèles sont des approximations de la réalité et donc limités. Ses limitations dérivent soit des données d'entrée (biais, erreurs des mesures, fréquence des mesures, etc.) soit du modèle en lui-même (implémentation du modèle, bugs non détectés, paramétrisation des phénomènes physiques…). Et l'incertitude due à ces limitations doit être prise en compte dans l'interprétation de leurs prédictions.

Ce rapport présente les données utilisées pour réaliser des simulations hydrodynamiques, ainsi que les modèles GLM et Ottosson modifié (Prats et Danis, 2015). Ensuite, ce rapport fait une première analyse de l'incertitude des simulations hydrodynamiques faites avec le modèle GLM pour une sélection de plans d'eau représentatifs des principaux types de plans d'eau français.

MOTS CLÉS

GLM ; Loieau ; Modélisation ; Plans d'eau ; SAFRAN ; Température de l'eau

ESTIMATION OF WEEKLY EPILIMNION AND HYPOLIMNION TEMPERATURES BY TYPE OF WATER BODY – POTENTIALITIES AND LIMITS OF SPATIAL DATA (LOIEAU AND SAFRAN) AND OF MODELLING TOOLS

ABSTRACT

Water temperature is one of the most important physical variables for freshwater ecosystem organisms. Its vertical distribution in water bodies also gives rise to physicochemical gradients, affecting other equally important variables such as dissolved oxygen concentration. Furthermore, water temperature and dissolved oxygen concentration are 2 of the 6 physicochemical parameters supporting the biological parameters in the European Water Framework Directive and must be taken into account in the assessment of the state of water bodies. The 2016-2018 number CK Onema action, aims at the determination of the threshold values and the reference conditions for water temperature and dissolved oxygen.

The determination of threshold values and reference conditions for water temperature must take into account the interannual and intra-annual variability of natural origin and, where appropriate, the mandatory technical constraints derived from the management of water bodies. This analysis should be based on available data and knowledge of the physical functioning of lake ecosystems. To optimize the use of available data (generally rare and at discrete times for WFD water bodies) and the exploitation of existing knowledge in physical limnology, the proposed solution is the use of hydrodynamic models physically based, especially GLM: General Lake Model.

Hydrodynamic models are tools that simulate the thermal and hydrodynamic behavior of a water body using meteorological, hydrological, hydromorphological and water transparency data. But models are approximations of reality and therefore limited. Their limitations derive either from the input data (bias, measurement errors, measurement frequency, etc.) or from the model itself (model implementation, undetected bugs, parametrization of physical phenomena, etc.). And the uncertainty due to these limitations must be taken into account when interpreting their predictions.

This report presents the data used to perform hydrodynamic simulations, as well as GLM model and Ottosson's modified model (Prats and Danis, 2015). This report then makes an initial analysis of the uncertainty of the hydrodynamic simulations made with the GLM model for a selection of water bodies representative of the main types of French water bodies.

KEY WORDS

GLM; Loieau; SAFRAN; Simulation; Water bodies, Water temperature

SOMMAIRE

1. Introduction 7
2. Aire d'étude 8
2.1. Plans d'eau DCE 8
2.2. Sites pilotes 8
3. Données 10
3.1. Caractéristiques des plans d'eau DCE 10
3.2. Données des réseaux DCE nationaux (RCS et RCO) 12
3.3. Données du réseau national de suivi thermique 12
3.4. Données de suivi scientifiques et techniques 12
3.4.1. Données des sites pilotes 12
3.4.2. Données d'autres sites 13
3.5. Données de suivi satellitaire Landsat 14
3.6. Données des stations météorologiques 15
3.7. Données des stations hydrologiques 17
4. Description des données spatialisées issues de modèles 17
4.1. Données SAFRAN 18
4.2. Données du modèle GR_{LOIEAU} 19
5. Outils de modélisation de la température de l'eau des plans d'eau 19
5.1. Modèle d'Ottosson modifié 20
5.2. General Lake Model 21
5.3. Version modifiée de GLM 22
6. Prétraitement des données 23
6.1. Formatage des données 23
6.2. Imputation de données manquantes 23
7. Configuration de GLM 24
7.1. Options de calcul des fluxes de chaleur en surface 24
7.1.1. Albédo 24
7.1.2. Options du calcul du rayonnement à grande longueur d'onde 25
7.1.3. Options pour le calcul de la pression de vapeur 27
7.1.4. Correction de la stabilité atmosphérique non neutre 27
7.2. Paramètres du modèle 27
7.2.1. Valeurs des paramètres physiques par défaut 27
7.2.2. Paramètres de configuration 27
7.2.3. Paramètres météorologiques 28
7.2.4. Paramètres du module d'englacement 29
7.3. Données d'entrée requises par GLM 29
7.3.1. Données de morphométrie du plan d'eau 29

7.3.2. Données de forçage météorologique 30
7.3.3. Coefficient d'extinction de la lumière 31
7.3.4. Caractéristiques des affluents 31
7.3.5. Données sur les effluents 34
7.3.6. Conditions initiales 36
8. Tests du comportement du modèle GLM 36
8.1. Tests de vérification 37
8.1.1. Vérification du calcul de la radiation atmosphérique à grande longueur d'onde 37
8.1.2. Vérification du facteur d'échelle du vent 38
8.2. Tests pour l'étang de la Ramade (RAM23) 39
8.2.1. Effet du type de données météorologiques 41
8.2.2. Effet des données de débit d'entrée 44
8.2.3. Effet du type de données de transparence 44
8.2.4. Effet de la configuration bathymétrique 45
8.2.5. Effet de l'estimation de la température des entrées 46
8.2.6. Effet de la paramétrisation du calcul du rayonnement de grande longueur d'onde 46
8.3. Tests pour le lac d'Aiguebelette (AIG73) 48
8.3.1. Effet du type de données météorologiques utilisées 51
8.3.2. Effet des données de débit utilisées 51
8.3.3. Effet du type de données de transparence 52
8.3.4. Effet de la configuration bathymétrique 53
8.3.5. Effet de l'estimation de la température des affluents 53
8.3.6. Effet de la paramétrisation du calcul du rayonnement de grande longueur d'onde 54
8.3.7. Effet de l'estimation de la température initiale 55
8.4. Tests pour le barrage de Naussac (NAU48) 55
8.4.1. Effet de la profondeur des effluents 56
9. Conclusions 57
9.1. Problématique de l'obtention des données pour les simulations 57
9.2. Sensibilité des simulations à plusieurs hypothèses 57
9.3. Potentialité d'utilisation des simulations thermiques pour la simulation de la température de l'épilimnion et de l'hypolimnion des plans d'eau français 58
10. Glossaire 58
11. Sigles & Abréviations 59
12. Bibliographie 60
13. Annexe : Valeurs des paramètres physiques dans GLM 66

ESTIMATION DES ÉVOLUTIONS HEBDOMADAIRES DES TEMPÉRATURES DE L'ÉPILIMNION ET DE L'HYPOLIMNION PAR TYPE DE PLAN D'EAU - POTENTIALITÉS ET LIMITES DES DONNÉES SPATIALISÉES (LOIEAU ET SAFRAN) ET DES OUTILS DE MODÉLISATION -

1. Introduction

La température de l'eau et l'oxygène dissous sont deux des variables physico-chimiques les plus importantes pour les organismes des écosystèmes d'eau douce. La température de l'eau affecte les organismes aquatiques à plusieurs niveaux d'organisation, du niveau métabolique à leur cycle de vie et à leur distribution géographique. La température est aussi l'un des moteurs du mouvement de l'eau dans les plans d'eau et, donc est un facteur de contrôle de la répartition verticale des caractéristiques physico-chimiques (dont l'oxygène) de l'eau. Ces variables font donc logiquement partie des paramètres physico-chimiques dits « généraux soutenant les communautés biologiques » dans la Directive Cadre européenne sur l'Eau (DCE) parmi d'autres paramètres que sont la transparence, les nutriments, la salinité et la capacité de neutralisation des acides.

La mise en application de cette Directive implique le développement d'indicateurs d'état écologique pour ces paramètres physico-chimiques. Ces indicateurs doivent être construits sur la base de valeurs de référence, correspondant à des conditions non altérées par les pressions anthropiques, et sur la base de valeurs-seuils permettant de délimiter les différentes classes d'état. L'action de l'Onema numéro CK, vise justement à la détermination de ces valeurs de référence et de ces valeurs-seuils pour la température de l'eau et pour l'oxygène dissous. Dans un premier temps, la température de l'eau sera traitée en premier car c'est le comportement thermique du plan d'eau qui en définit sa stratification, elle-même moteur de la dynamique de l'oxygène.

La détermination des valeurs-seuils et des valeurs de référence pour la température et pour l'oxygène dissous doit tenir compte des variabilités intra-annuelles et inter-annuelles de la température et de l'oxygénation des plans d'eau, non seulement d'origines naturelles, i.e. en réponses aux forçages externes hydro-climatiques, mais des variabilités également d'origines anthropiques, i.e. en réponses à l'occupation du bassin-versant ou à la gestion des plans d'eau.

Cette analyse doit être basée sur des critères les plus objectifs possibles et sur l'analyse des données. Or, les données de température de l'eau et d'oxygène dissous disponibles sont limitées dans le cas des réseaux DCE, i.e. *a minima* 4 profils à l'aplomb de la zone la plus profonde, durant 2 années par plan de gestion de 6 ans. Ces données sont récoltées principalement entre la fin du printemps et l'automne, ce qui ne renseignent que partiellement sur les conditions intra-annuelles de température et d'oxygène. En particulier, les quelques mesures discrètes ne permettent pas d'identifier des caractéristiques majeures pour les organismes biologiques des conditions température et oxygène comme : la durée de la période de stratification, la présence ou non et se durée d'une phase d'anoxie estivale ou hivernale.

Pour combler ce manque de donnée, l'utilisation de modélisations thermodynamiques mécanistes (basées sur des processus physiques) a été envisagée. Ce type de modélisation calée sur des données de terrain et sur des données satellitaires (Prats et Danis, 2015; Simon, Tormos et Danis, 2014) permet d'estimer le comportement thermodynamique des plans d'eau à partir des données météorologiques, des données de transparence (naturelle ou en réponse à des pressions chimiques anthropiques) et des données hydrologiques naturelles ou anthropiques. Ce type de modélisation permet une extrapolation mécaniste des données ponctuelles DCE et par là une caractérisation intra et interannuelles des conditions de température et d'oxygène dissous qui devrait permettre d'estimer des métriques (*i.e.* des indicateurs d'état) pour ces deux paramètres ainsi que leurs valeurs de référence et valeurs-seuils associées. Enfin,

ces outils permettent potentiellement d'analyser également les effets des changements climatiques récents ou à venir sur ces potentiels indicateurs d'état afin de par exemple étudier leur pertinence dans un contexte climatique changeant durant les une ou deux prochaines dizaines d'années.

Ce premier rapport de l'action Onema CK 2016-2018 présente le modèle General Lake Model (GLM) et le modèle d'Ottosson modifié (Prats et Danis, 2015) ainsi que et les données utilisées pour réaliser les simulations thermodynamiques. Or ces modèles nécessitent des données météorologiques et hydrologiques observées localement mais ne sont pas toujours disponibles, en particulier à l'échelle des 475 plans d'eau DCE. La stratégie choisie a été d'utiliser des données météorologiques spatialisées (SAFRAN, (Quintana-Seguí et al., 2008)) et des données hydrologiques modélisées (Loieau (Folton et Lavabre, 2007)) pour l'ensemble des plans d'eau, et avant cela, de tester les potentialités et limites de l'utilisation de telles données sur un ensemble d'une quinzaine de sites pilotes pour lesquels les observations hydro-climatiques et de température et d'oxygène sont disponibles et suffisamment nombreuses. Ce test a aussi vocation à rendre compte des potentialités et limites (i.e. incertitudes) des outils de modélisation pour construire des indicateurs température et oxygène.

Ce travail est toujours en cours et ce rapport propose une première analyse de l'incertitude des simulations thermodynamiques faites avec le modèle GLM pour une sélection de trois plans d'eau représentatifs des principaux types de plans d'eau français.

2. Aire d'étude

L'action CK de l'Onema porte sur la définition des valeurs-seuils et conditions de référence par rapport à la température et la concentration en oxygène des plans d'eau français classés DCE, situés en France métropolitaine. Les plans d'eau des régions d'outremer sont exclus de ces analyses à cause de leurs comportements originaux liés au contexte climatique inter-tropical.

Treize sites pilotes ont été sélectionnés pour quantifier les potentialités et limites des données spatialisées (Loieau et SAFRAN) et des outils de modélisation.

2.1. Plans d'eau DCE

Les plans d'eau DCE correspondent aux plans d'eau de plus de 0,5 km2, pour lesquels une évaluation de l'état est obligatoire en accord avec les dispositions nationales de la Directive Cadre européenne sur l'Eau 2000/60/CE. Ce projet porte sur un total de 475 plans d'eau classés DCE. Les caractéristiques des plans d'eau sont résumées dans le Tableau 1.

2.2. Sites pilotes

Dans la première phase du projet, treize plans d'eau ont été choisis comme sites pilotes parmi les 475 plans d'eau DCE. Les sites pilotes sont listés dans le

Tableau 2. Ils ont été sélectionnés en raison des disponibilités de données. Dans l'ensemble, on a une diversité de plans d'eau assez large avec quasiment autant de plans d'eau naturels (7) que de retenues (6).

Tableau 1 : Caractéristiques géographiques et environnementales des plans d'eau français classés DCE. Source des données : Base de données PLAN_DEAU.

VARIABLE	UNITÉ	MINIMUM	MÉDIANE	MAXIMUM
Altitude	m	0,0	239,5	2841,0
Latitude	°	41,47	46,25	50,87
Longitude	°	-4,24	2,33	9,48
Profondeur maximale	m	0,8	15,0	309,7
Surface maximale	m^2	$6{,}0 \cdot 10^4$	$7{,}7 \cdot 10^5$	$5{,}8 \cdot 10^8$
Volume maximale	m^3	$1{,}2 \cdot 10^5$	$4{,}6 \cdot 10^6$	$8{,}9 \cdot 10^{10}$
Continentalité	km	0,01	238,25	618,05
Marnage théorique	m	0,0	4,0	135,0
Périmètre	m	1197	7544	187501
Temps de séjour	années	0,003	0,203	13,959

Tableau 2 : Caractéristiques des sites pilotes. Type : LN : lac naturel ; R : retenue. Source des données : base de données PLAN_DEAU.

CODE DU LAC	NOM	TYPE	LONG. (°)	LAT. (°)	ALT. (m)	PROF. (m)	SURF. (10^6 m^2)	VOL. (10^8 m^3)
AIG73	Lac d'Aiguebelette	LN	5,799	45,554	374	74	5,16	1,66
ALL04	Lac d'Allos	LN	6,709	44,233	2232	51	0,52	0,09
ANN74	Lac d'Annecy	LN	6,178	45,855	447	65	26,35	11,00
AYD63	Lac d'Aydat	LN	2,987	45,664	837	15	0,55	0,04
BIM13	Barrage de Bimont	R	5,551	43,547	330	55	1,19	0,14
ECH33	Étang de Carcans-	LN	-1,112	45,135	13	10	57,57	2,10
LAC33	Lac de Lacanau	LN	-1,120	44,971	13	8	16,21	0,53
LDC51	Lac de Der Chante-Coq	R	4,762	48,577	135	16	41,61	3,24
LEM74	Lac Léman	LN	6,529	46,417	372	310	577,12	890,00
NAU48	Barrage de Naussac	R	3,804	44,745	935	40	10,43	1,89
RAM23	La Ramade	R	2,425	45,788	736	3	<0,01	<0,01
SCR04	Lac de Sainte-Croix	R	6,186	43,766	477	83	21,99	7,67
VIL42	Barrage de Villerest	R	4,061	45,926	420	46	6,57	1,77

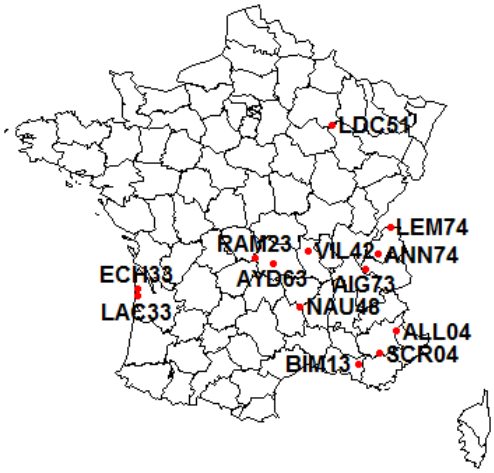

Figure 1 : Localisation des sites pilotes. Source des données : Base de données PLAN_DEAU

3. Données

Cette partie détaille les données nécessaires à la modélisation de l'hydrodynamique des plans d'eau qui ont pu être recensées et centralisées. Certaines données n'ont pas pu être récupérées car inexistantes ou responsables injoignables.

3.1. Caractéristiques des plans d'eau DCE

Les caractéristiques des plans d'eau étudiés sont issues :

1/ de la base de données PLAN_DEAU basée au Pôle Onema/Irstea à Aix-en-Provence. Cette base rassemble les caractéristiques géographiques et environnementales de 755 plans d'eau français dont les plans d'eau DCE.

2/ de la base de données Carthage qui permet d'identifier les tributaires des plans d'eau et leurs caractéristiques morphologiques utilisées par le modèle GLM (pente…).

3/ de la base de données SIOUH (Système d'Information des Ouvrages Hydrauliques[2]) du Ministère de l'Environnement de l'Énergie et de la Mer, outil opérationnel qui regroupe les données administratives et techniques existantes sur les ouvrages hydrauliques français autorisés et concédés.

D'abord les ouvrages hydrauliques de la base SIOUH ont été couplés aux plans d'eau de la base

[2] https://www.pigma.org/portail/sites/www.pigma.org.portail/files/sites/default/files/inline-images/poles_metiers/littoral/ressources/2011_08_31_DREAL_SIOUH.pdf

PLAN_DEAU avec un algorithme en fonction de leur localisation géographique. Les couplages ont été postérieurement vérifiés et corrigés manuellement. Ce couplage a été utilisé pour identifier les gestionnaires et/ou propriétaires des plans d'eau artificiels, ainsi que pour extraire des informations techniques des barrages, telles que la profondeur, le type et le numéro des organes hydrauliques ; la cote maximale de la crête ; la cote, la surface et le volume au niveau minimal, au niveau normal d'exploitation et au niveau d'hautes eaux ; le nom du gestionnaire et le nom du propriétaire.

Certains types de données présentes dans les deux bases de données, SIOUH et PLAN_DEAU ont été comparées et leur qualité a été analysée (Figure 2). En général, les données des deux bases se correspondent assez bien, mais parfois il y a des différences très importantes, qui peuvent dépasser le 100% d'erreur relative. Après examiner des cas les plus incomparables, il semblerait que les données de la base PLAN_DEAU contiennent moins d'erreur. Pour les comparaisons de la surface, les données de la base plans d'eau sont plus proches des valeurs mesurées sur la carte IGN. Dans le cas où il a été possible trouver le volume des plans d'eau impliqués dans des documents en ligne des agences de l'eau et d'EPTB, les données de la base PLAN_DEAU sont toujours plus proches des valeurs indiquées dans ces documents.

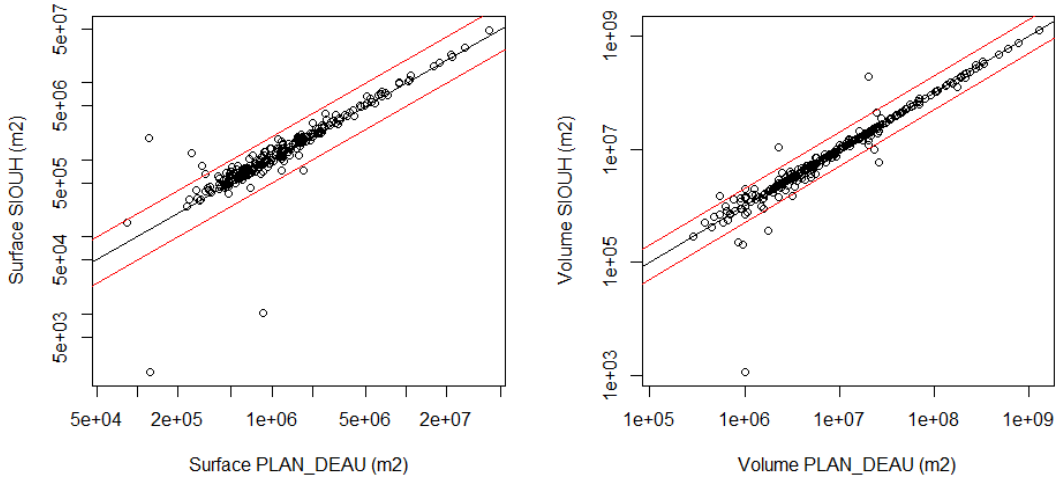

Figure 2 : Comparaison des surfaces (gauche) et volumes (droite) dans la base SIOUH et dans la base PLAN_DEAU. Les données de la base SIOUH correspondent au niveau normal d'exploitation. La ligne noire indique la relation 1:1, les lignes rouges indiquent une erreur relative de plus ou moins 100%. Source des données : bases de données PLAN_DEAU et SIOUH

L'altitude indiquée dans la base PLAN_DEAU correspond à l'altitude moyenne de la lame d'eau. Les données SIOUH des cotes au niveau des plus hautes eaux[3] et de retenue normale[4] sont cohérentes avec les données des cartes IGN.

Les données de surface et de volume de la base PLAN_DEAU ont donc été privilégiées. Les données de la cote de plus hautes eaux et de retenue normale de la base SIOUH ont été privilégiées pour indiquer la cote maximale du plan d'eau.

[3] Niveau maximal de l'eau dans la retenue en accord avec la crue de projet, i.e. la crue pour laquelle l'ouvrage a été dimensionné.

[4] Niveau maximal de l'eau dans le barrage en conditions normales d'exploitation, hors crues.

3.2. Données des réseaux DCE nationaux (RCS et RCO)

Les profils thermiques mesurés par le Réseau de Contrôle de Surveillance (RCS) et le Réseau de Contrôle Opérationnel (RCO) ont été utilisées. À ce jour, ces réseaux ont suivis l'état des eaux de plus de 85% des plans d'eau DCE. Ces suivis sont principalement à la charge des agences de bassin et d'établissements publiques gestionnaires de plans d'eau (*e.g.* EPTB Loire pour les retenues de Naussac et de Villerest). Théoriquement, ces plans d'eau sont suivis pendant au moins deux ans par plan de gestion de six ans par, entre autre, *a minima* 4 profiles de température/oxygène, 4 mesures de la profondeur de disparition du disque de Secchi. Les données de 414 plans d'eau sont aujourd'hui disponibles (mise à jour décembre 2016).

3.3. Données du réseau national de suivi thermique

En 2013 l'Onema a réalisé une phase de test d'un réseau de suivi thermique lacustre pérenne à l'échelle nationale (Rebière, Danis, Daufresne, Peroux et Baudoin, 2013). Durant cette phase, 9 plans d'eau ont été équipés dans différentes conditions environnementales et sujets à différentes contraintes techniques (vent fort, englacement…). Les lacs ont été équipés avec de chaines d'enregistreurs de température HOBO WATER TEMP PRO V2/U22-001 qui mesurent la température de l'eau entre une profondeur de 0,5 m et le fond à intervalles entre 1 m et 4 m en fonction de la profondeur. Ces enregistreurs ont une précision de ±0,2 ºC entre 0ºC et 50 ºC et une résolution de 0,02 ºC à 25 ºC. La périodicité des mesures était de 15 min, à l'exception des lacs d'altitude où la périodicité était de 30 min. La description détaillée du réseau se trouve dans Rebière et al. (2013).

Le réseau de suivi thermique lacustre pérenne inclue trois des sites pilotes sélectionnés pour la première phase de l'étude : le lac d'Allos (ALL04), le barrage de Bimont (BIM13) et le lac de Sainte-Croix (SCR04).

L'Onema dispose aussi d'un réseau national de suivi des températures sur les cours d'eau[5], qui a démarré en 2008. Dans les stations du réseau, la température de l'eau est mesurée avec une fréquence horaire. Ces mesures sont d'intérêt pour l'estimation de la température des cours d'eau à l'entrée des plans d'eau, une des données d'entrée du modèle GLM, mais seulement 15 % des bassins-versants des plans d'eau classés DCE ont des mesures de température (Prost, Moatar et Danis, 2016) dont l'accès est prévu.

3.4. Données de suivi scientifiques et techniques

Une partie importante des données des sites pilotes ont été obtenues grâce à l'amabilité de plusieurs chercheurs, groupes de recherche et institutions diverses. Ils en sont ici remerciés.

3.4.1. Données des sites pilotes

La Communauté de Communes du Lac d'Aiguebelette a mis à disposition des profils de température et d'oxygène, ainsi que des mesures de profondeur du disque de Secchi, du lac d'Aiguebelette (AIG73) pour la période 1999-2015.

Des profils de température mensuels ont été mis à disposition par l'Observatoire des Lacs Alpins[6] de l'INRA, en particulier, les données pour la période 1966-2013 pour le Lac d'Annecy (ANN74) et pour la

[5] http://www.onema.fr/sites/default/files/onema-fiche-temperature.pdf

[6] https://si-ola.inra.fr

période 1991-2013 pour le Lac Léman (LEM74). L'accès aux données a été facilité par le système d'information du © SOERE OLA-IS, INRA Thonon-les-Bains, CIPEL, SILA, [date du téléchargement des Données : 26/11/2015], développé par le dispositif Eco-Informatique ORE de l'INRA.

Delphine Latour du LMGE (Laboratoire Microorganismes : Génome et Environnement – UMR 6023) de l'Université Blaise Pascal a acquis des profils de température et d'oxygène, ainsi que des données de profondeur du disque de Secchi, du lac d'Aydat (AYD63) pour l'année 2015.

Damien Bouquet et Pierre Anschutz de l'UMR 5805 EPOC (Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux) du CNRS, ont mis à disposition des données d'oxygène et de température mesurées en continu sur l'étang de Carcans-Hourtin (ECH33) et sur le lac de Lacanau (LAC33) avec une fréquence de 30 min. Ils ont acquis également des profils ponctuels en différent points des deux lacs. Les données ont été mesurées en 2014-2015.

L'EPTB Loire a mis à disposition des données très riches pour la simulation du comportement hydrodynamique des barrages de Naussac (NAU48) et Villerest (VIL42) qui incluent des données dans les tributaires et la sortie (débits, température et qualité de l'eau), des profils thermiques en continu, des données météorologiques, les séries de niveau d'eau. Les données couvrent la période d'étude 1999-2015.

La Société du Canal de Provence nous a permis d'utiliser des données pour la simulation du comportement hydrodynamique du barrage de Bimont (BIM13) qui incluent des données de débits d'entrée et sortie, des séries de niveau de l'eau, des mesures de la température à l'amont et à l'aval du barrage. Les données couvrent la période d'étude 1999-2015.

Quentin Choffel du CEDETE (Centre d'Études pour le Développement des Territoires et l'Environnement) nous a permis d'utiliser des profils horaires de température, des données météorologiques et des mesures du disque de Secchi prises en 2016 à l'étang de la Ramade (RAM23). Il nous a aussi mis à disposition la bathymétrie de ce plan d'eau.

L'OFEV (Office Fédéral de l'Environnement suisse) a acquis des données de niveau, de débits d'entrée et de température des entrées pour le lac Léman (LEM74) pour la période 1999-2014.

L'EPTB Seine a mis à disposition de données abondantes pour la simulation du Lac du Der-Chantecoq (LDC51) : débits, niveaux, transparence, profils de température et oxygène, débit et température des affluents et effluents.

L'Observatoire Apron/CEN Rhône-Alpes et le PNR du Verdon ont mis à disposition des données de température de l'eau du Verdon à l'amont du barrage de Sainte-Croix (SCR04) pour la période 2007-2016.

3.4.2. Données d'autres sites

En plus des données du site pilote LDC51, l'EPTB Seine a mis à disposition des données de débits, de niveaux d'eau, de température et de concentration en oxygène pour 4 autres plans d'eau : le lac d'Amance (AMA10), le lac d'Auzon-Temple (LAT10), le barrage de Pannecière-Chaumard (PAN58) et le lac de la Forêt d'Orient (SEI10).

Le Service Environnement du Département d'Indra et Loire a mis à disposition des données de niveau pour l'étang du Louroux (LOU37).

Le SMAVD (Syndicat Mixte d'Aménagement de la Vallée de la Durance) a mis à disposition de données de température de l'eau à l'aval du lac d'Esparron (ESP04).

La Direction Territorial Centre-Bourgogne de VNF (Vois Navigables de France) a mis à disposition des données de débits et de niveaux d'eau pour 6 plans d'eau : l'étang de la Grande Rue (EGR45), la retenue de Torcy Neuf (RTN71), la retenue de Torcy Vieux (RTV71), l'étang de la Tuilerie (TUI45), l'étang de Montaubry (MON71), et le barrage de Bourdon (BOU89).

Une demande a été adressée à EdF pour disposer des données de débits, de niveaux, de température, d'oxygène et de transparence de l'eau des plans d'eau gérés par la compagnie. En décembre 2016 cette pétition a reçu une réponse favorable. Parmi les plans d'eau gérés par EdF, une centaine sont DCE.

Une convention a été signée avec la CACG (Compagnie d'Aménagement des Couteaux de Gascogne) pour le partage des données. La communication des données aura lieu au début de 2017. D'après les données de la base SIOUH, parmi les plans d'eau gérés par la CACG, une vingtaine sont DCE.

3.5. Données de suivi satellitaire Landsat

Les données infrarouges thermiques des images satellites prises par les satellites LANDSAT-5 et LANDSAT-7 dans la période 1999-2014 ont été traitées avec l'algorithme de Jiménez-Muñoz et al. (2009) pour obtenir la température de surface des lacs étudiés selon la méthode décrite par Simon et al. (2014). La périodicité des images est généralement[7] de 16 jours et couvrent un total de 475 plans d'eau. Les températures mesurées par satellite correspondent à la température dite « de peau » de l'eau, soit des premiers 100 µm de la colonne d'eau (Handcock et al., 2006).

Seulement les images pour lesquelles la concentration de vapeur était dans la gamme d'application de l'algorithme (0,5-2 g/cm^2) ont été retenues. Les images avec des valeurs négatives ont été éliminées. Pour chaque image la médiane des valeurs des pixels disponibles a été calculée et utilisée pour cette étude.

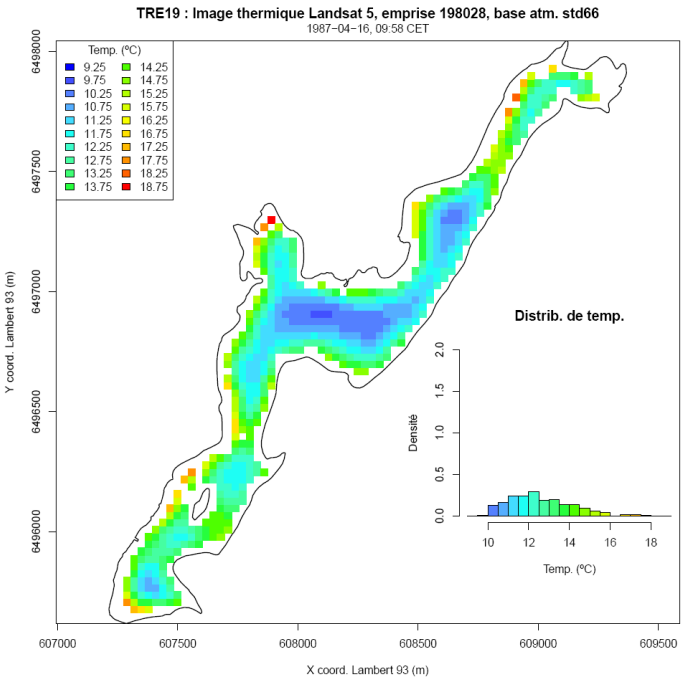

Figure 3 : Illustration des données de température de surface issues du traitement d'un image infra-rouge thermique LANDSAT-5 prise sur la retenue de Treignac (19) en date du 16 avril 1987 à 9h58 CET. Source des données : Onema et NASA.

[7] Souvent moins à cause de la présence de nuage et parfois plus lorsque le plans d'eau est à cheval sur plusieurs dalles Landsat.

La qualité des estimations de la température de surface des plans d'eau à partir des images Landsat est acceptable. Le RMSE est de 1 à 2 ºC d'après Simon et al. (2014) et Prats et Danis (2015). Bien qu'il y ait une certaine tendance à la surestimation de la température de surface, la température estimée par satellite est une bonne approximation de la température de l'épilimnion (Prats et Danis, 2015).

3.6. Données des stations météorologiques

Le réseau de stations météorologiques expertisées par Météo-France en Métropole se compose de presque 4000 stations, qui couvrent densément le territoire national. Ces stations sont de cinq types différents, désignés avec les chiffres 0 à 4 (Tableau 3).

Tableau 3 : Typologie des stations expertisées du réseau de Météo-France. Source : Météo-France.

TYPE	DESCRIPTION	DISPONIBILITÉ DES DONNÉES
0	Station synoptique, acquisition temps réel, expertise à J+1	Horaire
1	Station automatique Radome-Resome, acquisition temps réel, expertise à J+1	
2	Station automatique NON Radome-Resome, acquisition temps réel, expertise à J+1	
3	Station automatique, acquisition temps réel, expertise temps différé (à M+21 jours maxi)	Vers le 20 du mois pour les données du mois précédent
4	Poste climatologique manuel ou station automatique, acquisition temps différé, expertise temps différé (à M+21 jours maxi)	

Les stations de type 0, 1 ou 2 les plus proches de chaque plan d'eau ont été choisies pour l'étude. En moyenne, la distance entre la station la plus proche et le plan d'eau est de 10 km (1er quartile = 6,3 km, 3e quartile = 12,8 km). En moyenne la différence d'altitude entre le plan d'eau et la station la plus proche est de 137 m, mais occasionnellement il y a des différences de plus de 1000 m, comme dans le cas du lac d'Allos (ALL04).

Des données météorologiques à l'échelle journalière pour les 13 stations des sites pilotes (Tableau 5) ont été mises à disposition par Météo-France pour la période du 01/01/1999 au 31/12/2016. Les variables demandées, nécessaires pour les simulations hydrodynamiques, sont dans le Tableau 4.

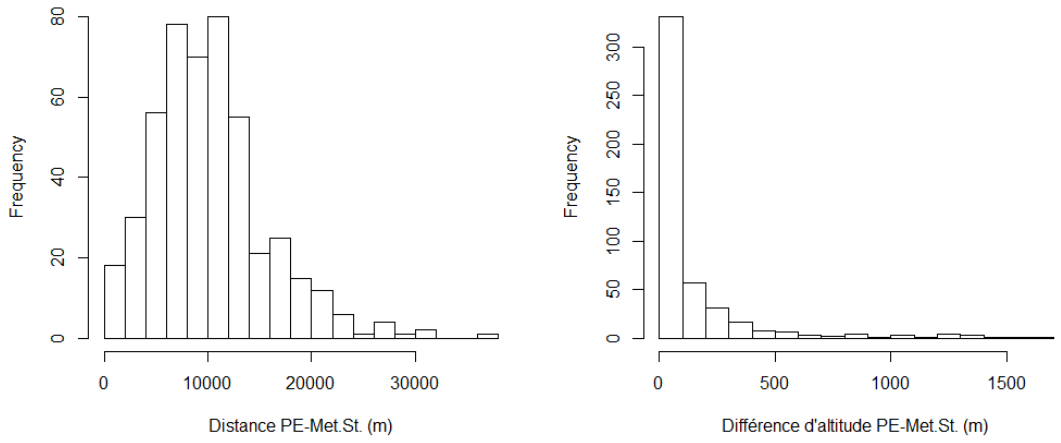

Figure 4 : Distance (gauche) et différence d'altitude en valeur absolue (droite) entre chaque plan d'eau et la station météorologique la plus proche. Source des données : Onema et Météo-France.

Tableau 4 : Variables météorologiques mises à disposition par Météo-France.

DÉNOMINATION	CODE	UNITÉ
1 - Hauteur de précipitations en 1 heure	RR1	mm
3 - Direction du vent (à 10 mètres)	DD	rose de 360º
4 - Vitesse du vent	FF	m/s
19 - Température sous abri	T	º C
34 - Rayonnement global	GLO	J/cm^2
46 - Humidité relative	U	%

Les données météorologiques fournies présentent un certain nombre de limitations :

- Inhomogénéité des données à cause des changements d'instruments et/ou de localisation de quelques stations.
- Toutes les variables ne sont systématiquement disponibles à toutes les stations. Le rayonnement global est la variable qui manque le plus fréquemment.
- Les périodes de disponibilité des données varient entre les stations.
- Il y a des données manquantes dans toutes les stations qu'il faudrait remplir pour générer des séries continues les plus longues possibles.
- Dans le cas d'Allos (ALL04), il y a une différence d'altitude de 1200 m entre le lac et la station météorologique.

Tableau 5 : Caractéristiques des stations météo France associées à chaque site pilote.

	STATION METEO FRANCE					
CODE DU LAC	CODE	NOM	LONG. (°)	LAT. (°)	ALT. (m)	TYPE
AIG73	73191005	Lac Aiguebelette	5°48'E	45°35'N	375	2
ALL04	04006005	Allos	6°38'E	44°15'N	1400	2
ANN74	74182001	Meythet	6°06'E	45°56'N	458	0
AYD63	63451001	Vernines	2°53'E	45°40'N	1045	1
BIM13	13111002	Vauvenargues	5°41'E	43°33'N	565	2
ECH33	33314005	Pauillac	0°47'O	45°13'N	25	1
LAC33	33281001	Bordeaux-Merignac	0°41'O	44°50'N	47	0
LDC51	52448001	St-Dizier	4°54'E	48°38'N	139	0
LEM74	74119003	Evian SA	6°35'E	46°23'N	725	1
NAU48	48105001	Naussac	3°50'E	44°45'N	967	2
RAM23	23067001	La Courtine	2°16'E	45°42'N	772	1
SCR04	83002004	Aiguines	6°15'E	43°48'N	563	2
VIL42	42253002	Aero-Roanne	4°00'E	46°03'N	337	2

3.7. Données des stations hydrologiques

Des données mesurées sur des stations hydrologiques ont été récupérées dans la Banque HYDRO (http://www.hydro.eaufrance.fr/). Cette base de données est alimentée par les données d'environ 5000 stations de mesure (dont plus de 3000 sont encore en service) gérées par les services de l'État, agences de l'eau, EdF, organismes de recherche, compagnies d'aménagement... La maintenance des stations, et la récolte et la vérification des données sont à la charge de chaque producteur individuel.

Des résultats intermédiaires du couplage des stations hydrologiques et des plans d'eau DCE fait par Prost et al. (2016), ont été utilisés pour sélectionner les stations hydrométriques d'où extraire les données hydrologiques. D'après cette étude, seulement 36 % des bassins-versants des 475 plans d'eau DCE ont des stations de mesure de débits à l'amont. Les stations hydrométriques à l'amont de 111 plans d'eau et celles à l'aval de 175 plans d'eau ont été retenues.

4. Description des données spatialisées issues de modèles

En plus d'utiliser des données mesurées sur le terrain, il a été possible d'avoir accès à des données spatialisées issues d'un modèle météorologique (SAFRAN) et d'un modèle hydrologique (Loieau).

4.1. Données SAFRAN

Une deuxième source de données météorologiques utilisées est le système SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Adaptés à la Nivologie) (Quintana-Seguí et al., 2008; Vidal, Martin, Franchistéguy, Baillon et Soubeyroux, 2010). SAFRAN est un système d'analyse atmosphérique des variables météorologiques de surface qui est basé sur l'utilisation de zones climatiques homogènes et qui est capable de prendre en compte les variations altitudinales. Les données SAFRAN couvrent toute la France métropolitaine avec une grille régulière de 8 km par 8 km sur la période du 1 août 1958 au 31 juillet 2016.

La qualité des analyses SAFRAN à l'échelle horaire a été évaluée par Quintana-Seguí et al. (2008). Les données SAFRAN représentent bien les données de température de l'air, d'humidité relative de l'air, de vitesse du vent et de précipitation. Par contre, la vitesse du vent présente un biais moyen de -0,3 m/s et la précipitation présente une erreur quadratique moyenne de 2,4 mm/jour. Le rayonnement solaire présente aussi un biais, surtout près de la côte. Dans le long terme, Vidal et al. (2010) ont trouvé aussi une qualité moindre pour les estimations de la vitesse du vent et du rayonnement solaire que pour les estimations des autres variables.

Nous avons utilisé les données SAFRAN à l'échelle journalière pour la période du 1 janvier 1999 au 31 juillet 2016. Les variables utilisées sont dans le Tableau 6.

Tableau 6 : Variables météorologiques extraites des données SAFRAN.

DÉNOMINATION	Période	CODE	UNITÉ
Précipitations solides	]06h, 06h]	Psol	mm
Précipitations liquides	]06h, 06h]	Pliq	mm
Température de l'air	]00h, 00h]	Temp	ºC
Vitesse du vent	]00h, 00h]	Vent	m/s
Humidité spécifique de l'air	]00h, 00h]	Humi	g/kg
Rayonnement atmosphérique	]00h, 00h]	DLI	J/cm^2
Rayonnement visible	]00h, 00h]	SSI	J/cm^2

Les données du point de grille le plus proche de chaque plan d'eau ont été utilisées. Les plans d'eau se trouvent à des distances entre 307 m et 5559 m du point de grille le plus proche (étant la distance maximale théorique de 5657 m). En moyenne ils se trouvent à 3 km du point de grille le plus proche. La différence altitudinale moyenne en valeur absolue entre le plan d'eau et le point de grille le plus proche est de 80 m et en 75 % de cas est de moins de 86 m. Dans neuf cas sur treize la différence d'altitude est supérieure à 500 m et, dans un cas, elle est de 1321 m.

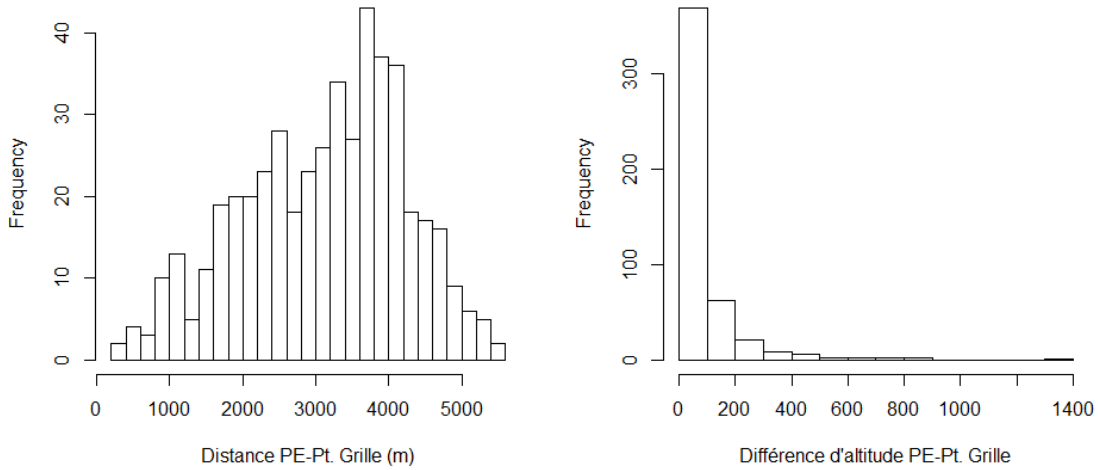

Figure 5 : Distance (gauche) et différence d'altitude en valeur absolue (droite) entre chaque plan d'eau et le point de la grille SAFRAN le plus proche. Source des données : Onema, Météo-France.

4.2. Données du modèle GR_{LOIEAU}

Les données issues du modèle GR_{LOIEAU} représentent une deuxième source de données hydrologiques. Le modèle GR_{LOIEAU} est un modèle conceptuel simple à deux paramètres dérivé du modèle GR2M qui prédit le débit à une échelle mensuelle (Folton et Arnaud, 2011). Les paramètres du modèle ont été régionalisés pour son application à l'échelle de la France (Folton, 2012). Le modèle utilise les données SAFRAN comme données de forçage. GR_{LOIEAU} a été utilisé pour estimer les chroniques de débits des bassins-versants des plans d'eau DCE pour la période de juillet 1970 à août 2008.

La validation du modèle sur des bassins non utilisés pour la régionalisation a montré que GR_{LOIEAU} restitue bien les modules et les QMNA5, avec une explication de 82 % de la variabilité du module et de 66 % de la variabilité du QMNA5 (Folton, 2012).

Le modèle GR_{LOIEAU} a été développé pour des bassins non anthropisés et ne prend donc pas en compte les effets de la régulation qu'il peut y avoir à l'amont des plans d'eau. Il faut aussi de la prudence dans l'utilisation du modèle sur des très petits bassins-versants, où des particularités locales non prises en compte par le modèle peuvent causer des erreurs d'estimation (Folton, 2012).

Une autre des limitations de l'application du modèle à cette étude est le caractère annuel de GR_{LOIEAU}, du fait que le modèle GLM requiert de données hydrologiques à l'échelle journalière. Enfin, les données sont aujourd'hui seulement disponibles pour la période 1970-2008.

5. Outils de modélisation de la température de l'eau des plans d'eau

Deux modèles ont été utilisés pour simuler la température des plans d'eau français : la modification du modèle d'Ottosson proposée par Prats et Danis (2015) et le modèle GLM, General Lake Model (Hipsey, Bruce et Hamilton, 2014). Le modèle GLM a été également modifié pour permettre la prise en compte des variations inter-journalières du coefficient d'extinction de la lumière à la place d'une valeur constante.

5.1. Modèle d'Ottosson modifié

Prats et Danis (2015) ont proposé et calibré une modification du modèle de la température de l'eau d'Ottosson et Abrahamsson (1998). Le modèle d'Ottosson modifié est un modèle empirique, qui a été calibré pour les plans d'eau français, et qui permet d'estimer la température de l'épilimnion et de l'hypolimnion à l'échelle journalière à partir de la température de l'air et de quelques caractéristiques des plans d'eau (latitude, altitude, volume, profondeur et surface).

Le modèle de température de l'épilimnion (*ET*) et de l'hypolimnion (*HT*) au jour *i* est le suivant :

$$ET_i = MAET + B \cdot f\left(T_{a,i}^*\right) \quad (1)$$

$$HT_i = D \cdot MAET + E \cdot g\left(ET_i\right) \quad (2)$$

où MAET est la température moyenne annuelle de l'épilimnion, et *B*, *D*, *E* sont des paramètres du modèle. Et où $f(T_{a,i}^*)$ est une fonction de lissage exponentiel simple de la variable $T_{a,i}^*$, elle-même étant définie comme la variabilité de la température de l'air $T_{a,i}$ au jour *i* selon l'équation, *i.e.* :

$$T_{a,i}^* = T_{a,i} - MAAT \quad (3)$$

Et,

$$f\left(T_{a,i}^*\right) = \alpha T_{a,i}^* + (1-\alpha) f\left(T_{a,i}^*\right) \quad (4)$$

Où *α* est un facteur de lissage. MAAT est la température moyenne annuelle de l'air et se calcule selon :

$$MAET = 36{,}4 - 0{,}48 \cdot Lat - 3{,}92 \cdot 10^{-3} \cdot Alt \quad (5)$$

La valeur du paramètre *α* est estimée par une fonction de régression *α* en fonction des caractéristiques des plans d'eau selon :

$$\tau = 1/\alpha = 0{,}7 - 1{,}1 \cdot \ln(A) + 1{,}55 \cdot \ln(V) - 0{,}40 \cdot MAET \quad (6)$$

où *A* est la surface du plan d'eau en m^2 et *V* est le volume en m^3. On estime *B* en fonction de la profondeur maximale selon :

$$B = 1{,}139 - 0{,}0020 \cdot z_{\max} \quad (7)$$

Quand $ET_i < 0$ ºC, $ET_i = 0$ ºC.

En relation avec l'équation (2) de la température de l'hypolimnion, *D* = 0,51 est une constante et *E* est calé pour chaque lac. La fonction $g(ET_i)$ est un lissage exponentiel simple de *ET* selon :

$$\begin{aligned} g\left(ET_1\right) &= ET_1 \\ g\left(ET_i\right) &= \beta \cdot ET_i + (1-\beta) g\left(ET_{i-1}\right) \end{aligned} \quad (8)$$

où *β* est le facteur de lissage :

$$\beta = \frac{1}{\sqrt{MAET}} \tag{9}$$

Enfin la condition de mélange du modèle d'Ottosson a été légèrement modifiée, *i.e.* si la densité de l'épilimnion est supérieure à celle de l'hypolimnion, alors $HT_i = ET$, et si $HT_i < 4$ ºC, alors $HT_i = 4$ ºC.

Les scripts utilisés pour utiliser ce modèle ont été stockés dans le système de gestion de sources de l'Irstea (https://forge.irstea.fr/), dans le projet TempLac (https://forge.irstea.fr/projects/templac/). Les agents Onema, les agents Irstea, et toutes les personnes intéressées peuvent accéder aux fichiers source du projet en en faisant la demande au gestionnaire du projet.

La qualité des simulations de température faites avec le modèle d'Ottoson modifié sont décrites en détail dans le rapport de Prats et Danis (2015). La simulation de la température de l'épilimnion donne des résultats raisonnables, avec de RMSE autour de 2 ºC et des coefficients de corrélation entre 0,94 et 0,99 (Tableau 7). Par contre, la simulation de la température de l'hypolimnion est moins performante, avec des RMSE autour de 3 ºC et des coefficients de corrélation plus bas, entre 0,81 et 0,97.

Tableau 7 : Performance (RMSE, erreur quadratique moyenne, et ρ, coefficient de corrélation) des simulations de la température de l'eau des plans d'eau DCE par rapport aux profils mesurés du suivi DCE. Source des données : Prats et Danis (2015).

STATISTIQUE	RMSE		ρ	
	ÉPILIMNION	HYPOLIMNION	ÉPILIMNION	HYPOLIMNION
1r quartile	1,46	2,04	0,948	0,818
médiane	1,90	2,81	0,972	0,925
moyenne	2,05	2,89	0,952	0,843
3e quartile	2,41	3,51	0,987	0,967

5.2. General Lake Model

Prats et Danis (2015) ont utilisé le modèle d'Ottosson modifié et le modèle FLake (Mironov, 2008) pour simuler la température de l'épilimnion et de l'hypolimnion des plans d'eau DCE. Et ils ont montré que ces modèles relativement simples simulent la température de l'hypolimnion avec des erreurs importantes. Une bonne simulation de la température de l'hypolimnion est pourtant nécessaire pour une bonne reconstitution des périodes de stratification, ainsi que pour une bonne simulation de la concentration en oxygène au fond. Il a donc été envisagé l'utilisation d'un modèle hydrodynamique à base physique qui prend en compte les principaux processus du bilan énergétique et de mélange dans la colonne d'eau. Le modèle choisi est le model GLM, General Lake Model (Hipsey et al., 2014).

Le modèle GLM est un modèle hydrodynamique qui simule la structure verticale de la température, la salinité et la densité. Il est spécialement adapté à la simulation du comportement hydrodynamique de plans d'eau naturels ou artificiels. GLM prend en compte les échanges de chaleur superficiels, l'effet des affluents et des effluents, et les principaux processus de diffusion et de mélange. Le modèle inclue un module pour calculer l'englacement et peut être couplé aux modèles biogéochimiques basés sur la librairie AED, Aquatic EcoDynamics (Hipsey, Bruce et Hamilton, 2013). En plus de cette possibilité d'être couplé à des modèles biogéochimiques, GLM offre différentes options de personnalisation et/ou de complexification du modèle.

GLM a été développé en Australie par le groupe de recherche *Aquatic EcoDynamics* de l'université de *Western Australia* avec la collaboration du groupe de recherche *Lake Ecosystem Restoration* de l'université de *Waikato* en Nouvelle-Zélande. Le modèle est une évolution directe du modèle DYRESM (Antenucci et Imerito, 2000; Hamilton et Schladow, 1997; Imberger et Patterson, 1981; Imerito, 2014), avec plusieurs évolutions et améliorations apportées par les développeurs et des utilisateurs. La dernière version disponible de GLM est la version 2.2, parue en 2016, et le modèle est toujours en cours de développement et d'amélioration.

GLM est un software de libre accès, qui peut être téléchargé sur le site http://aed.see.uwa.edu.au/research/models/GLM/latest_release.html. Le code source est disponible sur github : https://github.com/AquaticEcoDynamics/GLM. Pour le traitement des résultats issus de GLM, les librairies R suivantes sont disponibles :

- rLakeAnalyzer (https://cran.r-project.org/web/packages/rLakeAnalyzer/index.html) (Winslow et al., 2016) : compilation d'outils pour calculer des caractéristiques physiques des plans d'eau, tels que la profondeur de la thermocline, le nombre de Lac, le nombre de Wedderburn… ;
- glmtools (https://github.com/USGS-R/glmtools) (Read et al., 2014) : librairie avec des outils pour comparer les résultats des simulations avec des données mesurées, extraire les résultats des simulations, préparer des figures…

Bien qu'il soit relativement récent, GLM a été déjà utilisé dans plusieurs études démontrant une bonne performance (Read et al., 2014; Rose, Winslow, Read et Hansen, 2016; Snortheim et al., 2017; Yao et al., 2014). Read et al. (2014) ont simulé la température des lacs du Wisconsin avec une RMSE de 1,74 ºC pour la température de l'épilimnion et de 3,33 ºC pour la température de l'hypolimnion. Cette performance est très semblable à celle du modèle d'Ottosson modifié appliqué aux plans d'eau français mais Read et al. (2014) n'ont pas utilisé toutes les possibilités qu'offre GLM. En effet, le modèle n'a pas été calé individuellement pour chaque lac, ils ont utilisé des débits constants estimés à partir du temps de résidence moyenne pour chaque lac, et la température de l'air a été utilisée comme à proxy de la température des entrées. En plus, la version de GLM qu'ils ont utilisé prend une valeur constante du coefficient d'extinction de la lumière. L'amélioration d'une ou de plusieurs de ces limitations devrait permettre d'améliorer la qualité des simulations.

Rose et al. (2016) reprennent les simulations de Read et al. (2014). En appliquant GLM au lac Mendota, Snortheim et al. (2017) ont trouvé une erreur absolue moyenne normalisée (NMAE) de 0,062 et un coefficient de détermination (R^2) de 0,91 pour la période de calibration. Pour la période de validation, ils ont obtenu une NMAE de 0,066 et un R^2 de 0,79.

Enfin, Yao et al. (2014) comparent la performance de quatre modèles différents appliqués à un lac avec une période d'englacement. GLM a ici montré un coefficient d'efficience globale des simulations de température de 0,87. À 0,1 m le coefficient d'efficience a été de 0,94, à 5 m de 0,735, et à 10 m de -1,18. Les mauvais résultats pour la température à 10 m contrastent avec les résultats des autres études. Mais encore ici, le modèle n'a pas été calibré et une valeur constante (valeur par défaut) a été utilisée pour le coefficient d'extinction de la lumière. Par rapport à la simulation de l'englacement, tous les quatre modèles montrent de pauvres résultats, ce qui est une mise en garde face aux résultats du modèle appliqué aux plans d'eau froids.

5.3. Version modifiée de GLM

Une des limitations de la présente version de GLM est l'utilisation d'une valeur constante du coefficient d'extinction de la lumière, ce qui limite sa performance à cause de la sensibilité du comportement hydrodynamique lacustre à cette variable (Heiskanen et al., 2015; Henderson-Sellers, 1988; Rose et al., 2016). Pour surmonter cette limitation, nous avons réalisé une modification de GLM à partir du code source pour lui permettre d'utiliser une chronique journalière du coefficient d'extinction de la lumière. De plus, nous avons modifié GLM pour corriger des bugs qui ont été rencontrés.

Le code source de GLM v. 2.2 a été importé en juin 2016, utilisant le logiciel *git* de gestion de versions décentralisé[8]. Les modifications postérieures au code source n'ont pas été incorporées à ce jour mais le code développé a été sauvegarde sur le gitlab d'Irstea (https://gitlab.irstea.fr).

Initialement, le code a été compilé avec les compilateurs de libre accès gfortran et gcc sur une machine virtuelle Ubuntu 32 bits. D'après les développeurs, à cause de l'existence de bugs, la compilation avec ces compilateurs ne produit pas un programme pleinement fonctionnel. Le test du logiciel ainsi compilé, montre pourtant que la partie hydrodynamique fonctionne, mais la partie de qualité de l'eau n'est pas fonctionnelle.

Selon les développeurs de GLM, pour réussir à compiler le programme sans problème, il faut utiliser les compilateurs d'Intel ifort et icc. La possibilité d'utiliser ces compilateurs ne s'est présentée que fin de 2016 avec la mise en service du cluster HIICS (Horizon Intensif Irstea pour le Calcul Scientifique) de Montpellier. Ceci nous a permis de compiler GLM avec toutes ces fonctionnalités, celles du module hydrodynamique comme celles du module de qualité de l'eau.

6. Prétraitement des données

Avant de pouvoir initier les simulations, il a été nécessaire de conduire une longue phase de prétraitement des données.

6.1. Formatage des données

Provenant de plusieurs sources, les fichiers de données ont été reçus dans différents formats: types de fichier (txt, csv, doc, docx, xls, xlsx), structures, types de tableau et codifications pour les données manquantes... Les données incluses dans des fichiers de type doc et docx ont été copiées dans des fichiers de type csv. Ensuite, des scripts ont été créés pour extraire les données des différents types de format de fichiers et de tableaux de données. Les données ont enfin été sauvegardées dans des fichiers texte standardisés.

L'inspection individuelle de tous les fichiers de données pour vérifier leur validité n'est pas envisageable, des corrections ont tout de même été effectuées dans quelques cas détectés pendant la formalisation des fichiers. Ces erreurs consistaient principalement en des erreurs de frappe, l'utilisation à la fois de point et de virgule comme séparateur décimale, du formatage de données en texte dans un fichier Excel…

Enfin, les fichiers de données originaux utilisent souvent des unités différentes et aussi des unités différentes des unités utilisées par le logiciel GLM. Les unités ont donc été uniformisées.

6.2. Imputation de données manquantes

La plupart des séries de données utilisées présentent des données manquantes. Ce problème n'est pas très grave pour les données de calage/validation, mais il doit être résolu pour les données d'entrée du modèle GLM, qui a besoin de chroniques continues. En fonction du type de données, différentes méthodes ont été utilisées pour compléter les données manquantes.

Pour l'imputation des données de rayonnement solaire mesurées, les données manquantes ont été estimées à partir d'une fonction sinusoïdale et du rayonnement solaire journalier estimé par SAFRAN. Le choix de cette solution a été inspiré par le fait que beaucoup des stations météorologiques des sites

[8] https://fr.wikipedia.org/wiki/Git

pilotes ont de longues périodes de données manquantes qui peuvent arriver durant plusieurs années. Nous nous sommes basés sur Imerito (2014, pp. 12-15) pour estimer le rayonnement solaire entre l'heure *t*-1 et *t* selon :

$$H_s(t) = H_{s,T}\int_{t-1}^{t}\sin(\omega\tau-\beta)d\tau = \frac{1}{2}H_{s,T}\{\cos[\omega(t-1)-\beta]-\cos[\omega t-\beta]\} \quad (10)$$

$$\omega = \frac{\pi}{t_{ss}-t_{sr}} \quad (11)$$

$$\beta = \frac{\pi t_{sr}}{t_{ss}-t_{sr}} \quad (12)$$

où $H_{s,T}$ est le rayonnement moyen journalier (W/m^2) obtenu à partir des données SAFRAN, t_{sr} est l'heure du lever du soleil et t_{ss} est l'heure du coucher du soleil. Les variables t_{sr} et t_{ss} peuvent être calculées à partir de la latitude et du jour de l'année (e.g. Lenoble, 1993).

Lorsque les données SAFRAN ne sont pas disponibles, le modèle de Spokas et Forcella (2006) a été utilisé. Ce modèle permet d'estimer le rayonnement solaire horaire à partir des données de température de l'air et de précipitation. Il est basé sur l'utilisation d'une transmissivité atmosphérique τ variable en fonction de l'amplitude thermique journalière (ΔT) et de la présence ou non de précipitation pendant un jour donné selon :

- S'il n'y a pas de précipitation le jour *i* et ΔT > 10 ºC : τ = 0.70
- S'il n'y a pas de précipitation le jour *i*, mais il y en a le jour *i*-1 : τ = 0.60
- S'il y a de précipitation le jour *i* : τ = 0.40
- S'il y a de précipitation le jour *i* et le jour *i*-1 : τ = 0.30

De plus, si $\Delta T \leq 10$ ºC, la τ calculée suivant les pas antérieures est modifiée par :

$$\tau = \frac{\tau}{11-\Delta T} \quad (13)$$

Pour les autres types de mesures (météorologiques, débits et niveaux d'eau), les données manquantes pour un jour et une heure sont estimées comme la moyenne des données disponibles des autres années pour le même jour de l'année et la même heure.

7. Configuration de GLM

Le manuel de GLM (Hipsey et al., 2014) n'étant pas au jour, voici une description détaillée de la configuration du modèle.

7.1. Options de calcul des fluxes de chaleur en surface

7.1.1. Albédo

GLM permet de calculer l'albédo de la radiation solaire à la surface de trois façons différentes :

- L'approximation journalière de Patten, Egloff et Richardson (1975) :

$$\alpha_{sw} = \begin{cases} 0{,}08 + 0{,}02\sin\left[\frac{2\pi}{365}d - \frac{\pi}{2}\right] & : \text{ hemisphère nord} \\ 0{,}08 & : \text{ équateur} \\ 0{,}08 - 0{,}02\sin\left[\frac{2\pi}{365}d - \frac{\pi}{2}\right] & : \text{ hemisphère sud} \end{cases} \quad (14)$$

- La formule de Briegleb, Minnis, Ramanathan et Harrison (1986) :

$$\alpha_{sw} = \frac{1}{100}\left(\frac{2{,}6}{1{,}1\cos(\Phi_{zen})^{1{,}7} + 0{,}065} + 15[\cos(\Phi_{zen}) - 0{,}1][\cos(\Phi_{zen}) - 0{,}5][\cos(\Phi_{zen}) - 1]\right) \quad (15)$$

- La formule de Yajima et Yamamoto (2015) :

$$\alpha_{sw} = 0{,}001RH[\cos(\Phi_{zen})]^{0{,}33} - 0{,}001U_x[\cos(\Phi_{zen})]^{-0{,}57} - 0{,}001\varsigma[\cos(\Phi_{zen})]^{0{,}829} \quad (16)$$

où d est le jour de l'année, Φ_{zen} est l'angle zénithal (rad), RH est l'humidité relative (%), U_x est la vitesse du vent (m/s) et ς est la radiation diffuse (W/m^2).

La formule de Patten et al. (1975) tente de reproduire le cycle annuel de l'albédo, prenant en compte implicitement l'effet des nuages. La modèle GLM permet de modifier l'albédo moyen annuel de 0,08, mais pas l'amplitude annuelle, ce qui est ici nécessaire. Par exemple, à une latitude de 41° 23', l'albédo théorique varie entre 0,04 (été) et 0,10 (hiver), alors que la formule de Patten et al. (1975) donne une variation entre 0,06 et 0,10 (Prats, 2011). La formule de Briegleb et al. (1986) est une expression ajusté aux albédos du rayonnement directe mesurés par Payne (1972). Cette expression ne prend donc pas en compte l'albédo du rayonnement diffus. Avec un ciel totalement ennuagé, la plupart du rayonnement incident est diffus. En ces conditions, l'albédo est de l'ordre de 0,06 indépendamment de l'élévation solaire (Campbell et Aarup, 1989; Payne, 1972; Prats, 2011). La formule de Yajima et Yamamoto (2015) semble avoir être développée par régression multiple à partir de données locales du réservoir de Tono au Japon (la formule n'apparaît pas dans l'article). La transférabilité de cette formule à d'autres plans d'eau peut donc être limitée. En plus, aucune de ces trois formules ne prend en compte l'effet des matières en suspension, qui peuvent avoir un effet important sur l'albédo (Stefan, Dhamotaran et Schiebe, 1982).

La formule de Patten et al. (1975) a été choisie pour les simulations parce qu'est la seule qui peut être calibrée. Cette formule était celle utilisée par le modèle DYRESM (Antenucci et Imerito, 2000; Imerito, 2014), validé dans des nombreux plans d'eau. Elle correspond à l'option albedo_mode=1 dans le fichier de configuration glm2.nml.

7.1.2. *Options du calcul du rayonnement à grande longueur d'onde*

Le rayonnement de grande longueur d'onde accepte trois types de spécification dans GLM :

- rayonnement à grande longueur d'onde net donné (lw_type = "LW_NET") ;
- rayonnement atmosphérique donné et rayonnement thermique de l'eau calculé (lw_type = "LW_IN") ;
- rayonnement atmosphérique et rayonnement thermique de l'eau calculés (lw_type = "LW_CC").

Quand il est calculé, le rayonnement atmosphérique est estimé à partir de la température de l'air, l'humidité relative et la nébulosité. Il y a quatre options pour calculer l'émissivité atmosphérique[9] :

- La formule de Idso et Jackson (1969) :

$$\varepsilon_a^* = \left(1 + 0{,}17C^2\right) \times \left[1 - 0{,}261 \exp\left(-0{,}000777 T_a^{\,2}\right)\right] \tag{17}$$

- La formule de Swinbank (1963) :

$$\varepsilon_a^* = \left(1 + 0{,}17C^2\right) \times 9{,}365 \cdot 10^{-6} \times \left(T_a + 273.15\right)^2 \tag{18}$$

- La formule de Brutsaert (1975) :

$$\varepsilon_a^* = \left(1 + 0{,}275C\right) \times 1{,}24 \times \left(\frac{e_a}{T_a + 273{,}15}\right)^{1/7} \tag{19}$$

- La formule de Yajima et Yamamoto (2015) :

$$\varepsilon_a^* = \left(1 - C^{2{,}796}\right) \times 1{,}24 \times \left(\frac{e_a}{T_a + 273{,}15}\right)^{1/7} + 0{,}955 C^{2{,}796} \tag{20}$$

où C est la nébulosité, T_a est la température de l'air (ºC), e_a est la pression de vapeur de l'air (Pa).

Plusieurs études ont comparé les simulations issues de différents modèles pour estimer le rayonnement de grande longueur d'onde (Finch et Best, 2004; Flerchinger, Xaio, Marks, Sauer et Yu, 2009; Henderson-Sellers, 1986; Iziomon, Mayer et Matzarakis, 2003). Les résultats de ces travaux sont souvent contrastés, en partie à cause de l'utilisation de corrections de l'effet des nuages différentes entre les différents papiers. La formule de Yajima et Yamamoto (2015) à elle a un caractère local, car a été ajustée avec des données mesurées sur le réservoir Tono (Japon).

Le choix de l'option utilisée est soumis aux résultats de test de la sensibilité des simulations à la méthode de calcul utilisée.

---

[9] Les formules dans Hipsey et al. (2014) présentent des erreurs (incohérences des unités utilisées et des valeurs des coefficients) et ont été corrigées ici et dans le code source. La formulation originelle est :

$$\varepsilon_a^* = \begin{cases} (1 + 0.275C)\left(1 - 0.261 \exp\left[-0.000777 T_a^{\,2}\right]\right) & \text{Option 1: Idso and Jackson (1969)} \\ (1 + 0.17C^2)\,(9.365 \times 10^{-6}[T_a + 273.15]^2) & \text{Option 2: Swinbank (1963)} \\ (1 + 0.275C)\,0.642\left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{1/7} & \text{Option 3: Brutseart (1975)} \\ \left[(1 - C^{2.796})\,1.24\left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{\frac{1}{7}} + 0.955\,C^{2.796}\right] & \text{Option 4: Yajima and Yamamoto (2014)} \end{cases}$$

Il a été nécessaire aussi de modifier le code source originel pour corriger une erreur de division entière liée à l'exposant 1/7 des options 3 et 4.

7.1.3. Options pour le calcul de la pression de vapeur

Selon le manuel (Hipsey et al., 2014), GLM permet de calculer la pression de vapeur de saturation en fonction de la température avec trois formules différentes. Par contre, dans les fichiers de configuration, il ne semble pas exister la possibilité de configurer ce paramètre. Dans le code, on voit que la formule utilisée est celle de Tabata (1973) :

$$e_s(T) = 10^{\left(9{,}28603523 - \frac{2322{,}37885}{T+273{,}15}\right)} \qquad (21)$$

où T est la température de l'air (ºC). Le modèle utilise e_s pour calculer l'échange de chaleur sensible et de chaleur latent avec l'atmosphère et, en option, le rayonnement atmosphérique.

7.1.4. Correction de la stabilité atmosphérique non neutre

GLM donne la possibilité de corriger les effets d'une atmosphère non-neutre sur le coefficient de transfert de moment C_D, le coefficient de chaleur sensible C_H et le coefficient de chaleur latente C_E. Si la correction n'est pas activée, les coefficients sont considérés constants. Si la correction est activée, les coefficients sont calculés avec une procédure itérative conceptuellement basée sur la méthodologie de Launiainen et Vihma (1990). Cette correction n'a pas été activée dans cette étude.

7.2. Paramètres du modèle

7.2.1. Valeurs des paramètres physiques par défaut

Les valeurs des paramètres physiques du modèle conseillés (Hipsey et al., 2014) sont dans l'Annexe 1.

7.2.2. Paramètres de configuration

D'autres paramètres sont utilisés pour configurer le modèle :

- max_layers : nombre maximal de couches. Fixé ici à la valeur 200.
- min_layer_vol : volume minimal de la couche (10^3 m^3).
- min_layer_thick : épaisseur minimal de la couche (m).
- max_layer_thick : épaisseur maximal de la couche (m).
- deep_mixing : indicateur pour activer ou pas le mélange de fond. Fixé ici à la valeur « *.true.* ».
- timefmt : indicateur pour spécifier le début et la durée de la simulation (2=durée calculée à partir de dates initiale et finale ; 3=durée calculée à partir du nombre de jours). L'option 2 est ici utilisée.
- start : date initiale de la simulation. Elle dépend de la période de disponibilité des données. Par défaut elle est ici fixée au 1 janvier 1999.
- stop : date finale de la simulation. Elle dépend de la période de disponibilité de données. Par défaut elle est ici fixée au 31 juillet 2016 (fin de disponibilité des données SAFRAN).
- dt : pas de temps (s). Un pas de 3600 s (une heure) est ici utilisé.
- numb_days : durée de la simulation en jours, nécessaire uniquement si timefmt=3 (ici timefmt=2).

Il faut que les variables max_layers, min_layer_thick et max_layer thick soient cohérentes entre elles. Il faut que max_layer_thick > min_layer_thick. De plus, la profondeur totale divisée par min_layer_thick ou max_layer_thick doit être inférieure à max_layers.

7.2.3. Paramètres météorologiques

- subdaily_opt : indicateur de la périodicité des données. Si « .true. », des données avec une périodicité de mesure inférieure à un jour sont utilisées ; si « .false. », les données sont journalières.
- met_sw : indicateur pour activer ou non le forçage météorologique. Activée par défaut « *.true*. ».
- lw_type : type de données de rayonnement de grande longueur d'onde.
- rain_sw : indicateur pour activer ou non la prise en compte de la composition en nutriment de la pluie. Comme la simulation de la qualité de l'eau n'est pas activée, cette variable prend la valeur « *.false*. ».
- snow_sw : indicateur pour activer ou non la prise en compte de la précipitation solide.
- atm_stab : indicateur pour activer ou non la correction de la stabilité atmosphérique non neutre. Cette variable prend la valeur « *.false*. » pour désactiver la correction.
- catchrain : indicateur pour activer ou non l'écoulement des berges exposées du lac. Cette option est désactivée en lui donnant la valeur « *.false*. ».
- rad_mode : indicateur du type de calcul du rayonnement solaire et de grande longueur d'onde.
- albedo_mode : indicateur de la méthode de calcul de l'albédo. On utilise ici l'option 1.
- cloud_mode : indicateur de la méthode de calcul de l'émissivité atmosphérique.

En fonction du type de données météorologiques utilisées, la configuration des paramètres météorologiques varie (v. Tableau 8).

Tableau 8 : Configuration des paramètres météorologiques en fonction du type de données utilisées.

TYPE DE DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUES	SAFRAN	MESURES DES STATIONS MÉTÉOROLOGIQUES	
	Journalières	Horaires	Journalières
subdaily_opt	*.false*.	*.true*.	*.false*.
lw_type	LW_IN	LW_CC	LW_CC
rad_mode	2	1	0
cloud_mode	1	1	1

De plus, GLM a une série d'autres paramètres de correction (*e.g.* des effets micro-météorologiques locaux, des imprécisions dans les données) qui servent à caler le modèle :

- wind_factor : facteur d'échelle qui multiplie la vitesse du vent.
- rain_factor : facteur d'échelle qui multiplie la quantité de précipitation.
- at_factor : facteur d'échelle qui multiplie la température de l'air.
- rh_factor : facteur d'échelle qui multiplie l'humidité relative.
- sw_factor : facteur d'échelle qui multiplie le rayonnement solaire.
- lw_factor : facteur d'échelle qui multiplie le rayonnement de grande longueur d'onde.
- inflow_factor : facteur d'échelle qui multiplie le débit entrant dans le plan d'eau.
- outflow_factor : facteur d'échelle qui multiplie le débit de sortant du plan d'eau.

Initialement, ces paramètres sont fixés à la valeur 1.

7.2.4. Paramètres du module d'englacement

Si le modèle trouve la section « *snowice* » dans le fichier de configuration glm2.nml, le module d'englacement est activé avec les paramètres suivants :

- snow_albedo_factor : facteur d'échelle qui multiplie l'albédo de la neige. Fixé ici à la valeur 1.
- snow_rho_max : densité maximale de la neige. Fixé ici à 330 kg/m^3.
- snow_tho_min : densité minimale de la neige. Fixé ici à 50 kg/m^3.

Les valeurs par défaut utilisées sont celles qui se trouvent dans le code source du logiciel, dans le fichier glm_init.c.

7.3. Données d'entrée requises par GLM

7.3.1. Données de morphométrie du plan d'eau

Il faut connaître les caractéristiques des plans d'eau :

- latitude : latitude exprimées en º N. Les latitudes au sud de l'équateur sont négatives.
- longitude : longitude exprimées en º E. Les latitudes à l'ouest du méridien de Greenwich sont négatives.
- bsn_len : longueur de la cuvette à la cote maximale (m). Estimée ici par le fetch maximal.
- bsn_wid : largeur de la cuvette à la cote maximale (m). Estimée ici par la surface maximale divisée par bsn_len.

Les paramètres bsn_len et bsn_wid sont utilisées dans le calcul de l'extraction d'eau par les émissaires en surface et optionnellement des émissaires submergés.

Si la courbe hypsométrique d'un plan d'eau est disponible, elle est utilisée pour fournir à GLM les données de surface (m^2) à plusieurs cotes (m). La cote peut être donné par rapport au niveau de la mer ou par rapport à la cote minimale du barrage. Si la courbe hypsométrique n'est pas disponible, on a testé trois méthodes extraits de Johansson, Brolin et Håkanson (2007) pour estimer la courbe hypsométrique à partir de la surface et du volume maximaux :

$$A(z) = A_{\max}\left[\frac{z_{\max} - z}{z_{\max} + z\exp\left(3 - V_d^{1,5}\right)}\right]^{\frac{0,5}{V_d}} \tag{22}$$

$$A(z) = A_{\max}\left[\left(1 - z_{rel}\right)\left(1 + z_{rel}\sin\sqrt{z_{rel}}\right)\right]^{f(V_d)} \tag{23}$$

$$A(z) = A_{\max}\left(\frac{H_d^{-z/z_{\max}} - H_d^{-1}}{H_d^{-z_0/z_{\max}} - H_d^{-1}}\right)^2 \tag{24}$$

où $A(z)$ est la surface à la profondeur z, $A_{\max}$ est la surface maximale, $z_{\max}$ est la profondeur maximale, z_{rel} est la profondeur relative et z_0 est la profondeur initiale (*i.e.* 0). De plus,

$$V_d = \frac{3V_{\max}}{A_{\max} z_{\max}} \tag{25}$$

est le développement de volume, avec V_{max} le volume maximale,

$$f(V_d) = 1{,}7V_d^{-1} + 2{,}5 - 2{,}4V_d + 0{,}23V_d^{3} \tag{26}$$

et H_d est le paramètre de développement hypsographique, défini comme :

$$H_b(b) = 10^{1{,}6b^4 - 2{,}1b^3 - 1{,}2b^2 - 3{,}92b} \qquad (0{,}20 \le V_d \le 0{,}55) \tag{27}$$

$$H_b(b) = 10^{-34b^5 - 18b^4 - 6{,}3b^3 - 1{,}9b^2 - 4b} \qquad (0{,}55 < V_d \le 1{,}85) \tag{28}$$

$$H_b(b) = 10^{-19261b^5 + 27179b^4 - 15506b^3 + 4432{,}6b^2 - 639{,}51b + 36{,}442} \qquad (1{,}85 < V_d \le 2{,}40) \tag{29}$$

$$H_b(b) = 10^{-3077645b^5 + 6028981b^4 - 4728714{,}5b^3 - 1855729{,}6b^2 - 364329{,}44b + 28621{,}94} \qquad (2{,}40 < V_d \le 2{,}70) \tag{30}$$

avec

$$b = \log(V_d) \tag{31}$$

Dans la courbe hypsographique, il faut veiller que le nombre de de données de surface soit bien inférieur au nombre maximal de couches (max_layers).

7.3.2. *Données de forçage météorologique*

La flexibilité de GLM nous permet d'utiliser différents types de données de forçage météorologique selon les données disponibles. Les données météorologiques utilisées dans chaque cas sont indiqués dans le Tableau 9.

Tableau 9 : Variables météorologiques utilisées en fonction de la source de données.

VARIABLE	NOM DANS LE FICHIER D'ENTRÉE	SAFRAN	MESURES MÉTÉO-FRANCE
Rayonnement solaire (W/m^2)	ShortWave	X	X
Nébulosité (-) [0-1]	Clouds		X
Rayonnement de grande longueur	LongWave	X	
Température de l'air (ºC)	AirTemp	X	X
Humidité relative (%)	RelHum	X	X
Vitesse du vent (m/s)	WindSpeed	X	X
Précipitation liquide (m)	Rain	X	X
Précipitation solide (m)	Snow	X	

Une correction adiabatique de -0,0065 ºC/m a été appliquée à la température de l'air pour ajuster la température de l'air à l'altitude des lacs si elle n'a pas été mesurée *in situ*. Suivant Crawford et Duchon (1999), la nébulosité est estimée à partir du rayonnement solaire selon :

$$C = 1 - K_0 \tag{32}$$

où K_0 est la raison entre le rayonnement solaire et le rayonnement solaire sans nuages. Les données SAFRAN donnent l'humidité spécifique au lieu de l'humidité relative. Celle-ci peut être calculée à partir de

l'humidité spécifique et la température de l'air, suivant (Bonan, 2002, p. 215) :

$$RH = 100 e_a / e_{sat}(T_a) \tag{33}$$

où e_a est la pression de vapeur (Pa) donnée par :

$$e_a = \frac{qP}{0{,}622 + q(1 - 0{,}622)} \tag{34}$$

avec q l'humidité spécifique (kg/kg), P la pression atmosphérique (Pa), et $e_{sat}(T_a)$ est la pression de vapeur de saturation (Pa) à la température de l'air. Nous utilisons la méthode des aviateurs pour corriger la pression atmosphérique à une altitude donnée (Berberan-Santos, Bodunov et Pogliani, 1997) :

$$P = P_a \left(1 - \frac{0{,}0065 Alt}{288{,}16}\right)^{5{,}2561} \tag{35}$$

où P_a = 101325 Pa.

Par contre, GLM suppose que la pression atmosphérique est de 101300 Pa et ne prend pas en compte l'effet de l'altitude.

7.3.3. *Coefficient d'extinction de la lumière*

Le coefficient d'extinction de la lumière *LEC* est estimé à partir de mesures de profondeur de disparition du disque de Secchi *DS* selon (Margalef, 1983) :

$$LEC = 1{,}7 / DS \tag{36}$$

Deux options ont été testées :

- *LEC* constant égal à la moyenne des mesures pendant la période d'étude ;
- *LEC* variable où les données journalières ont été interpolées linéairement à partir des données disponibles sur la période d'étude.

7.3.4. *Caractéristiques des affluents*

Il faut deux types de données sur les entrées. Premièrement, il faut avoir les caractéristiques des affluents :

- strm_hf_angle : demi-angle du lit fluvial, calculé en fonction du débit moyen (*cf.* plus bas).
- strmbed_slope : pente du lit fluvial. Pour les entrées superficielles, la pente est calculée sur une distance de 500 m à l'entrée du plan d'eau en utilisant les données de la base de données Carthage. Pour les entrées immergées, la valeur de 0,001 a été utilisée là où la pente n'est pas connue.
- strmbed_drag : coefficient de friction du lit fluvial (si l'entrée est superficielle) ou profondeur de l'affluent (si l'entrée est immergée). La valeur par défaut du coefficient de friction du lit fluvial utilisée ici est 0,0015.
- subm_flag : indicateur du type d'entrée, immergé (.*true*.) ou pas (.*false*.).

Le demi-angle du lit fluvial est calculé selon (Hipsey et al., 2014) :

$$\alpha = \arctan\left(\frac{w_{affl}}{2d_{affl}}\right) \tag{37}$$

où w_{affl} et d_{affl} sont la largeur et la profondeur de l'affluent, estimées en utilisant les relations de Leopold et Maddock (1953) :

$$w_{affl} = aQ^b \tag{38}$$

$$d_{affl} = cQ^f \tag{39}$$

où Q est le débit moyen. Les valeurs des coefficients utilisées sont celles de Allen, Arnold et Byars (1994) : a = 2,71 ; b = 0,557 ; c = 0,35 ; f = 0,341.

Deuxièmement, il faut connaître *a minima* les variables suivantes pour chacun des affluents (d'autres variables peuvent être ajoutées pour une simulation de qualité de l'eau) :

- débit journalier (m^3/j) ;
- température (ºC) ;
- salinité (mg/l) : la salinité est supposée nulle, puisque dans les eaux douces la salinité a un effet négligeable dans cette étude sur la densité de l'eau.

Deux sources de données pour les débits sont disponibles : les données issues du modèle GR_{LOIEAU} (§4.2) et des données mesurées (§3.7). Dans le cas des données LOIEAU, les débits journaliers sont interpolés à partir des données LOIEAU mensuelles par la méthode des plus proches voisins, qui estime le débit d'un jour donné à partir du débit mesuré le jour le plus proche. Ensuite ces débits sont distribués entre les tributaires permanents du plan d'eau proportionnellement aux surfaces des sous-bassins-versants respectifs.

Dans le cas des données mesurées, si les données sont à l'échelle journalière elles sont utilisées directement. Si elles ont une périodicité mensuelle, elles sont interpolées à partir des plus proches voisins.

Deux méthodes ont été testées pour estimer la température de l'eau, quand des mesures ne sont pas disponibles. La première méthode consiste en l'utilisation de la température de l'air comme proxy de la température de l'eau des affluents. La deuxième méthode consiste en l'estimation de la température de l'eau des affluents comme une courbe sinusoïdale où les coefficients de la courbe sont extraits à partir de la classification du comportement thermique des fleuves des États-Unis de Maheu, Poff et St-Hilaire (2016) (Figure 6, Figure 7, Tableau 10). Une telle classification n'est pas disponible pour la France à notre connaissance. L'affectation d'un affluent à un type thermique est faite à travers l'arbre de classification de la Figure 7. Le débit moyen au mois de mai, nécessaire pour la classification, est estimé à partir des données LOIEAU.

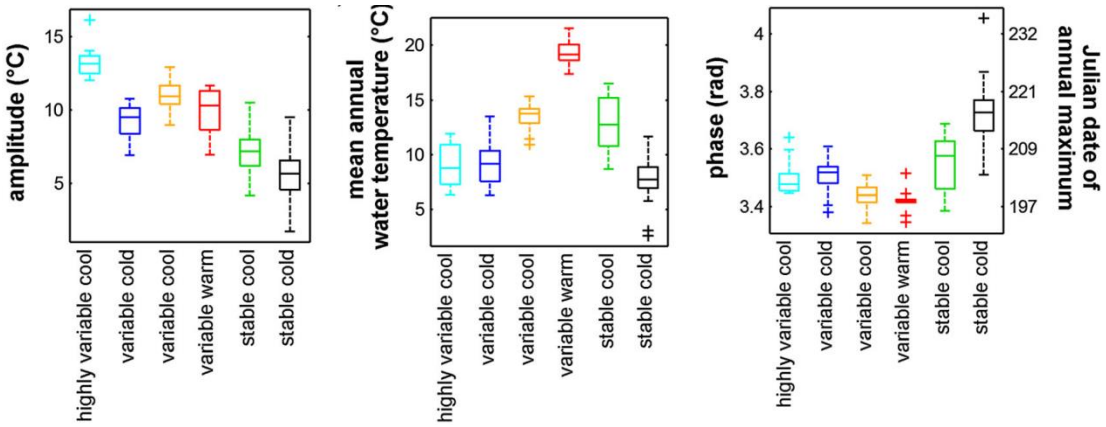

Figure 6 : Valeur des coefficients d'une fonction sinusoïdale décrivant le comportement thermique annuel des fleuves des États-Unis par typologie.Maheu et al. (2016). Source des données : Maheu et al. (2016)

Tableau 10 : Valeurs médianes des coefficients d'une fonction sinusoïdale décrivant le comportement thermique annuel des fleuves des États-Unis par typologie. Valeurs extraits de la Figure 6. Source : Maheu et al. (2016).

TYPE	MOYENNE (ºC)	AMPLITUDE (ºC)	PHASE (rad)
Très variable frais	8,7	13,3	3,48
Variable froid	9,1	9,2	3,52
Variable frais	13,5	11,0	3,44
Variable chaud	12,8	6,9	3,58
Stable frais	19,1	9,9	3,42
Stable froid	7,7	5,7	3,72

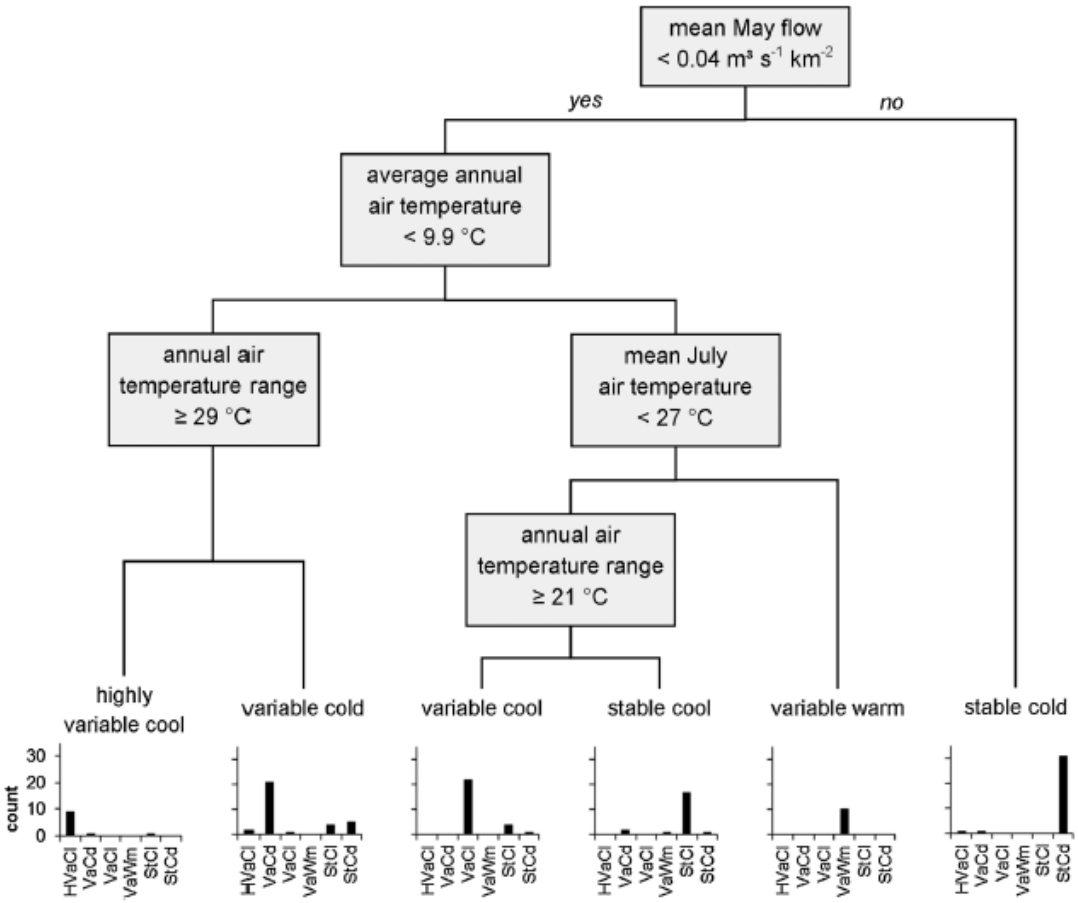

Figure 7 : Arbre de classification des régimes thermiques annuels. Source des données : Maheu et al. (2016).

7.3.5. <u>Données sur les effluents</u>

Les caractéristiques qu'il faut connaître des effluents sont :

- flt_off_sw : indication sur le dispositif d'extraction de type flottant. La valeur est ici fixée à « .*true*. » pour les lacs.
- outl_elvs : cotes d'extraction par rapport à la même référence utilisée pour la courbe hypsographique. Si l'extraction se réalise par un dispositif flottant (flt_off_sw = .true.), il faut indiquer la profondeur par rapport à la surface.
- bsn_len_outl : longueur de la cuvette du basin à la profondeur des émissaires.
- bsn_wid_outl : largeur de la cuvette du basin à la profondeur des émissaires.
- seepage : indicateur d'infiltration. La valeur de cette variable a été fixée ici à « .*false*. », supposant donc qu'il n'y a pas d'infiltration.
- seepage_rate : taux d'infiltration (m/j).

La longueur L_{outf} (=bsn_len_outl) et largeur W_{outf} (=bsn_wid_outl) de la cuvette du basin à la cote d'extraction peuvent être estimées à partir de la longueur L_{crest} (=bsn_len) et la largeur W_{crest} (=bsn_wid) à la cote maximale en supposant que la surface a une forme ellipsoïdale (Hipsey et al., 2014)[10] :

$$L_{outf} = \sqrt{\frac{A_{outf}}{\pi}\frac{L_{crest}}{W_{crest}}} \tag{40}$$

$$W_{outf} = L_{outf}\frac{W_{crest}}{L_{crest}} \tag{41}$$

où A_{outf} est la surface à la côte d'extraction.

De plus, il faut connaître les débits journaliers (m^3/j). Plusieurs options sont considérées. Il est possible d'utiliser les données mesurées si elles sont disponibles. Si leur périodicité est mensuelle, les données journalières sont interpolées par le plus proche voisin. Un bilan hydrique est réalisé pour estimer les fluxes d'entrée manquants (provenant du reste du bassin-versant) et pour compenser les erreurs de mesure.

Si les débits de sortie ne sont pas connus et les chroniques de niveau d'eau sont disponibles, il est possible d'estimer le débit de sortie à travers d'un bilan hydrique qui prend en compte la précipitation et l'évaporation. Comme la température de surface est nécessaire pour calculer l'évaporation et que le modèle GLM ne peut pas encore tourner, la température de surface est ici estimée par le modèle d'Ottosson modifié.

Si ni les débits de sortie ni les chroniques de niveau d'eau ne sont pas connus, on peut considérer deux hypothèses :

- le débit de sortie est considéré égal au débit d'entrée ;
- il y a des sorties d'eau seulement quand le plan d'eau déverse. On fixe les débits de sortie à zéro et on laisse GLM calculer les volumes déversés. C'est le type de comportement similaire à ce qu'on attend pour un étang.

La clôture du bilan hydrique est essentielle pour éviter l'arrêt des simulations de GLM à cause d'erreurs liées à des niveaux d'eau trop bas.

Pour les barrages ayant un dispositif de prise multiple (*e.g.* NAU48), quand plus d'une vanne est en service et les débits des vannes ne sont pas individualisés, dans un premier temps on suppose que le débit total est distribué équitablement entre les prises en service. Cette hypothèse n'est pas thermiquement gênante quand le plan d'eau est mélangé, mais n'est pas correcte quand il est stratifié (Howington, 1990). Une estimation plus précise de la distribution des débits entre les différentes vannes demanderait l'implémentation d'un modèle complexe (Davis, Holland, Schneider et Wilhelms, 1987; Howington, 1990; Schneider, Wilhelms et Yates, 2004).

Pour les barrages, s'il n'y a pas d'information disponible sur la vanne utilisée, on suppose que c'est la vanne la plus basse qui est utilisée.

[10] L'Équation (40) a été corrigée par rapport à celle de Hipsey et al. (2014) qui est $L_{outf} = \sqrt{A_{outf}\frac{4}{\pi}\frac{L_{crest}}{W_{crest}}}$

7.3.6. Conditions initiales

Il faut définir les conditions initiales du plan d'eau :

- lake_depth : profondeur initiale (m). Si le niveau d'eau n'est pas connu, la profondeur maximale est utilisée.
- the_temps : température des couches du profil initial (ºC). Un profile uniforme est utilisé si le début de la période de calcul est en hiver et qu'il n'y a pas de profils mesurés.
- the_sals : salinité des couches du profil initial (psu). Elle est ici supposée nulle.

La température initiale au 1 janvier est estimée à partir de la régression de la température superficielle de l'eau en Décembre-Janvier, obtenue à partir de données satellite selon Prats et Danis (2015) :

$$\begin{aligned} T_{déc-jan} = & -0{,}196 \cdot Lat - 0{,}00319 \cdot Alt - 0{,}00547 \cdot Cont \\ & + 0{,}927 \cdot \log(Vol) - 0{,}899 \cdot \log(Surf) + 13{,}4 \end{aligned} \quad (42)$$

S'il y a des données de température mesurées jusqu'à 30 jours avant ou après la date de début des simulations, on utilise la mesure.

8. Tests du comportement du modèle GLM

L'intérêt principal de ce travail est de :

- Comparer les simulations réalisées en utilisant les débits simulés de Loieau par rapport aux simulations faites avec les débits mesurés ;
- Comparer les simulations réalisées en utilisant les données des analyses SAFRAN au lieu des données météorologiques mesurées ;
- Analyser le comportement du modèle GLM en fonction de différents types de plan d'eau.

Dans ce rapport on analyse les cas de l'étang de la Ramade (RAM23), du lac d'Aiguebelette (AIG73) et du barrage de Naussac (NAU48). L'étang de la Ramade, un petit plan d'eau polymictique, est représentatif du comportement de plans d'eau peu profonds, incluant gravières, étangs, et lacs et barrages peu profonds. Par contre, le lac d'Aiguebelette et le barrage de Naussac sont de bons exemples de plans d'eau profonds, naturel le premier et artificiel le deuxième.

De plus, il est question de tester l'effet de différentes hypothèses/paramétrisations sur les simulations hydrodynamiques :

- utilisation de données météorologiques à l'échelle horaire / à l'échelle journalière ;
- transparence variable / constante ;
- paramétrisations de la température des entrées (température de l'air, classification de Maheu et al. (2016)) par rapport aux données mesurées ;
- différentes paramétrisations de la courbe hypsographique par rapport aux données mesurées ;
- sensitivité aux débits d'entrée / sortie.

Les tests effectués pour chaque plan d'eau varient entre les différents plans d'eau, en fonction des données disponibles. La liste de tests et leurs caractéristiques sont décrites au début de la section présentant les résultats pour chaque plan d'eau.

Quelques tests de vérification du bon comportement du modèle et des scripts utilisés pour préparer les fichiers d'entrée ont également été faits. Seuls les résultats des tests qui ont un intérêt significatif sont montrés.

8.1. Tests de vérification

La vérification d'un modèle consiste à modéliser sous diverses configurations et avec différentes données d'entrée pour contrôler la qualité de son fonctionnement. Sont présentés ici les résultats des tests de vérification de la configuration du calcul de la radiation atmosphérique de grande longueur d'onde (*cf.* §7.1.2) et du facteur d'échelle du vent (*cf.* §7.3.2).

8.1.1. Vérification du calcul de la radiation atmosphérique à grande longueur d'onde

Ce test a été effectué avec des données de l'étang de la Ramade. Il s'agit d'une vérification du bon comportement du logiciel GLM sous les types de configuration du calcul du rayonnement de grande longueur d'onde LW_CC et LW_IN. Dans la simulation de référence, GLM reçoit comme donné d'entrée la nébulosité et calcule le rayonnement de grande longueur d'onde avec la méthode de Brutsaert (1975) (lw_type=LW_CC, cloud_mode=3). Dans le cas lw1, on calcule d'abord le rayonnement de grande longueur d'onde à partir de la nébulosité avec la méthode de Brutsaert (1975) et avec les mêmes algorithmes utilisés dans GLM et cette information est utilisée comme donnée d'entrée (lw_type=LW_IN). Théoriquement, les résultats des deux simulations doivent coïncider.

Contrairement à ce qui était attendu, dans un premier essai les résultats des deux tests étaient différents, idem en utilisant la méthode de Yajima et Yamamoto (2015) (cloud_mode=4), mais pas pour les deux autres méthodes. Après inspection du code source et quelques tests, deux bugs ont été identifiées dans le code :

- un problème de division entière ;
- une valeur erronée d'un coefficient utilisé par les méthodes de Brutsaert (1975) et de Yajima et Yamamoto (2015).

Le code source a été modifié pour corriger ces problèmes et GLM recompilé. Après cette action corrective, il n'y avait plus de biais entre la simulation de référence et la simulation lw1 (différences de température de l'ordre de 10^{-14} ºC).

Par contre, l'étudiant en doctorat Chenxi Mi, du Département de recherche des lacs du Helmholtz-Zentrum für Umweltforschung, nous a communiqué l'existence de différences quand on fait ce test en utilisant la formule de Idso et Jackson (1969) (cloud_mode = 1). En effet, nous avons observé des petites différences entre les deux simulations au début de la série, qui disparaissent progressivement (Figure 8). La raison de ces différences est la façon dont les variables météorologiques sont initialisées dans GLM : elles reçoivent une valeur de zéro pendant le premier jour de la simulation. Dans le cas où on utilise l'option LW_CC, la nébulosité et la température de l'air reçoivent une valeur de zéro pendant le premier jour de la simulation. Ces valeurs sont alors utilisées pour calculer l'émissivité atmosphérique en utilisant l'équation (17) ($\varepsilon_a^* = 0{,}739$) puis la radiation atmosphérique ($H_{lwa} = 226.258$ W/m^2). Par contre, si on utilise l'option LW_IN, la radiation atmosphérique est considérée comme une donnée météorologique et reçoit une valeur de zéro pendant le premier jour de la simulation.

La valeur différente de radiation atmosphérique pendant le premier jour de la simulation dans les deux méthodes crée une petite différence de température de la colonne d'eau, qui explique les différents parcours des deux simulations au début de la période d'étude, jusqu'à ce que l'effet des conditions initiales se dissipe.

Quand on utilise la méthode Brutsaert (1975) (cloud_mode = 3) et l'option LW_CC, l'humidité relative reçoit la valeur de zéro le premier jour de la simulation, ce qui résulte en $e_a = 0$, $\varepsilon_a^* = 0$ et $H_{lwa} = 0$ W/m^2. Ainsi, il n'y a pas de différences entre la radiation atmosphérique utilisée le premier jour de la simulation pour les options LW_CC et LW_IN.

En conclusion, il semblerait recommandable d'écarter les données du début de la simulation pour éviter des erreurs dus aux conditions initiales. Dans le test, les effets des conditions initiales persistent pendant

à peu près deux mois.

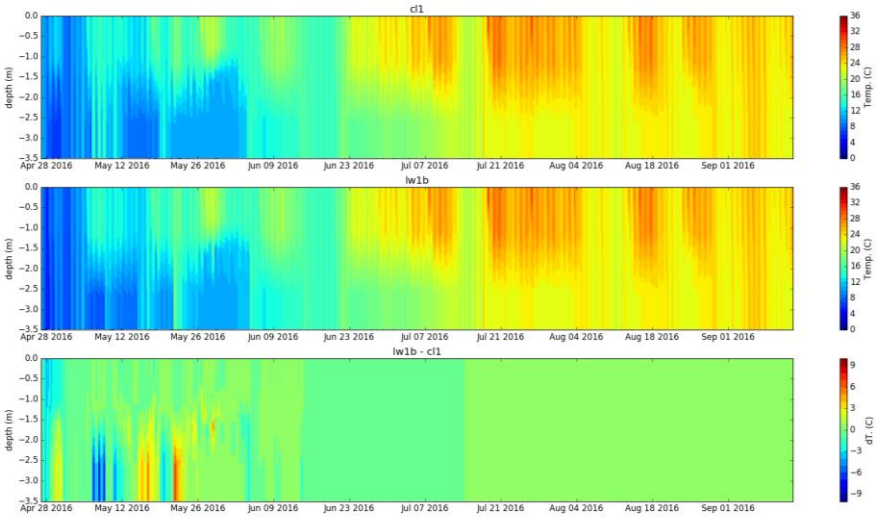

Figure 8 : Comparaison des simulations du cas cl1 (lw_type=LW_CC, cloud_mode=1) et le cas lw1b (lw_type=LW_IN, cloud_mode=1).

8.1.2. Vérification du facteur d'échelle du vent

Ce test est basé sur le fait que l'utilisation d'un facteur d'échelle du vent de 0,8 (cas wf08_wind1) doit revenir à multiplier les données de vent du fichier d'entrée par 0,8 en utilisant un facteur d'échelle du vent de 1,0 (cas wf1_wind08). Chenxi Mi, étudiant en doctorat au Département de recherche des lacs du Helmholtz-Zentrum für Umweltforschung, nous avait communiqué qu'il avait trouvé de différences entre ces deux cas pour le lac qu'il étudie. En répétant l'expérience avec les données d'exemple « warmlake » du logiciel GLM, nous avons observé de petites différences (0,13 ºC en moyenne) sur la distribution verticale des températures pendant la période de stratification. Ces différences peuvent atteindre quelques degrés près de la thermocline à cause de petites différences sur sa localisation dans la colonne d'eau.

L'examen du code a montré que le facteur d'échelle du vent multiplie pourtant la vitesse du vent quand les données météorologiques sont lues et qu'il n'est pas utilisé ailleurs. Une hypothèse sur la cause des différences que nous avons testée est celle d'une erreur causée par une erreur d'arrondi. Nous avons alors réduit le nombre de chiffres décimaux des données de vent originales à 3. Les données de vent utilisées dans les deux cas sont exactement les mêmes, puisque GLM utilise double précision (15-17 chiffres décimaux) pour les données météorologiques. Par contre, les différences entre les deux simulations persistent (Figure 9).

À ce jour, la cause de ces différences n'a toujours pas été identifiée.

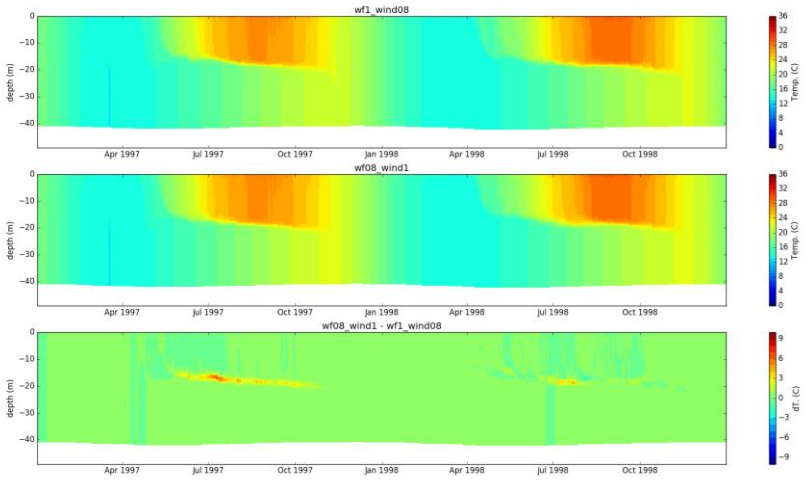

Figure 9 : Comparaison des simulations des cas wf1_wind08 et wf08_wind1

8.2. Tests pour l'étang de la Ramade (RAM23)

Nous analysons ici la sensibilité de simulations avec GLM à plusieurs configurations et type de données d'entrée (Tableau 11). Les différents simulations sont comparées à un cas de base caractérisé par :

- l'utilisation de données météorologiques horaires de Météo-France ;
- l'utilisation des données des débits mensuels estimés par le modèle GR_{Loieau} (aucune mesure in situ n'étant disponible) ;
- l'utilisation d'une valeur variable du coefficient d'extinction de la lumière (LEC) ;
- l'utilisation des données mesurées de la courbe hypsographique ;
- l'estimation de la température des affluents selon Maheu et al. (2016) ;
- l'utilisation de données de nébulosité pour estimer le rayonnement incident de grande longueur d'onde (lw_type=LW_CC) ;
- l'utilisation de la méthode de Brutsaert (1975) (cloud_mode=3) pour estimer le rayonnement incident de grande longueur d'onde à partir de la nébulosité.

Toutes les simulations démarrent le 27 avril 2016 et s'arrêtent le 13 septembre 2016, sauf pour le cas m1 utilisant les données Safran limitées au 31 juillet 2016. Le Tableau 12 résume les résultats des tests.

Tableau 11 : Cas analysés dans cette section. Les caractéristiques qui coïncident avec celles du cas de référence sont en vert ; les caractéristiques qui en diffèrent sont en rouge clair.

CAS	MÉTÉO	DÉBIT	LEC	BATHYMÉTRIE	TEMP. DES ENTRÉES	LW_TYPE	CLOUD_MODE
réf.	Météo-France, horaire	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	3
m1	Safran, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	3
m2	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	3
de1	Météo-France, journalière	Nul	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	3
s1	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Constante, moyenne	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	3
b1	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Éq. (22)	Maheu et al. (2016)	LW_CC	3
b2	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Éq. (23)	Maheu et al. (2016)	LW_CC	3
b3	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Éq. (24)	Maheu et al. (2016)	LW_CC	3
te1	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Température de l'air	LW_CC	3
cl1	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	1
cl2	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	2
cl3	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	4

Tableau 12 : Résumé des différences de température et de profondeur de la thermocline entre les différents cas pour l'étang de la Ramade.

COMPARAISON	BIAIS MOYEN DE LA TEMP. (ºC)	BIAIS MOYEN DE LA TEMP. DE L'ÉPILIMNION (ºC)	BIAIS MOYEN DE LA TEMP. DE L'HYPOLIMNION (ºC)	BIAIS MOYEN DE LA PROF. DE LA THERMOCLINE (m)
m1 – réf.	-0,94	0,27	-1,21	-0,39
m2 - réf.	-1,33	-0,09	-1,51	-0,42
m2 - m1	-0,39	-0,35	-0,30	-0,19
de1 - réf.	3,15	2,97	3,29	---
s1 - réf.	0,15	0,13	0,16	-0,02
b1 - réf.	1,27	1,13	1,34	-0,05
b2 - réf.	1,45	1,34	1,49	0,14
b3 - réf.	0,93	0,86	0,96	0,00
te1 - réf.	-1,00	-0,89	-1,05	-0,03
cl1 - réf.	-0,28	-0,34	-0,25	-0,03
cl2 - réf.	-0,32	-0,40	-0,28	0,02
cl3 - réf.	-0,32	-0,41	-0,29	0,03

8.2.1. *Effet du type de données météorologiques*

Pour l'étang de la Ramade (RAM23), des données météorologiques mesurées *in situ* étaient disponibles pour la période du 27/04/2016 au 13/09/2016. Ces données ont été comparées à celles de la station de Météo-France la plus proche (La Courtine), à 16 km. Elles n'ont pas encore été comparées aux données SAFRAN qui n'étaient alors que disponibles jusqu'en août 2014.

Les données de température de l'air, d'humidité relative et de précipitation aux deux stations sont très cohérentes sur toute la période. Par contre, il y a des différences importantes pour la vitesse du vent du fait que la vitesse du vent dépend fortement des conditions locales. Par contre, il n'a pas été possible de comparer le rayonnement solaire qui ne n'est pas suivi de station Météo-France de La Courtine. Il y a donc une bonne correspondance entre les deux sources de données météorologiques, exception faite de la vitesse du vent, qui nécessitera un calage dans le modèle à travers la modification du facteur d'échelle du vent.

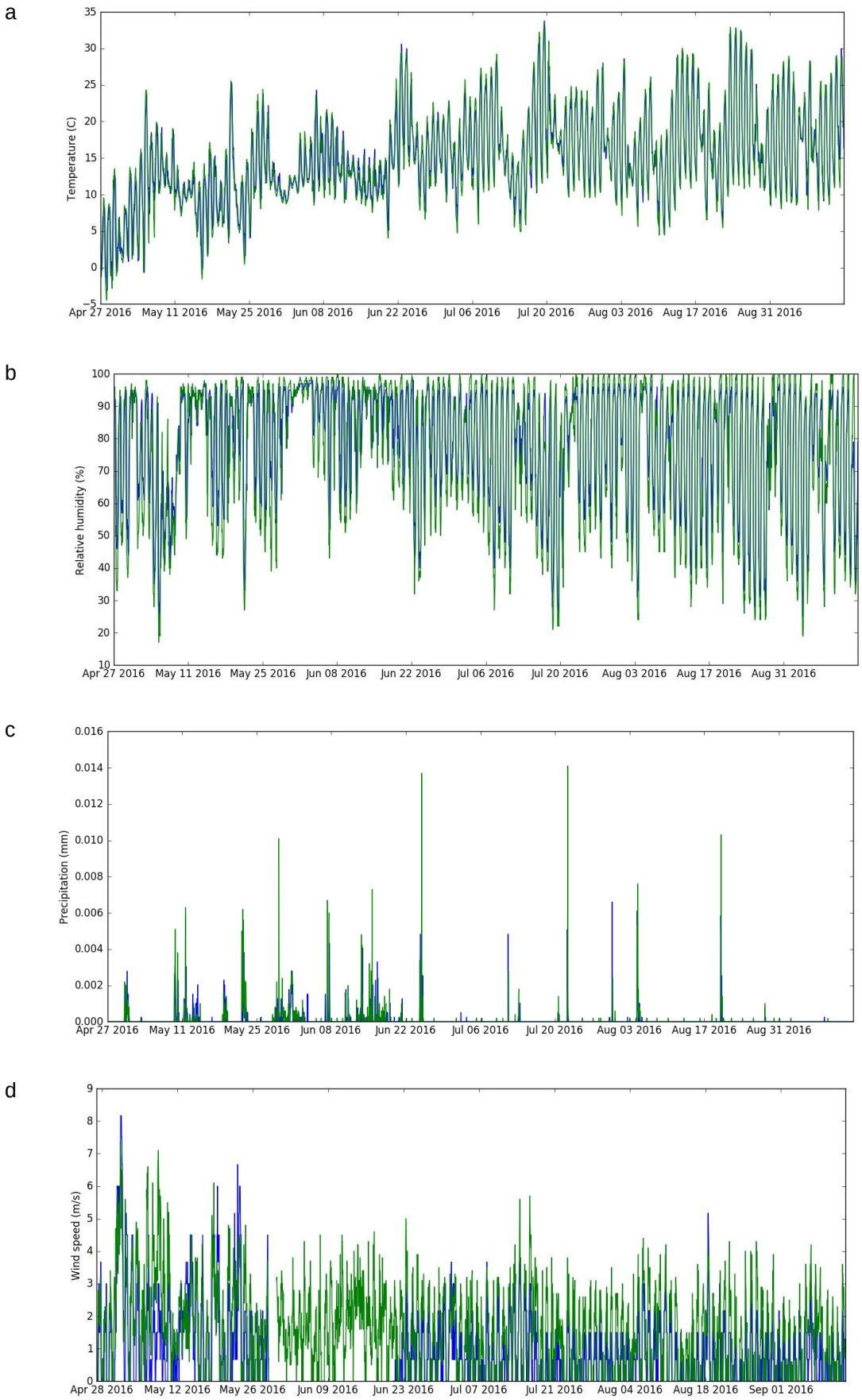

Figure 10 : Comparaison des mesures météorologiques à la station de La Ramade (bleu, in situ) et La Courtine (vert, Météo-France) : a) température de l'air ; b) humidité relative ; c) précipitation ; d) vitesse du vent à 10 m.

Une régression entre les données de vent mesurées à La Ramade et celles mesurées à la station Météo-France de La Courtine nous permet d'estimer une valeur du coefficient de correction de 0,59 (Figure 11). Cette figure montre aussi une importante dispersion des points et une basse corrélation (0,66) entre les deux mesures de vent. Ceci nous indique que les données de vent peuvent être une importante source d'incertitude sur les résultats de la modélisation.

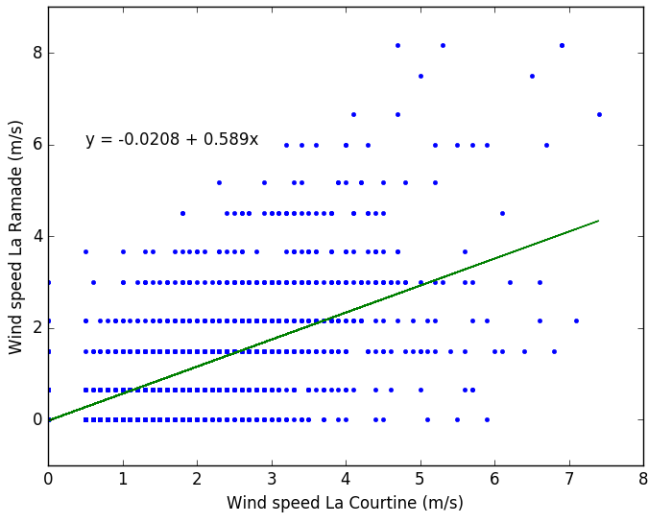

Figure 11 : Régression de la vitesse du vent mesurée à la Ramade en fonction de la vitesse mesurée à La Courtine.

La comparaison du cas m2-réf. montre la différence entre les simulations journalières et les simulations horaires (Figure 12). Les simulations journalières montrent une épaisseur moindre de l'épilimnion, de 0,4 m. En moyenne, la température de l'épilimnion n'est pas très affectée, mais la température de l'hypolimnion est supérieure de 1,5 ºC dans les simulations avec des données horaires. Idem pour la comparaison m1-réf., où le cas m1 utilise les données journalières de Safran.

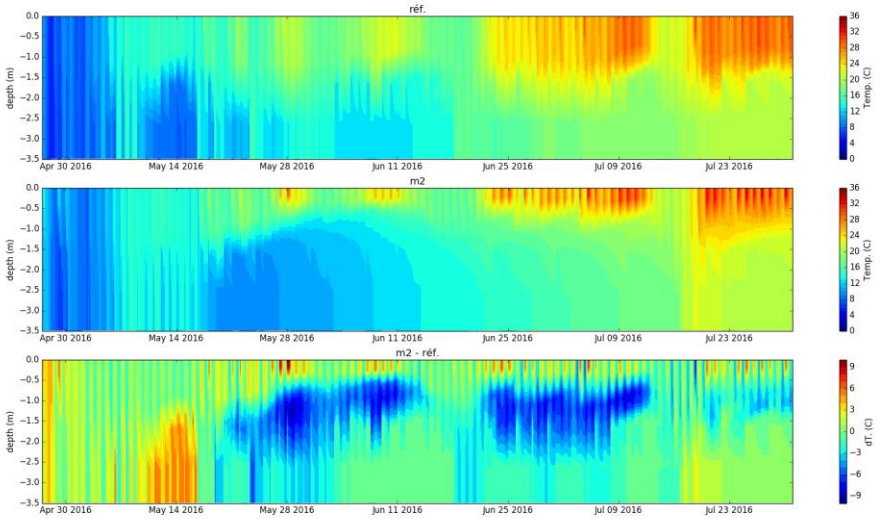

Figure 12 : Comparaison des simulations du cas de référence (données horaires) et du cas m2 (données journalières).

Dans le cas m2, le rayonnement solaire est distribué le long du jour selon une fonction sinusoïdale, mais les autres variables météorologiques sont supposées constantes pendant la journée. Avec la configuration par défaut, GLM reproduit moins bien les processus de mélange avec des données d'entrée journalières. Il faudrait modifier les paramètres du mélange dans ce cas. Alternativement, il serait envisageable de simuler les données horaires à partir des données journalières et aussi de tester le comportement du modèle en utilisant les sorties horaires du modèle Safran.

Les différences entre l'utilisation des données de SAFRAN et l'utilisation des moyennes journalières des stations de Météo-France sont petites, de l'ordre de 0,3-0,4 ºC en moyenne.

8.2.2. *Effet des données de débit d'entrée*

Entre les différents tests effectués pour La Ramade, l'effet des débits d'entrée montre les plus grandes différences (Figure 13). En effet, la stratification du système est très conditionnée par les caractéristiques des débits d'entrée, excepté à partir de la fin d'août où les deux simulations se comportent de façon similaire. Ce conditionnement est logiquement dû au court temps de renouvellement moyen de l'eau qui, dans la simulation de référence est de 18 jours.

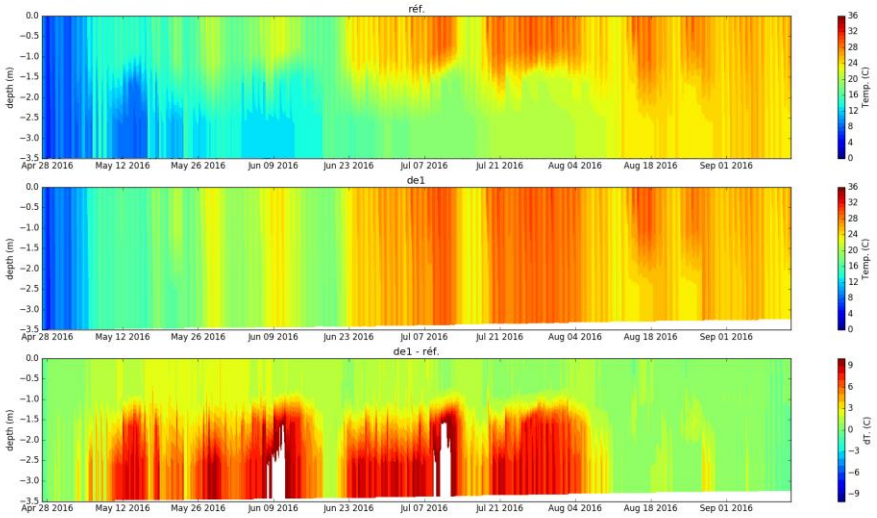

Figure 13 : Comparaison des simulations de référence (débit Loieau) et du cas de1 (débit nul).

8.2.3. *Effet du type de données de transparence*

Il y a peu de différences entre les simulations selon les deux hypothèses relatives au coefficient d'extinction de la lumière (LEC) (Figure 14). Les différences de température sont de 0,15 ºC en moyenne et la différence de profondeur de la thermocline est de 2 cm.

Le LEC pendant la période d'étude est plus élevé (1,9 m^{-1}) au début de la période et plus bas (5,6 m^{-1}) à la fin de la période. La valeur moyenne est de 2,6 m^{-1}. Avec ces valeurs élevées du LEC, dans les deux cas la couche euphotique se trouve dans l'épilimnion et la chaleur absorbée y est dispersée par le mouvement de l'eau. Ceci explique la faible sensibilité du modèle à ce paramètre.

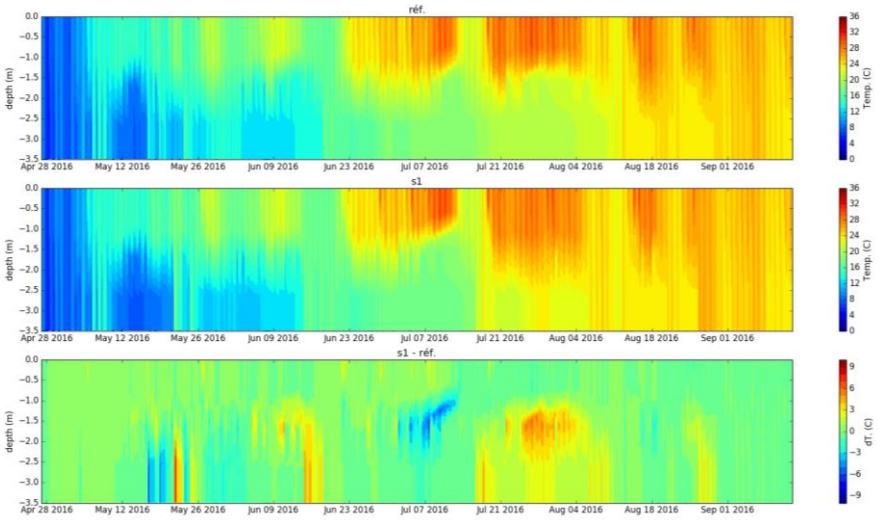

Figure 14 : Comparaison des simulations du cas de référence (LEC variable) et du cas s1 (LEC constant).

8.2.4. Effet de la configuration bathymétrique

La modification de l'équation utilisée pour estimer la bathymétrie a un effet considérable sur la température simulée, de l'ordre de 0.9-1.5 ºC en moyenne. La Figure 15 montre la différence entre l'utilisation de la courbe hypsométrique mesurée et l'utilisation de la courbe hypsométrique estimée avec l'équation (22). Dans ce dernier cas, la colonne d'eau est moins stable que dans le premier cas pendant les mois de juillet et août.

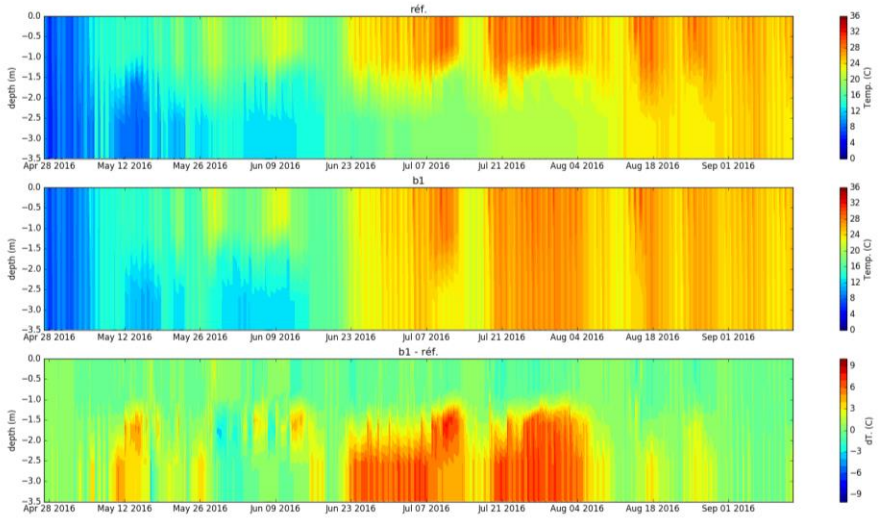

Figure 15 : Comparaison des simulations du cas de référence (courbe hypsométrique mesurée) et du cas b1 (courbe hypsométrique estimée avec l'équation (22)).

À partir de valeurs données de profondeur maximale et de surface, les différentes équations d'estimation de la courbe hypsométrique donnent des valeurs de volume assez différentes, ce qui explique les différences entre les simulations. La stabilité de la stratification dépend d'une façon complexe de la forme de la courbe hypsométrique, qui détermine, par exemple, la position du centre volumique et du centre de masses du plan d'eau.

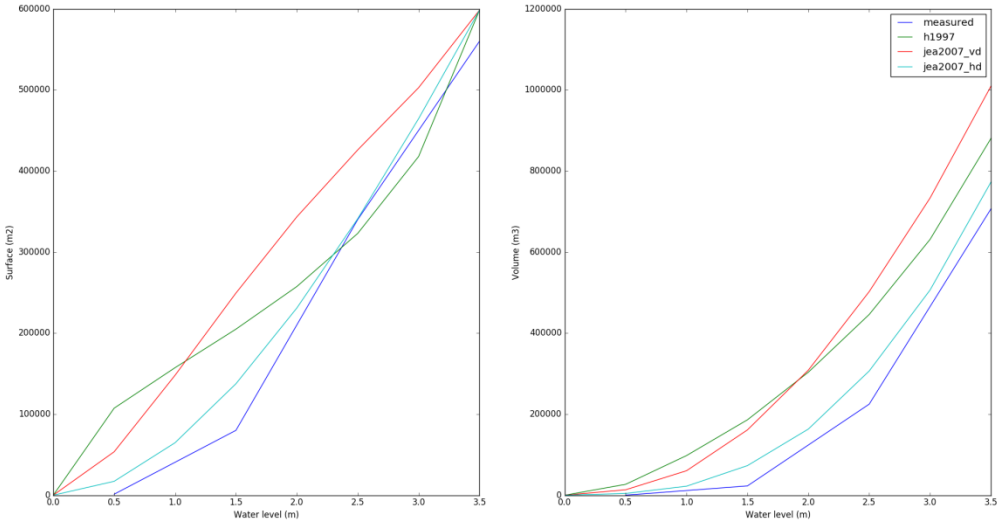

Figure 16 : Différentes courbes hypsométriques testées : mesurée (measured), équation (22) (h1997), équation (23) (jea2007_vd) et équation (24) (jea2007_hd).

8.2.5. Effet de l'estimation de la température des entrées

L'utilisation de la classification de Maheu et al. (2016) ou l'utilisation de la température de l'air pour estimer la température des affluents donnent des différences de stratification ponctuelles (Figure 17).

Au début de la série, la température des affluents du cas de référence est légèrement plus basse que celle du cas te1 (Figure 18), apportant de l'eau un peu plus froide à l'hypolimnion de l'étang. Au milieu de la série, les températures des affluents dans les deux cas considérés sont semblables et la stratification est similaire. À partir du 21 juillet environ la température des entrées dans le cas de référence est plus élevée que dans le cas te1. À cette période, la stratification est maintenue dans le cas te1, grâce à l'entrée d'eau froide dans l'hypolimnion.

8.2.6. Effet de la paramétrisation du calcul du rayonnement de grande longueur d'onde

En général, les simulations avec les différentes méthodologies de calcul du rayonnement de grande longueur d'onde ont un comportement globalement similaire avec quelques différences (Figure 19).

Dans le cas de référence, la méthode de Brutsaert (1975) (cloud_mode=3) donne un rayonnement atmosphérique incident plus élevé que les autres méthodes, produisant un bilan net du rayonnement de grande longueur d'onde plus bas (Figure 20). Cette inférieure perte de chaleur résulte en une température supérieure de l'épilimnion dans le cas de référence. Les petites différences entre les autres estimations du rayonnement atmosphérique donnent momentanément des différences dans le comportement hydrodynamique.

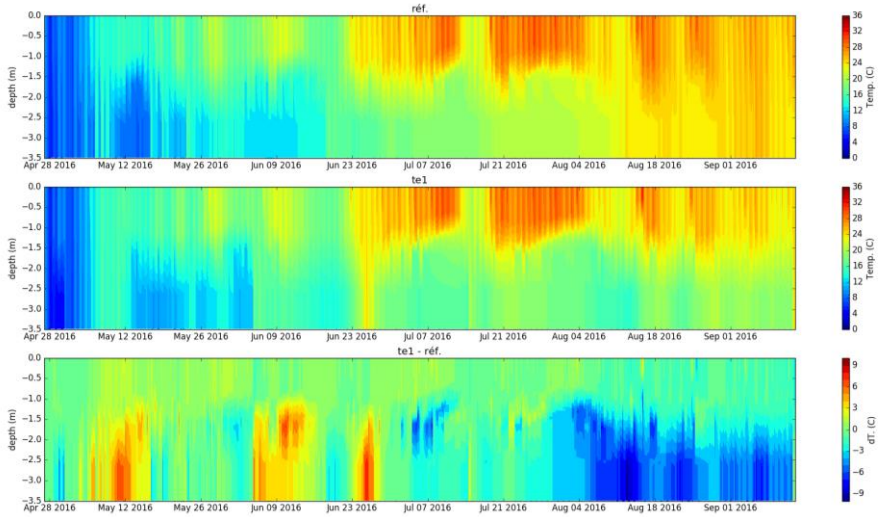

Figure 17 : Comparaison des simulations du cas de référence (température des affluents calculée selon la classification de Maheu et al. (2016)) et du cas te1 (température de l'air utilisé comme approximation de la température des affluents).

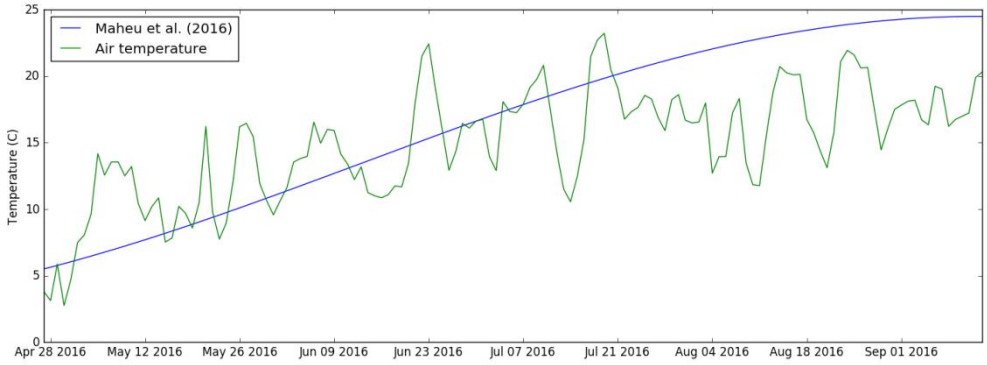

Figure 18 : Température des entrées dans le cas de référence (selon le modèle de classification de Maheu et al. (2016)) et dans le cas te1 (température de l'air).

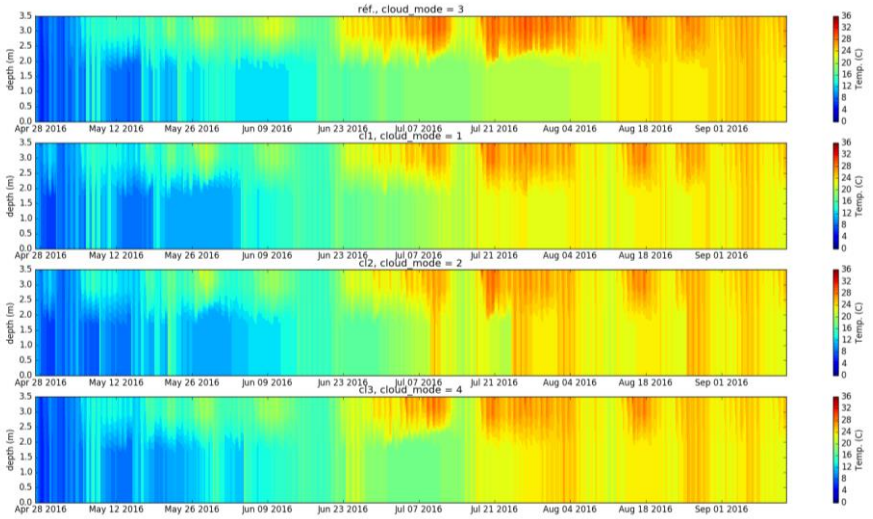

Figure 19 : Simulations des cas de référence (cloud_mode=3), cl1 (cloud_mode=1), cl2 (cloud_mode=2) et cl3 (cloud_mode=4).

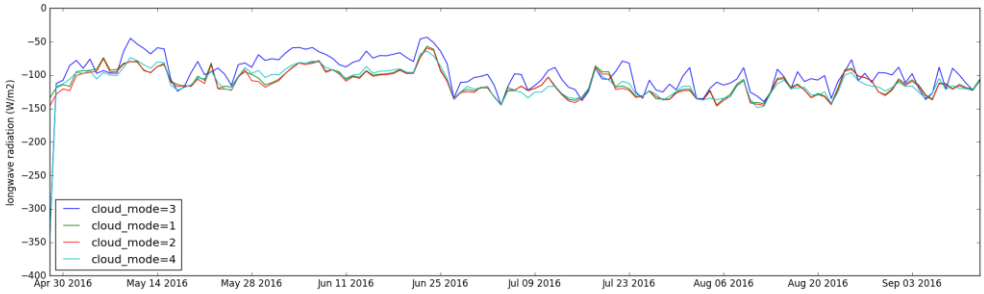

Figure 20 : Rayonnement net de grande longueur d'onde calculé avec différents méthodes

8.3. Tests pour le lac d'Aiguebelette (AIG73)

Les tests réalisés pour le lac d'Aiguebelette (AIG73) sont présentés dans le Tableau 14 et les résultats sont résumés dans le Tableau 13. Pour ce plan d'eau profond, les températures moyennes de l'épilimnion et de l'hypolimnion sont moins sensibles aux différentes hypothèses, mais pas la profondeur de la thermocline, qui dépend plus des options choisies Le choix sur les débits de sortie semblent aussi avoir un effet important (de 2 ºC ou plus) sur la température de l'épilimnion.

Tableau 13 : Résumé des différences de température et de profondeur de la thermocline entre différents cas pour le lac d'Aiguebelette.

COMPARAISON	BIAIS MOYEN DE LA TEMP. (ºC)	BIAIS MOYEN DE LA TEMP. DE L'ÉPILIMNION (ºC)	BIAIS MOYEN DE LA TEMP. DE L'HYPOLIMNION (ºC)	BIAIS MOYEN DE LA PROF. DE LA THERMOCLINE (m)
m1-réf.	0,01	-0,09	0,03	---
m2- réf.	-0,24	-0,19	-0,24	-1,51
de1- réf.	0,11	0,02	0,12	0,08
de2- réf.	0,14	0,09	0,21	---
s1- réf.	0,13	0,15	0,13	-0,28
b1- réf.	0,18	0,18	0,18	1,04
b2- réf.	0,34	0,32	0,34	1,10
te1- réf.	0,29	0,27	0,29	1,96
cl1- réf.	-0,05	-0,05	-0,05	0,23
cl2- réf.	0,54	0,46	0,55	-2,05
cl3- réf.	0,13	0,14	0,14	-0,34
ds1- réf.	0,15	2,74	-0,16	1,68
ds2- réf.	0,17	2,04	-0,04	-1,33
t01- réf.	0,24	0,21	0,24	2,06
m2-m1	-0,25	-0,10	-0,27	---

Tableau 14 : Cas analysés dans cette section. Le caractéristiques qui coïncident avec celles du cas de référence sont en vert ; les caractéristiques qui en diffèrent sont en rouge clair.

CAS	MÉTÉO	DÉBIT D'ENTRÉE	LEC	BATHYMÉTRIE	TEMP. DES ENTRÉES	LW_TYPE	CLOUD_MODE	DÉBIT DE SORTIE	TEMP. INITIALE
réf.	Météo-France, horaire	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	1	Calculé par bilan hydrique	Mesurée
m1	Safran, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	1	Calculé par bilan hydrique	Mesurée
m2	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	1	Calculé par bilan hydrique	Mesurée
de1	Météo-France, journalière	Constant, moyenne Loieau	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	1	Calculé par bilan hydrique	Mesurée
de2	Météo-France, journalière	Nul	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	1	Calculé par bilan hydrique	Mesurée
s1	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Constante, moyenne	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	1	Calculé par bilan hydrique	Mesurée
b1	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Éq. (22)	Maheu et al. (2016)	LW_CC	1	Calculé par bilan hydrique	Mesurée
b2	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Éq. (23)	Maheu et al. (2016)	LW_CC	1	Calculé par bilan hydrique	Mesurée

b3	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Éq. (24)	Maheu et al. (2016)	LW_CC	1	Calculé par bilan hydrique	Mesurée
te1	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Température de l'air	LW_CC	1	Calculé par bilan hydrique	Mesurée
cl1	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	2	Calculé par bilan hydrique	Mesurée
cl2	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	3	Calculé par bilan hydrique	Mesurée
cl3	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	4	Calculé par bilan hydrique	Mesurée
ds1	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	1	Nul	Mesurée
ds2	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	1	Égal au débit d'entrée	Mesurée
t01	Météo-France, journalière	Loieau, mensuel	Variable, interpolée	Mesurée	Maheu et al. (2016)	LW_CC	1	Calculé par bilan hydrique	Éq. (42)

8.3.1. Effet du type de données météorologiques utilisées

Le choix du type de données météorologiques induit des différences peu importantes des températures moyennes de l'épilimnion et de l'hypolimnion (de l'ordre de 0,2 ºC au maximum). Par contre, il y a souvent des différences de plusieurs mètres par rapport à la profondeur de la thermocline (Figure 21). Ces différences ne persistent pas dans le temps et varient entre des années consécutives. En utilisant les données Safran ou les données météorologiques journalières mesurées, la thermocline prédite par le modèle est parfois plus profonde et parfois moins profonde qu'en utilisant les données météorologiques horaires.

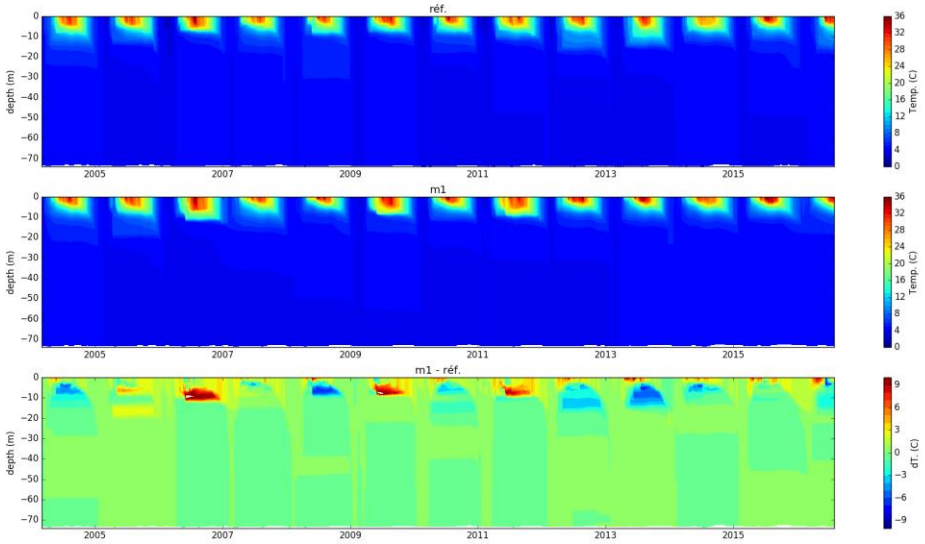

Figure 21 : Comparaison des simulations du cas de référence (données horaires) et du cas m1 (données journalières Safran).

8.3.2. Effet des données de débit utilisées

Le type de débit d'entrée utilisé a très peu d'effet sur les températures simulées (une différence moyenne de 0,1 ºC). Si on utilise le débit moyen prédit par le modèle GR_{Loieau}, à la place des valeurs journalières interpolées à partir des données mensuelles, la différence est peu notable même au niveau de la simulation de la profondeur de la thermocline (Figure 22). Si on utilise, un débit d'entrée nul au lieu des données du modèle GR_{Loieau}, il y a des différences sur la localisation de la thermocline surtout quelques années.

La sélection du type de débit de sortie a une influence significative sur la température de l'épilimnion. En effet, la température de l'eau est plus élevée quand on utilise un débit de sortie nul (les sorties se produisent seulement par déversement) (Figure 23) ou un débit de sortie égal au débit d'entrée. Dans ces deux cas le débit de sortie est plus bas que dans le cas de référence (débit de sortie calculé par un bilan hydrique). Par conséquent, dans le cas ds1 et ds2, il y a une extraction de chaleur par le débit de sortie moins important que dans le cas de référence, ce qui explique les températures plus élevées.

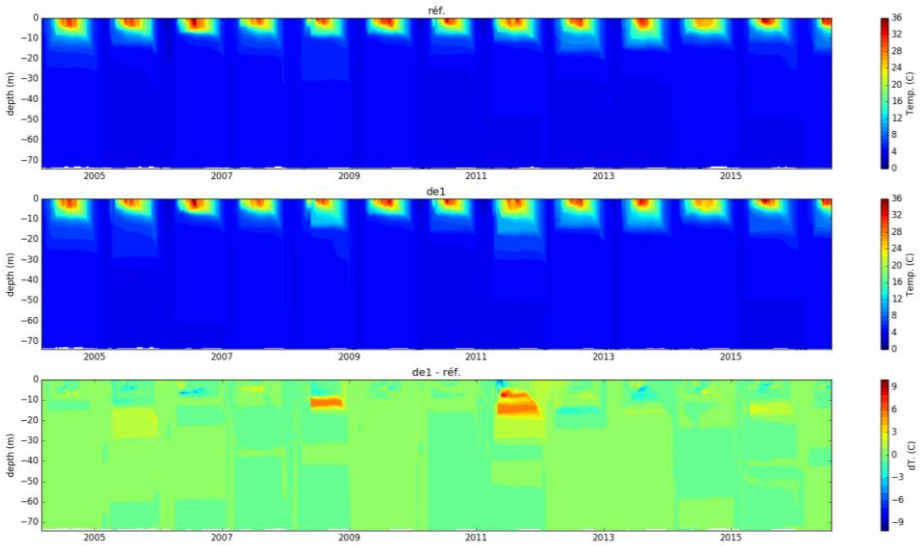

Figure 22 : Comparaison des simulations du cas de référence (débit d'entrée du modèle GR_{Loieau}) et du cas de1 (débit d'entrée égal à la moyenne du débit Loieau).

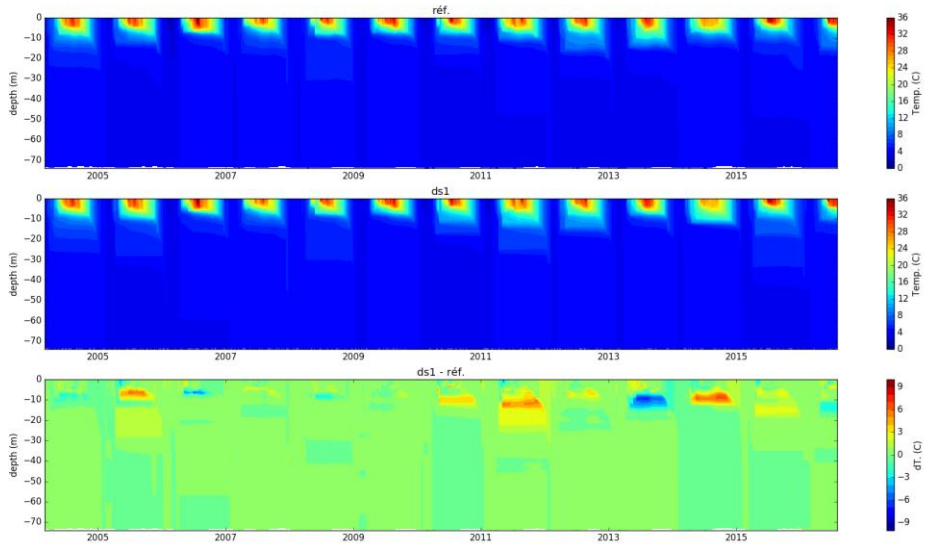

Figure 23 : Comparaison des simulations du cas de référence (débit de sortie estimé par un bilan hydrique) et du cas ds1 (débit de sortie nul).

8.3.3. Effet du type de données de transparence

L'utilisation d'une valeur constante de la transparence, égale à la moyenne des mesures, ne produit pas de grande différence dans les résultats. Les différences de température sont de 0,1 ºC en moyenne, et des différences importantes de profondeur de thermocline surviennent seulement trois des treize années (Figure 24).

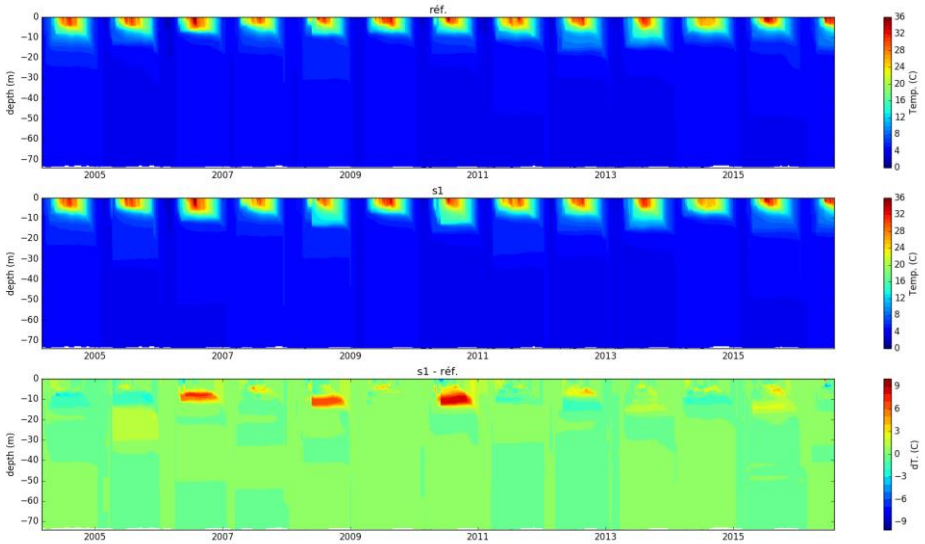

Figure 24 : Comparaison des simulations du cas de référence (LEC variable) et du cas s1 (LEC constant).

8.3.4. Effet de la configuration bathymétrique

Pour le lac d'Aiguebelette, les données mesurées de bathymétrie ne sont pas encore disponibles. Seules les différentes formules ont pu être testées. Les températures moyennes de l'épilimnion et de l'hypolimnion ne sont très sensibles à la formule utilisée pour estimer la courbe hypsométrique. Par contre, la sélection de la formule a des effets sur la distribution verticale simulée des températures et de la profondeur de la thermocline (Figure 25).

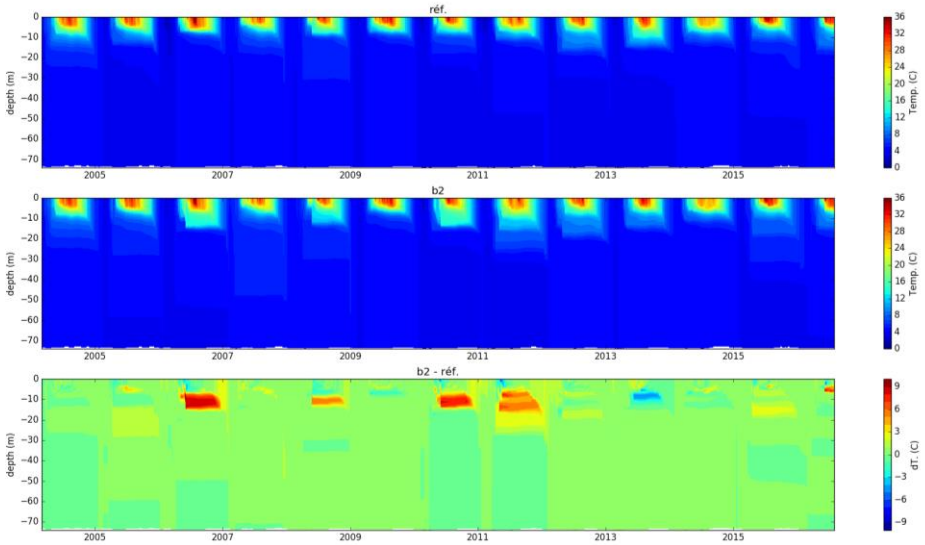

Figure 25 : Comparaison des simulations du cas de référence (courbe hypsométrique estimée avec l'équation (22)) et du cas b2 (courbe hypsométrique estimée avec l'équation (24))

8.3.5. Effet de l'estimation de la température des affluents

La température des affluents a un effet important sur la stratification thermique du plan d'eau, même si son effet sur la température moyenne de l'épilimnion et de l'hypolimnion est moins important (différences de 0,3 °C en

moyenne) (Figure 26). Dans ce cas, l'amplitude thermique de la température de l'air (cas te1) est beaucoup plus large que celle de la température estimée avec la méthode de Maheu et al. (2016) (cas de référence). En particulier, en été les températures sont beaucoup plus élevées dans le cas te1, ce qui induit un apport plus important de chaleur à l'épilimnion et qui induit son approfondissement.

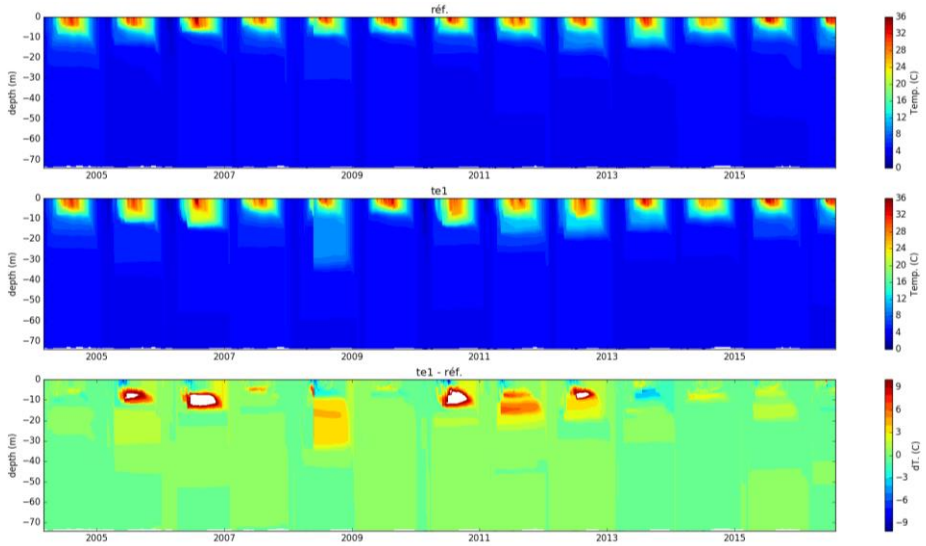

Figure 26 : Comparaison des simulations du cas de référence (température des affluents calculée selon la classification de Maheu et al. (2016)) et du cas te1 (température de l'aire utilisée comme proxy de la température des affluents).

8.3.6. *Effet de la paramétrisation du calcul du rayonnement de grande longueur d'onde*

Trois des options (cloud_mode 1, 2 et 4) pour calculer le rayonnement de grande longueur d'onde ont des effets similaires et peu importants sur les températures simulées (différences de l'ordre de 0,1 ºC en moyenne) (Figure 27). Par contre, la méthode de Brutsaert (1975) tend à donner de températures 0,5 ºC plus élevées que les autres cas, ce qui porte à une approfondissement de la thermocline.

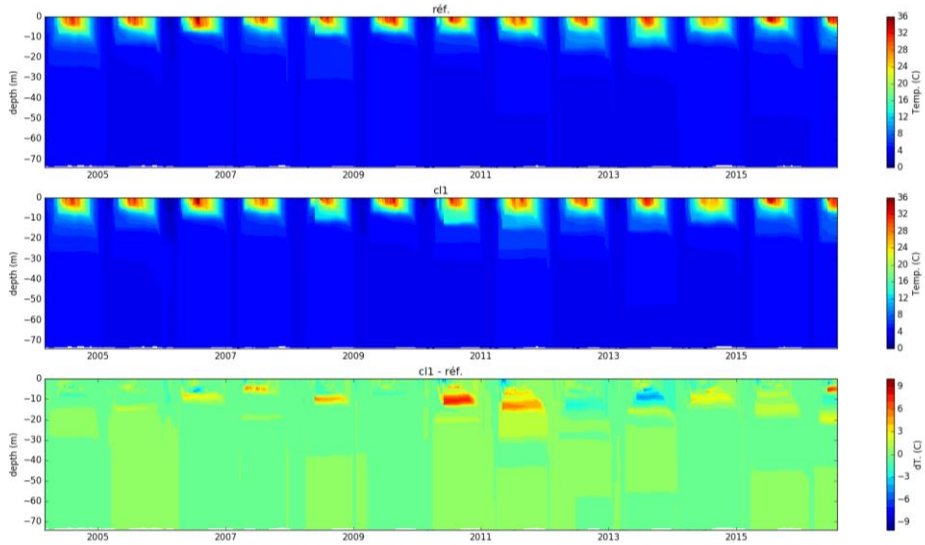

Figure 27 : Comparaison des simulations du cas de référence (cloud_mode = 1) et du cas cl1 (cloud_mode = 2).

8.3.7. *Effet de l'estimation de la température initiale*

Dans le cas du lac d'Aiguebelette, la température initiale a un effet important sur le comportement hydrodynamique pendant plusieurs années (Figure 28). La température initiale dans le cas de référence est de 4,84 ºC, et dans le cas t01 est de 4,06 ºC. La différence de la température initiale entre les deux cas est de seulement 0,78 ºC pourtant à cause de son grand volume, cela induit une différence non négligeable de chaleur stockée dans la colonne d'eau. De plus, le long temps de résidence du lac, trois ans, fait que les différences persistent longtemps.

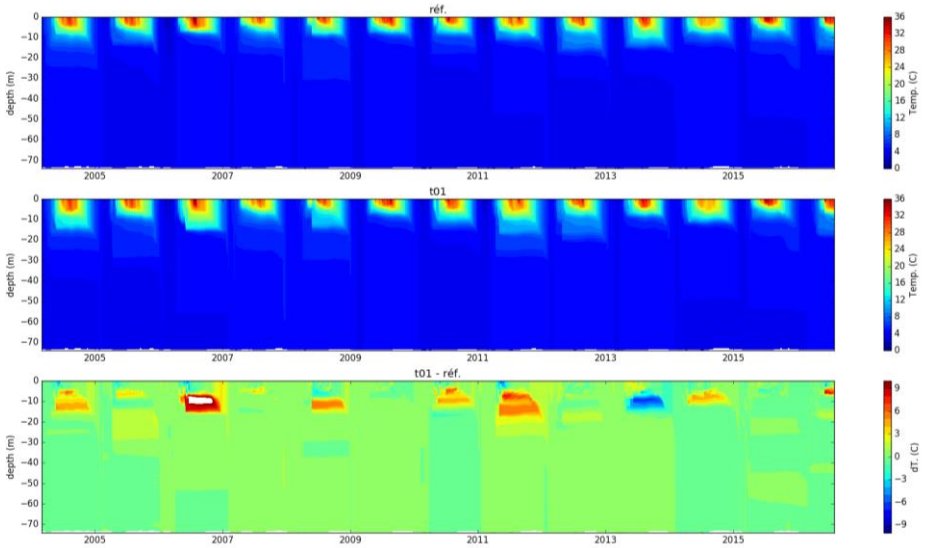

Figure 28 : Comparaison des simulations du cas de référence (température initiale mesurée) et du cas te1 (température initiale estimée à partir de l'équation (42)).

8.4. Tests pour le barrage de Naussac (NAU48)

Les tests réalisés pour le barrage de Naussac (NAU48) sont présentés dans le Tableau 15 et les résultats sont résumés dans le Tableau 16. Les résultats montrent seulement un effet de la profondeur d'où l'eau est prise par les émissaires, en utilisant des débits d'entrée et de sortie mesurés.

Tableau 15 : Cas analysés dans cette section. Les caractéristiques qui coïncident avec celles du cas de référence sont en vert ; les caractéristiques qui en diffèrent sont en rouge clair.

CAS	MÉTÉO	DÉBIT D'ENTRÉE	DÉBIT DE SORTIE	ÉMISSAIRES
réf.	Météo-France, horaire	Mesuré	Mesuré	Vannes V1 à V4 selon données registrées
d1	Safran, journalière	Mesuré	Mesuré	Surface
d2	Météo-France, journalière	Mesuré	Mesuré	Vanne de fond (V4)

Tableau 16 : Résumé des différences de température et de profondeur de la thermocline entre différents cas pour le barrage de Naussac.

COMPARAISON	BIAIS MOYEN DE LA TEMP. (ºC)	BIAIS MOYEN DE LA TEMP. DE L'ÉPILIMNION (ºC)	BIAIS MOYEN DE LA TEMP. DE L'HYPOLIMNION (ºC)	BIAIS MOYEN DE LA PROF. DE LA THERMOCLINE (m)
d1-réf.	-0,07	-0,08	-0,08	---
d2-réf.	0,73	0,77	0,77	

8.4.1. Effet de la profondeur des effluents

Sur la période 2011-2014, supposant que l'eau du barrage est extraite depuis la surface, le comportement hydrodynamique est très comparable à celui simulé avec les profondeurs d'extraction réelles (Figure 29). En fait, le barrage de Naussac a deux types de déstockage en fonction de la période de l'année. Durant le printemps, quand la retenue est pleine, le déstockage se réalise par la vanne de fond. Pendant cette période le barrage est peu ou pas encore stratifié et l'utilisation d'une vanne de surface ou fond n'a pas un effet significatif sur la température. Pendant l'été, quand le plan d'eau est bien stratifié, des lâchés d'eau pour le soutien d'étiage de l'Allier et de la Loire sont réalisés à travers la vanne la plus haute, d'où la ressemblance entre les deux simulations.

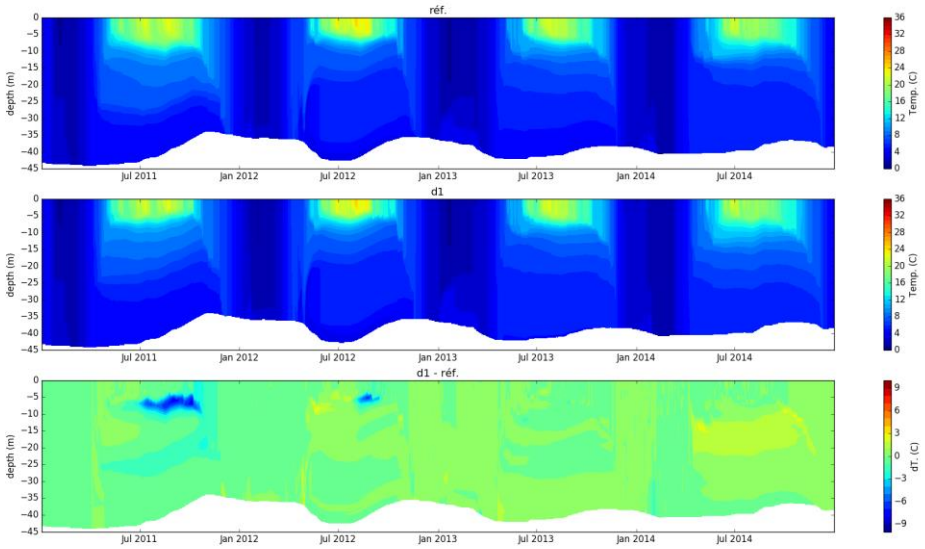

Figure 29 : Comparaison des simulations du cas de référence (profondeurs d'extraction réelles) et du cas d1 (émissaire superficiel).

Par contre, l'utilisation permanente de la vanne de fond donne lieu à un comportement hydrodynamique nettement différent (Figure 30). Au lieu de se maintenir à peu près constante, la profondeur de la thermocline tend à augmenter jusqu'avant le brassage automnal. En effet, l'utilisation de la vanne de fond comporte une réduction du volume d'eau froide de l'hypolimnion, produisant l'approfondissement de l'épilimnion et une augmentation générale de la température du plan d'eau de 0,7 ºC.

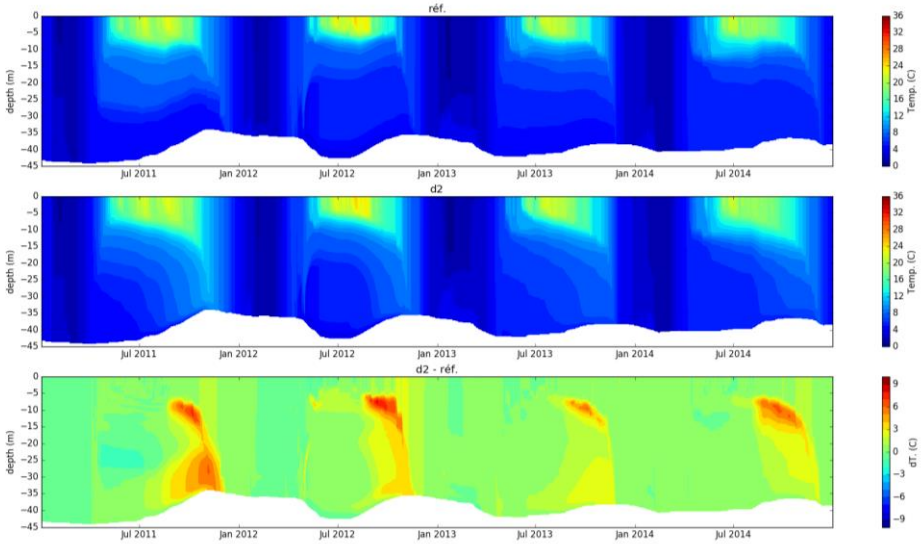

Figure 30 : Comparaison des simulations du cas de référence (profondeurs d'extraction réelles) et du cas d2 (vanne de fond, V4).

9. Conclusions

9.1. Problématique de l'obtention des données pour les simulations

Pour la simulation de la température des plans d'eau DCE français, une grande quantité de données est nécessaire. Or, quelques-unes de ces données sont difficilement accessibles. C'est le cas des débits et des variations de niveau d'eau des plans d'eau artificiels. De plus, le nombre de gestionnaires est nombreux. Plusieurs gestionnaires (les plus importants) ont été contactés pour mettre à disposition ces données. Des demandes sont en train d'être étudiées par des gestionnaires et des conventions sont en cours. Certaines réponses reçues à ce jour furent négatives pour différentes raisons telles que : pas de données disponibles, données non stockées ou variables non mesurées.

À propos des données publiques (RNT, débits de la banque HYDRO), le nombre de plans d'eau à proximité de stations de mesure est limité. Parfois les données présentes dans différentes bases de données ne sont pas cohérentes entre elles pour différentes raisons : erreurs, différentes origines des données, différences dans la mise à jour... Ce sont des sources d'incertitudes qui doivent être prises en compte dans l'évaluation de la qualité des simulations.

Pour combler le manque de données de débit, une possibilité est l'utilisation des données LOIEAU. Or, ces données ne sont disponibles que jusqu'à 2011. Une alternative à ce problème est d'utiliser la moyenne du débit LOIEAU. Une autre alternative serait l'utilisation des données de débit issues par le modèle développé par Garcia (2016) qui fournit des débits à l'échelle journalière. Mais comme montré par les simulations sur le barrage de Naussac, il est important de disposer de données spécifiques à la gestion particulière de chaque plan d'eau, en particulier pour les barrages avec des vannes à plusieurs profondeurs. Or cette information est souvent sensible et difficile d'accès,

9.2. Sensibilité des simulations à plusieurs hypothèses

Les tests réalisés sous différentes conditions ont montré dans le cas du petit étang de la Ramade (RAM23), la sensibilité des résultats aux différentes hypothèses sur les données de forçage. À surface égale, un plan d'eau

peu profond a une réponse plus forte à un même forçage. La température de l'épilimnion et de l'hypolimnion d'un plan d'eau profond comme le lac d'Aiguebelette (AIG73), par contre, semblerait être moins sensible aux différentes hypothèses. C'est plutôt la profondeur de la thermocline qui serait affectée.

Les tests ont montré aussi l'importance de disposer de données de débit de qualité pour bien simuler le comportement des plans d'eau (et des données de niveau de qualité pour pouvoir estimer les données manquantes de débit par le bilan hydrique). Les données bathymétriques sont aussi importantes pour la modélisation des petits plans d'eau. D'autres variables auxquelles les simulations sont sensibles sont la température des affluents et la température initiale pour les plans d'eau profonds.

Les différentes sources de données météorologiques disponibles donnent des résultats similaires à une même échelle temporelle. Compte tenu de la difficulté d'obtenir des données mesurées près des plans d'eau étudiés, ce résultat confirme la nécessité d'utiliser les données Safran, disponibles à une résolution spatiale de 8 km. Or les tests réalisés pour la Ramade montrent qu'il est préférable d'utiliser des données à l'échelle horaire. Par conséquent, il nous faut disposer des données Safran horaires ou développer une méthode d'estimation du cycle journalier à partir des données journalières.

9.3. Potentialité d'utilisation des simulations thermiques pour la simulation de la température de l'épilimnion et de l'hypolimnion des plans d'eau français

Le modèle GLM a été testé et analysé en détail. Le modèle a été modifié pour lui permettre d'utiliser de données de transparence journalières au lieu d'une valeur constante pendant la durée de la simulation, ainsi que pour corriger quelques erreurs identifiées dans deux méthodes de calcul du rayonnement de grande longueur d'onde. Après ces améliorations et les contrôles réalisés, le modèle est prêt à être utilisé, bien que d'autres améliorations soient toujours possibles. Par exemple, il serait possible d'améliorer la méthode pour estimer l'échange de chaleur avec le substrat ou d'incorporer l'effet de l'altitude sur la pression atmosphérique.

Les simulations réalisées dans les cas de référence pour les plans d'eau sélectionnés sont de l'ordre de 1,5 ºC ou inférieures. La qualité de ces simulations est comparable à celle d'autres simulations décrites dans la littérature scientifique, réalisées avec le même modèle ou avec d'autres modèles. La plus grande sensibilité de La Ramade aux différentes hypothèses indique qu'il faut tout de même réduire les incertitudes dans le cas des petits plans d'eau.

10. Glossaire

Cote d'hautes eaux : niveau maximal de l'eau dans la retenue en accord avec la crue de projet, i.e. la crue pour laquelle l'ouvrage a été dimensionnée.

Cote normale d'exploitation : cote maximale de l'eau dans le barrage en conditions normales, hors crues.

Module : débit moyen interannuel calculé sur l'année hydrologique sur l'ensemble de la période d'étude.

Plan d'eau DCE : plan d'eau généralement de plus de 50 hectares, pour lequel une évaluation de l'état est obligatoire d'accord avec les dispositions de la Directive Cadre sur l'Eau 2000/60/CE.

QMNA5 : débit mensuel minimal ayant la probabilité de 1/5 de ne pas être dépassé une année donnée.

11. Sigles & Abréviations

AED : Aquatic EcoDynamics

Alt. : Altitude

CACG : Compagnie d'Aménagement des Couteaux de Gascogne

CEDETE : Centre d'études pour le développement des territoires et l'environnement

CET : Central European Time (= Heure normale d'Europe Centrale)

CIPEL : Commission Internationale pour la protection des eaux du Léman

CNRS : Centre national de la recherche scientifique

DCE : Directive cadre de l'eau

EDF : Électricité de France

EPOC : Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux

EPTB : Établissement public territorial de bassin

FRESHCO : Équipe Fonctionnement et restauration des hydrosystèmes continentaux

GLM : General lake model

IGN : Institut national de l'information géographique et forestière

INRA : Institut national de la recherche agronomique

IRSTEA : Institut national de recherche en sciences et technologies pour l'environnement et l'agriculture

Lat. : Latitude

LEC : Coefficient d'extinction de la lumière

LMGE : Laboratoire microorganismes : Génome et environnement

Long. : Longitude

MAAT : Température moyenne annuelle de l'air

MAE : Erreur absolue moyenne

MAET : Température moyenne annuelle de l'épilimnion

Met. St. : Station météorologique

NMAE : Erreur absolue moyenne normalisée.

OFEV : Office fédéral de l'environnement

OLA : Observatoire des Lacs Alpins

ONEMA : Office national de l'eau et des milieux aquatiques

PE : Plan d'eau

PNR : Parc national régional

Prof. : Profondeur

Pt. Grille : Point de grille

ρ : Coefficient de corrélation

RCS : Réseau de Contrôle de Surveillance

RCO : Réseau de Contrôle Opérationnel

RECOVER : Unité de recherche Risques, Écosystèmes, Vulnérabilité, Environnement, Résilience

RMSE : Racine de l'erreur quadratique moyenne

SAFRAN : Système d'analyse fournissant des renseignements adaptés à la nivologie

SIOUH : Système d'Information des Ouvrages Hydrauliques

SMAVD : Syndicat mixte d'aménagement de la vallée de la Durance

Surf. : Surface

Temp. : Température

UMR : Unité mixte de recherche

VNF : Voies navigables de France

Vol. : Volume

12. Bibliographie

Allen, P. M., Arnold, J. C. et Byars, B. W. (1994). Downstream channel geometry for use in planning-level models. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 30*(4), 663-671. doi: 10.1111/j.1752-1688.1994.tb03321.x

Antenucci, J. et Imerito, A. (2000). *The CWR Dynamic Reservoir Simulation Model DYRESM. Science Manual*. Perth, Australia: The University of Western Australia.

Berberan-Santos, M. N., Bodunov, E. N. et Pogliani, L. (1997). On the barometric formula. *American Journal of Physics, 65*(5), 404-412. doi: doi:http://dx.doi.org/10.1119/1.18555

Bonan, G. (2002). *Ecological Climatology. Concepts and Applications*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.

Briegleb, B. P., Minnis, P., Ramanathan, V. et Harrison, E. (1986). Comparison of Regional Clear-Sky Albedos Inferred from Satellite Observations and Model Computations. *Journal of Climate and Applied Meteorology, 25*(2), 214-226. doi: 10.1175/1520-0450(1986)025<0214:CORCSA>2.0.CO;2

Brutsaert, W. (1975). On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research, 11*(5), 742-744. doi: 10.1029/WR011i005p00742

Campbell, J. W. et Aarup, T. (1989). Photosynthetically available radiation at high latitudes. *Limnology and Oceanography, 34*(8), 1490-1499. doi: 10.4319/lo.1989.34.8.1490

Crawford, T. M. et Duchon, C. E. (1999). An Improved Parameterization for Estimating Effective Atmospheric Emissivity for Use in Calculating Daytime Downwelling Longwave Radiation. *Journal of Applied Meteorology, 38*(4), 474-480. doi: 10.1175/1520-0450(1999)038<0474:aipfee>2.0.co;2

Davis, J. E., Holland, J. P., Schneider, M. L. et Wilhelms, S. C. (1987). SELECT: A Numerical, One-Dimensional Model for Selective Withdrawal (p. 193). Vicksburg, Mississippi: Hydraulics Laboratory, US Army Engineer Waterways Experiment Station.

Finch, J. W. et Best, M. J. (2004). The accuracy of downward short- and long-wave radiation at the earth's surface calculated using simple models. *Meteorological Applications, 11*(1), 33-39. doi: 10.1017/s1350482703001154

Flerchinger, G. N., Xaio, W., Marks, D., Sauer, T. J. et Yu, Q. (2009). Comparison of algorithms for incoming atmospheric long-wave radiation. *Water Resources Research, 45*(3), W03423. doi: 10.1029/2008wr007394

Folton, N. (2012). Cartographie nationale des débits de référence d'étiage. La méthode LOIEAU. (p. 17). Aix-en-Provence: IRSTEA.

Folton, N. et Arnaud, P. (2011). Portage national du modèle GRLOIEAU sur les bassins jaugés. Analyse des premiers résultats. (p. 17). Aix-en-Provence: Cemagref.

Folton, N. et Lavabre, J. (2007). Approche par modélisation PLUIE-DEBIT pour la connaissance régionale de la ressource en eau : application à la moitié du territoire français. *La Houille Blanche, 3*.

Garcia, F. (2016). *Amélioration d'une modélisation hydrologique régionalisée pour estimer les statistiques d'étiage.* (PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie).

Hamilton, D. P. et Schladow, S. G. (1997). Prediction of water quality in lakes and reservoirs. Part I — Model description. *Ecological Modelling, 96*(1–3), 91-110. doi: http://dx.doi.org/10.1016/S0304-3800(96)00062-2

Handcock, R. N., Gillespie, A. R., Cherkauer, K. A., Kay, J. E., Burges, S. J. et Kampf, S. K. (2006). Accuracy and uncertainty of thermal-infrared remote sensing of stream temperatures at multiple spatial scales. *Remote Sensing of Environment, 100*(4), 427-440. doi: http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2005.07.007

Heiskanen, J. J., Mammarella, I., Ojala, A., Stepanenko, V., Erkkilä, K.-M., Miettinen, H., . . . Nordbo, A. (2015). Effects of water clarity on lake stratification and lake-atmosphere heat exchange. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 120*(15), 7412-7428. doi: 10.1002/2014JD022938

Henderson-Sellers, B. (1986). Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling: A review. *Reviews of Geophysics, 24*(3), 625-649. doi: 10.1029/RG024i003p00625

Henderson-Sellers, B. (1988). Sensitivity of thermal stratification models to changing boundary conditions. *Applied Mathematical Modelling, 12*(1), 31-43. doi: http://dx.doi.org/10.1016/0307-904X(88)90021-2

Hipsey, M. R., Bruce, L. C. et Hamilton, D. P. (2013). Aquatic Ecodynamics (AED) Model Library. Science Manual (p. 34). Crawley, Western Australia: The University of Western Australia.

Hipsey, M. R., Bruce, L. C. et Hamilton, D. P. (2014). GLM - General Lake Model: Model overview and user information. (p. 42). Perth, Australia: The University of Western Australia.

Howington, S. E. (1990). Simultaneaus, multiple-level withdrawal from a density stratified reservoir (p. 73). Vicksburg, Mississippi: Hydraulics Laboratory, US Army Engineer Waterways Experiment Station.

Idso, S. B. et Jackson, R. D. (1969). Thermal radiation from the atmosphere. *Journal of Geophysical Research, 74*(23), 5397-5403. doi: 10.1029/JC074i023p05397

Imberger, J. et Patterson, J. (1981). A Dynamic Reservoir Simulation Model - DYRESM: 5. Dans H. B. Fischer (dir.), *Transport models for inland and coastal waters* (p. 310-361). New York: Academic Press.

Imerito, A. (2014). Dynamic Reservoir Simulation Model DYRESM v4. v4.0 Science Manual (p. 47). Perth, Australia: Centre for Water Research.

Iziomon, M. G., Mayer, H. et Matzarakis, A. (2003). Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 65*(10), 1107-1116. doi: http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2003.07.007

Jiménez-Muñoz, J. C., Cristóbal, J., Sobrino, J. A., Sòria, G., Ninyerola, M. et Pons, X. (2009). Revision of the single-channel algorithm for land surface temperature retrieval from Landsat thermal-infrared data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 47*(1), 339-349.

Johansson, H., Brolin, A. A. et Håkanson, L. (2007). New Approaches to the Modelling of Lake Basin Morphometry. *Environmental Modeling & Assessment, 12*(3), 213-228. doi: 10.1007/s10666-006-9069-z

Launiainen, J. et Vihma, T. (1990). Derivation of turbulent surface fluxes — An iterative flux-profile method allowing arbitrary observing heights. *Environmental Software, 5*(3), 113-124. doi: http://dx.doi.org/10.1016/0266-9838(90)90021-W

Lenoble, J. (1993). The solar radiation received on the Earth. Dans J. Lenoble (dir.), *Atmospheric radiative transfer* (p. 223-237). Hampton: A. Deepak Publishing.

Leopold, L. B. et Maddock, T. (1953). The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. Washington: Geological Survey.

Maheu, A., Poff, N. L. et St-Hilaire, A. (2016). A Classification of Stream Water Temperature Regimes in the Conterminous USA. *River Research and Applications, 32*(5), 896-906. doi: 10.1002/rra.2906

Margalef, R. (1983). *Limnología*. Barcelona: Omega.

Mironov, D. V. (2008). Parameterization of Lakes in Numerical Weather Prediction. Description of a Lake Model. Dans M. Milelli (dir.), *COSMO Technical Reports*. Offenbach am Main.

Ottosson, F. et Abrahamsson, O. (1998). Presentation and analysis of a model simulating epilimnetic and hypolimnetic temperatures in lakes. *Ecological Modelling, 110*(3), 233-253. doi: http://dx.doi.org/10.1016/S0304-3800(98)00067-2

Patten, B. C., Egloff, D. A. et Richardson, D. H. (1975). Total ecosystem model for a cove in Lake Texocoma. Dans B. C. Patten (dir.), *Systems Analysis and Simulation in Ecology* (Vol. 3, p. 206-423). New York: Academic Press.

Payne, R. E. (1972). Albedo of the sea surface. *Journal of the Atmospheric Sciences, 29*, 959-970. doi: 10.1175/1520-0469(1972)029<0959%3AAOTSS>2.0.CO%3B2

Prats, J. (2011). *El règim tèrmic del tram inferior de l'Ebre i les seues alteracions.* (PhD thesis, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona). Repéré à http://www.tdx.cat/handle/10803/96154

Prats, J. et Danis, P.-A. (2015). Optimisation du réseau national de suivi pérenne in situ de la température des plans d'eau : apport de la modélisation et des données satellitaires. Rapport final. (p. 94). Aix-en-Provence: Onema.

Prost, O., Moatar, F. et Danis, P.-A. (2016). Caractérisation physico-chimique (observations et modélisations) des apports externes (bassins-versants) dans les plans d'eau nationaux pour l'évaluation de l'état écologique et la priorisation des programmes de mesures (p. 118). Tours: Onema.

Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., . . . Morel, S. (2008). Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables: Validation of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology, 47*(1), 92-107. doi: 10.1175/2007jamc1636.1

Read, J. S., Winslow, L. A., Hansen, G. J. A., Van Den Hoek, J., Hanson, P. C., Bruce, L. C. et Markfort, C. D. (2014). Simulating 2368 temperate lakes reveals weak coherence in stratification phenology. *Ecological Modelling, 291*, 142-150. doi: http://dx.doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2014.07.029

Rebière, D., Danis, P. A., Daufresne, M., Peroux, T. et Baudoin, J. M. (2013). Mise en place d'un réseau de suivi thermique lacustre à l'échelle nationale :Phase de test (p. 65).

Rose, K. C., Winslow, L. A., Read, J. S. et Hansen, G. J. A. (2016). Climate-induced warming of lakes can be either amplified or suppressed by trends in water clarity. *Limnology and Oceanography Letters, 1*(1), 44-53. doi: 10.1002/lol2.10027

Schneider, M. L., Wilhelms, S. C. et Yates, L. I. (2004). SELECT Version 1.0 Beta: A One-Dimensional Reservoir Selective Withdrawal Model Spreadsheet (p. 21). Vicksburg, Mississippi: Engineer Research and Development Center, US Army Corps of Engineers.

Simon, R. N., Tormos, T. et Danis, P.-A. (2014). Retrieving water surface temperature from archive LANDSAT thermal infrared data: Application of the mono-channel atmospheric correction algorithm over two freshwater reservoirs. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 30*(0), 247-250. doi: 10.1016/j.jag.2014.01.005

Snortheim, C. A., Hanson, P. C., McMahon, K. D., Read, J. S., Carey, C. C. et Dugan, H. A. (2017). Meteorological drivers of hypolimnetic anoxia in a eutrophic, north temperate lake. *Ecological Modelling, 343*, 39-53. doi: http://dx.doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2016.10.014

Spokas, K. et Forcella, F. (2006). Estimating hourly incoming solar radiation from limited meteorological data. *Weed Science, 54*(1), 182-189.

Stefan, H. G., Dhamotaran, S. et Schiebe, F. R. (1982). Temperature/Sediment model for a shallow lake. *Journal of the Environmental Engineering Division, 108*(4), 750-765.

Swinbank, W. C. (1963). Long-wave radiation from clear skies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 89*(381), 339-348. doi: 10.1002/qj.49708938105

Tabata, S. (1973). A Simple but Accurate Formula for the Saturation Vapor Pressure Over Liquid Water. *Journal of Applied Meteorology, 12*(8), 1410-1411. doi: 10.1175/1520-0450(1973)012<1410:ASBAFF>2.0.CO;2

Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M. et Soubeyroux, J.-M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology, 30*(11), 1627-1644. doi: 10.1002/joc.2003

Winslow, L., Read, J., Woolway, R., Brentrup, J., Leach, T. et Zwart, J. (2016) rLakeAnalyzer: Lake Physics Tools. R package version 1.8.3. Repéré à http://CRAN.R-project.org/package=rLakeAnalyzer

Yajima, H. et Yamamoto, S. (2015). Improvements of radiation estimations for a simulation of water temperature in a reservoir. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B1 (Hydraulic Engineering), 71*(4), I_775-I_780. doi: 10.2208/jscejhe.71.I_775

Yao, H., Samal, N. R., Joehnk, K. D., Fang, X., Bruce, L. C., Pierson, D. C., . . . James, A. (2014). Comparing ice and temperature simulations by four dynamic lake models in Harp Lake: past performance and future predictions. *Hydrological Processes, 28*(16), 4587-4601. doi: 10.1002/hyp.10180

Table des illustrations

Figure 1 : Localisation des sites pilotes. Source des données : Base de données PLAN_DEAU.....10

Figure 2 : Comparaison des surfaces (gauche) et volumes (droite) dans la base SIOUH et dans la base PLAN_DEAU. Les données de la base SIOUH correspondent au niveau normal d'exploitation. La ligne noire indique la relation 1:1, les lignes rouges indiquent une erreur relative de plus ou moins 100%. Source des données : bases de données PLAN_DEAU et SIOUH 11

Figure 3 : Illustration des données de température de surface issues du traitement d'un image infra-rouge thermique LANDSAT-5 prise sur la retenue de Treignac (19) en date du 16 avril 1987 à 9h58 CET. Source des données : Onema et NASA. 14

Figure 4 : Distance (gauche) et différence d'altitude en valeur absolue (droite) entre chaque plan d'eau et la station météorologique la plus proche. Source des données : Onema et Météo-France. 16

Figure 5 : Distance (gauche) et différence d'altitude en valeur absolue (droite) entre chaque plan d'eau et le point de la grille SAFRAN le plus proche. Source des données : Onema, Météo-France. 19

Figure 6 : Valeur des coefficients d'une fonction sinusoïdale décrivant le comportement thermique annuel des fleuves des États-Unis par typologie.Maheu et al. (2016). Source des données : Maheu et al. (2016) 33

Figure 7 : Arbre de classification des régimes thermiques annuels. Source des données : Maheu et al. (2016). 34

Figure 8 : Comparaison des simulations du cas cl1 (lw_type=LW_CC, cloud_mode=1) et le cas lw1b (lw_type=LW_IN, cloud_mode=1). 38

Figure 9 : Comparaison des simulations des cas wf1_wind08 et wf08_wind1 39

Figure 10 : Comparaison des mesures météorologiques à la station de La Ramade (bleu, in situ) et La Courtine (vert, Météo-France) : a) température de l'air ; b) humidité relative ; c) précipitation ; d) vitesse du vent à 10 m. 42

Figure 11 : Régression de la vitesse du vent mesurée à la Ramade en fonction de la vitesse mesurée à La Courtine. 43

Figure 12 : Comparaison des simulations du cas de référence (données horaires) et du cas m2 (données journalières). 43

Figure 13 : Comparaison des simulations de référence (débit Loieau) et du cas de1 (débit nul).....44

Figure 14 : Comparaison des simulations du cas de référence (LEC variable) et du cas s1 (LEC constant). 45

Figure 15 : Comparaison des simulations du cas de référence (courbe hypsométrique mesurée) et du cas b1 (courbe hypsométrique estimée avec l'équation (22)). 45

Figure 16 : Différentes courbes hypsométriques testées : mesurée (measured), équation (22) (h1997), équation (23) (jea2007_vd) et équation (24) (jea2007_hd). 46

Figure 17 : Comparaison des simulations du cas de référence (température des affluents calculée selon la classification de Maheu et al. (2016)) et du cas te1 (température de l'air utilisé comme approximation de la température des affluents).....47

Figure 18 : Température des entrées dans le cas de référence (selon le modèle de classification de Maheu et al. (2016)) et dans le cas te1 (température de l'air). 47

Figure 19 : Simulations des cas de référence (cloud_mode=3), cl1 (cloud_mode=1), cl2 (cloud_mode=2) et cl3 (cloud_mode=4).....47

Figure 20 : Rayonnement net de grande longueur d'onde calculé avec différents méthodes.....48

Figure 21 : Comparaison des simulations du cas de référence (données horaires) et du cas m1 (données journalières Safran). 51

Figure 22 : Comparaison des simulations du cas de référence (débit d'entrée du modèle GR_{Loieau}) et du cas de1 (débit d'entrée égal à la moyenne du débit Loieau). 52

Figure 23 : Comparaison des simulations du cas de référence (débit de sortie estimé par un bilan hydrique) et du cas ds1 (débit de sortie nul). 52

Figure 24 : Comparaison des simulations du cas de référence (LEC variable) et du cas s1 (LEC constant). 53

Figure 25 : Comparaison des simulations du cas de référence (courbe hypsométrique estimée avec l'équation (22)) et du cas b2 (courbe hypsométrique estimée avec l'équation (24)).....53

Figure 26 : Comparaison des simulations du cas de référence (température des affluents calculée selon la classification de Maheu et al. (2016)) et du cas te1 (température de l'aire utilisée comme proxy de la température des affluents). 54

Figure 27 : Comparaison des simulations du cas de référence (cloud_mode = 1) et du cas cl1 (cloud_mode = 2). 54

Figure 28 : Comparaison des simulations du cas de référence (température initiale mesurée) et du cas te1 (température initiale estimée à partir de l'équation (42)).....55

Figure 29 : Comparaison des simulations du cas de référence (profondeurs d'extraction réelles) et du cas d1 (émissaire superficiel).....56

Figure 30 : Comparaison des simulations du cas de référence (profondeurs d'extraction réelles) et du cas d2 (vanne de fond, V4). 57

Tableau 1 : Caractéristiques géographiques et environnementales des plans d'eau français classés DCE. Source des données : Base de données PLAN_DEAU. 9

Tableau 2 : Caractéristiques des sites pilotes. Type : LN : lac naturel ; R : retenue. Source des données : base de données PLAN_DEAU. 9

Tableau 3 : Typologie des stations expertisées du réseau de Météo-France. Source : Météo-France. 15

Tableau 4 : Variables météorologiques mises à disposition par Météo-France. 16

Tableau 5 : Caractéristiques des stations météo France associées à chaque site pilote. 17

Tableau 6 : Variables météorologiques extraites des données SAFRAN.....18

Tableau 7 : Performance (RMSE, erreur quadratique moyenne, et ρ, coefficient de corrélation) des simulations de la température de l'eau des plans d'eau DCE par rapport aux profils mesurés du suivi DCE. Source des données : Prats et Danis (2015).....21

Tableau 8 : Configuration des paramètres météorologiques en fonction du type de données utilisées. 28

Tableau 9 : Variables météorologiques utilisées en fonction de la source de données. 30

Tableau 10 : Valeurs médianes des coefficients d'une fonction sinusoïdale décrivant le comportement thermique annuel des fleuves des États-Unis par typologie. Valeurs extraits de la Figure 6. Source : Maheu et al. (2016). 33

Tableau 11 : Cas analysés dans cette section. Les caractéristiques qui coïncident avec celles du cas de référence sont en vert ; les caractéristiques qui en diffèrent sont en rouge clair. 40

Tableau 12 : Résumé des différences de température et de profondeur de la thermocline entre les différents cas pour l'étang de la Ramade. 41

Tableau 13 : Résumé des différences de température et de profondeur de la thermocline entre différents cas pour le lac d'Aiguebelette. 48

Tableau 14 : Cas analysés dans cette section. Le caractéristiques qui coïncident avec celles du cas de référence sont en vert ; les caractéristiques qui en diffèrent sont en rouge clair. 49

Tableau 15 : Cas analysés dans cette section. Les caractéristiques qui coïncident avec celles du cas de référence sont en vert ; les caractéristiques qui en diffèrent sont en rouge clair. 55

Tableau 16 : Résumé des différences de température et de profondeur de la thermocline entre différents cas pour le barrage de Naussac. 56

13. Annexe : Valeurs des paramètres physiques dans GLM

Symbol	glm.nml ID	Description	Units	Default	Reference	Comments
Model Structure						
h_{min}	min_layer_thick	Minimum layer thickness	m	0.5	-	Standardised for multi-lake comparison Should be estimated relative to lake depth.
h_{max}	max_layer_thick	Maximum layer thickness	m	1.5	-	
Lake Properties						
K_w	Kw	Extinction coefficient for PAR radiation	m^{-1}	0.2	Lake specific	Should be measured, e.g. mean of simulation period. Can be estimated from Secchi depth.
A_C	critical_area	Critical area below which wind sheltering may occur	m^2	10^7	Xenopoulos and Schindler (2001)	
Surface Thermodynamics						
C_H	ch	Bulk aerodynamic coefficient for sensible heat transfer	-	0.0013	Fischer et al. (1979)	From Hicks' (1972) collation of ocean and lake data; many studies since use similar values. Internally calculated if atmos stability correction is on.
C_E	ce	Bulk aerodynamic coefficient for latent heat transfer	-	0.0013	Fischer et al. (1979)	
C_M	cd	Bulk aerodynamic coefficient for transfer of momentum	-	0.0013	Fischer et al. (1979)	
λ	-	Latent heat of evaporation	$J\ kg^{-1}$	2.453×10^6	Standard	Not adjustable in glm.nml
ε_a	-	Emissivity of the water surface	-	0.985	Standard	Water only, no ice Ice or snow
σ	-	Stefan-Boltzmann constant	$W\ m^{-2}\ K^{-4}$	5.67×10^{-8}		Not adjustable in glm.nml
Mixing Parameters						
C_K	coef_mix_conv	Mixing efficiency - convective overturn	-	0.2	Yeates & Imberger (2003)	Selected by Yeates et al (2004) from a range given in Spigel et al. (1986)
C_W	coef_wind_stir	Mixing efficiency - wind stirring	-	0.23	Spigel et al. (1986)	From Wu 1973
C_S	coef_mix_shear	Mixing efficiency - shear production	-	0.3	Sherman et al. (1978)	Best fit of experiments reviewed
C_T	coef_mix_turb	Mixing efficiency - unsteady turbulence (acceleration)	-	0.51		
C_{KH}	coef_mix_KH	Mixing efficiency - Kelvin-Helmholtz turbulent billows	-	0.3	Sherman et al. (1978)	"a good rule of thumb..."
C_{HYP}	coef_mix_hyp	Mixing efficiency of hypolimnetic turbulence	-	0.5	Weinstock 1981	General diffusivities in Jellison and Melack (1993)
Inflows & Outflows						
C_D	strmbd_drag	streambed_drag	-	0.016		Set based on inflow stream type
G	seepage_rate	Seepage rate	$m\ day^{-1}$	0		Site specific
Snow & Ice						
K_{w1}	-	Waveband 1, snow ice light extinction	m^{-1}	48.0		
K_{w2}	-	Waveband 2, snow ice light extinction	m^{-1}	20.0		
K_{b1}	-	Waveband 1, blue ice light extinction	m^{-1}	1.5		
K_{b2}	-	Waveband 2, blue ice light extinction	m^{-1}	20.0		
K_{s1}	-	Waveband 1, snow light extinction	m^{-1}	6		
K_{s2}	-	Waveband 2, snow light extinction	m^{-1}	20		
D_z	-	Distance of hear transfer, ice water	m	0.039		

Symbol	glm.nml ID	Description	Units	Default	Reference	Comments
ρ_{white}	-	Density, snow ice	kg m^{-3}	890		
ρ_{blue}	-	Density, blue ice	kg m^{-3}	917		
ρ_{snow}	-	Density, snow	kg m^{-3}	Variable		
c_{pi}	-	Heat capacity, ice	kJ kg^{-1} °C^{-1}	2.1		
c_{pw}	-	Heat capacity, ice	kJ kg^{-1} °C^{-1}	4.2		
K_c	-	Compaction coefficient	-	Variable		
K_{ni}	-	Thermal conductivity, snow ice	W m^{-1} °C^{-1}	2.0		
K_{ni}	-	Thermal conductivity, blue ice	W m^{-1} °C^{-1}	2.3		
K_{ns}	-	Thermal conductivity, snow	W m^{-1} °C^{-1}	Variable		
K_{ns}	-	Thermal conductivity, sediment	W m^{-1} °C^{-1}	1.2		
K_{nw}	-	Thermal conductivity, water	W m^{-1} °C^{-1}	0.57		
L	-	Latent heat of fusion	kJ kg^{-1}	0334		
Bottom Stress						
D	-	Typical particle diameter	m			

Source : Hipsey et al. (2014)

Onema
Hall C – Le Nadar
5 square Félix Nadar
94300 Vincennes
01 45 14 36 00
www.onema.fr

Irstea
Parc de Tourvoie
BP 44,
92163 Antony cedex
01 40 96 61 21
www.irstea.fr