



HAL
open science

Modélisation des températures de surface et de fond des plans d'eau

Coline Bouchez

► **To cite this version:**

Coline Bouchez. Modélisation des températures de surface et de fond des plans d'eau. Sciences de l'environnement. 2010. hal-02594260

HAL Id: hal-02594260

<https://hal.inrae.fr/hal-02594260>

Submitted on 15 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.

Université Pierre et Marie Curie, École des Mines de Paris
& École Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts

Master 2 Sciences de l'Univers, Environnement, Ecologie

Parcours Hydrologie-Hydrogéologie

Modélisation des températures de surface et de fond des plans d'eau

Camille Bouchez

Directeurs de recherche : Pierre-Alain Danis et Samuel Alleaume



CEMAGREF Aix en Provence
Pôle études et recherche ONEMA-CEMAGREF
Hydro-écologie plans d'eau

3275 Route de Cézanne
13100 Aix-en-Provence

23 septembre 2010



Abstract

The goal of this study is to improve our knowledge of the thermal behavior of french lakes. To achieve this goal, a 0D model has been developed to simulate monthly temperature of the surface layer and the deep layer. This model is based on a stationary statistic model turned into a transitional one through the integration of variables such as wind and air temperature. The model is tested on thirty-eight natural french lakes that are part of the network monitoring defined by the Directive Cadre européenne sur l'Eau. This model explains 86% of the variance of surface and bottom temperature of the observed lakes.

Remerciements

Je souhaiterais d'abord remercier toutes les personnes qui ont cru en ma capacité à faire de la recherche et qui m'ont soutenu dans mes choix et mes projets. Je remercie mes professeurs et en particulier M. Ribstein qui a toujours été là pour répondre à mes (nombreuses ?) questions sur mon avenir et qui a su me conseiller avec justesse et patience.

Je remercie Pierre Alain Danis et Samuel Alleaume qui m'ont encadré tout au long de ce stage. Ca a été un plaisir de partager le bureau de Martin Daufresne et je le remercie pour sa disponibilité pendant ces six mois. Je remercie également Yann Le Coarer de m'avoir accueillie dans son laboratoire et de nous avoir coachée ainsi que Christine Argillier. Alain Gérard et Mathieu

Ce stage n'aurait pas été aussi agréable sans la compagnie de l'ensemble des personnes du CEMAGREF. Une spéciale dédicace pour Solène, pour tous les bons moments passés avec elle, pour son soutien dans les moments difficiles et son amitié. Je retiendrai la compagnie très agréable d'Emilie et je lui souhaite de trouver rapidement du travail. La bonne humeur de Carole a été une bouffée d'air. Je voudrais aussi remercier les deux Cédric, Ju et Steph qui m'ont permis de me sentir à l'aise dans cette unité et de sortir sur Aix. Je n'oublierai pas toutes les autres personnalités du CEMAGREF ni les apéros pétanques du vendredi soir. Merci à Aminata pour les cours de danse africaine.

Je remercie enfin tous mes amis qui m'ont toujours soutenu. En particulier un grand merci à Jonathan Mercier qui a pris le temps de relire mon rapport et de me le commenter en plus de me remonter le moral. Encore merci à tous mes amis, à mes soeurs et mes parents ainsi que les membres de HH!

Table des matières

1	Fonctionnement thermodynamique des plans d'eau	6
1.1	Description des milieux lacustres [R. Pourriot (1995)]	6
1.2	Mouvements d'eau dans les lacs [R. Pourriot (1995)]	6
1.3	Classification des lacs en fonction de leur stratification	7
1.4	Conséquences du fonctionnement thermodynamique dans les cycles bio-physico-chimiques	8
1.5	Postulats et hypothèses de notre étude	9
2	Données utilisées	10
2.1	Choix des lacs d'étude	10
2.2	Traitement des données de température	10
2.2.1	Etape 1 : Etat du lac et identification de la profondeur de la thermocline	11
2.2.2	Etape 2 : Calcul des températures moyennes des deux couches	13
2.2.3	Algorithme du programme de traitement des profils de température	14
2.2.4	Vérification de la validité du programme de traitement des données	14
2.2.5	Analyse temporelle des données	15
2.3	Données de vent et de température utilisées	16
3	Approche de modélisation choisie	17
3.1	Modèle de Ottosson and Abrahamsson (1998)	17
3.2	Limites du modèles et autres modèles utilisés	19
3.3	Description du modèle développé et des contributions apportées	22
4	Développement du modèle et résultats	24
4.1	Critère d'application du modèle	24
4.2	Calage de la température moyenne annuelle	24
4.3	Calage du modèle stationnaire de température mensuelle	26
4.3.1	Etape de calage	26
4.3.2	Récapitulation des améliorations proposées et présentation des résultats	29
4.4	D'un modèle stationnaire à un modèle transitoire	29
4.4.1	Calcul du nombre de Wedderburn	31
4.4.2	Proposition d'un autre critère de stratification/mélange des plans d'eau	31
4.4.3	Variabilité inter-annuelle	32
4.4.4	Synthèse des étapes de développement du modèle	33
5	Discussion	34
5.1	Capacité du modèle développé	34
5.2	Limites du modèle développé	34
5.3	Perspectives d'application du modèle	35

Contexte de l'étude : la DCE

La Directive-Cadre européenne sur l'Eau (DCE) du 23 octobre 2000 se présente comme « un cadre législatif transparent, efficace et cohérent » dans le domaine de l'eau [de l'écologie et du Développement Durable (2003)]. Conformément aux lois françaises de 1964 et de 1992, elle reprend, à l'échelle européenne, les principes de gestion intégrée à l'échelle des bassins versants avec des objectifs écologiques et une harmonisation des études et des décisions entre les états membres. L'enjeu principal de cette directive est d'atteindre le bon état écologique de l'ensemble des masses d'eau : cours d'eau, plans d'eau, eaux souterraines et littoraux d'ici 2015. La première étape est de définir ce qu'est le bon état écologique d'une masse d'eau dans un référentiel européen commun, à partir de caractéristiques biologiques (invertébrés, macrophytes, poissons...), physico-chimiques (nutriments, oxygène...) et hydromorphologiques (qualité des berges...). Il s'agit ensuite de connaître l'état de toutes les masses d'eau avant de restaurer le bon état écologique pour les masses d'eau qui n'y seraient pas. Un pôle de recherche réunissant l'ONEMA (Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques) et le CEMAGREF (Centre d'Etude du Machinisme Agricole, du Génie Rural des Eaux et Forêts) a été inauguré le 25 mars 2009 à Aix-en-Provence dans le but de répondre aux exigences de la DCE en milieu lacustre. C'est au sein de cette équipe que j'ai réalisé mon stage de Master 2.

Afin d'atteindre les objectifs fixés par la DCE, une collecte de données biologiques, physico-chimiques et hydromorphologiques des plans d'eau a été mise en place. Faute de moyens, tous les plans d'eau ne peuvent être échantillonnés. C'est pourquoi des réseaux de contrôle ont été créés, répertoriant un nombre de plans d'eau représentatifs de la diversité nationale. Ainsi, seuls 208 plans d'eau sur les 699 plans d'eau nationaux sont répertoriés par la DCE. La base de donnée PLAN D EAU du Cemagref d'Aix en Provence regroupe toutes les données issues de ces campagnes et a servi de source à mon travail.

Introduction

La distribution temporelle et spatiale de la température dans un plan d'eau est un élément essentiel de compréhension des écosystèmes aquatiques. Mason et al. (2008) ont montré que la diversité des espèces, la diversité fonctionnelle et le chevauchement des niches étaient fortement corrélés à la température des plans d'eau. Pourtant, faute de données de température de l'eau, les liens entre l'écologie lacustre et la température sont souvent étudiés à partir de données de température de l'air, comme dans l'étude de Mooij et al. (2008). Bien que des modèles reliant température de l'air et de l'eau existent, ils s'appliquent dans des conditions de faible profondeur et ajoutent des incertitudes dans les études. Il existe donc un manque important de données de température des plans d'eau.

Dans ce cadre là, les campagnes d'échantillonnage des plans d'eau nationaux, mises en place pour l'application de la DCE, sont précieuses puisque de nombreuses données de température de l'eau des plans d'eau sont disponibles. Malheureusement l'information disponible est partielle tant d'un point de vue spatial que temporel. En effet, le protocole d'échantillonnage de la température en milieu lacustre, à l'échelle de la France, préconise au moins une analyse par plan d'eau, composée de quatre campagnes de prélèvements pendant une année : février ou mars, avril ou mai, juin ou juillet, août ou septembre. Ils sont effectués au niveau d'un seul point dans la zone de plus grande profondeur, avec en général au moins une mesure de température par mètre de profondeur. La question de la représentativité de ces données et de l'information qu'elles apportent a été soulevée. En particulier, puisqu'une seule année est échantillonnée, aucune information sur la variabilité inter-annuelle n'est donc disponible. En outre, tous les plans d'eau n'étant pas échantillonnés la même année, il est difficile à partir de ces données de

pouvoir comparer le fonctionnement thermodynamique de plusieurs plans d'eau.

Il est nécessaire de tirer la meilleure information possible de ces échantillons car cela permettra à long terme d'améliorer la compréhension que l'on a des liens entre la température de l'eau et les écosystèmes et de l'impact du changement climatique sur les communautés lacustres. De plus, dans le cadre plus appliqué de la DCE, la température est un des éléments d'évaluation de l'état écologique des plans d'eau et doit donc être connue de manière fiable.

C'est pourquoi l'objectif de mon stage est de développer un outil permettant de connaître le fonctionnement thermique des plans d'eau nationaux et de quantifier les biais et les incertitudes liés au protocole d'échantillonnage de la température des plans d'eau de la DCE. L'étude a été restreinte aux plans d'eau naturels dans le but de s'affranchir des forçages anthropiques. L'outil développé doit pouvoir s'appliquer de manière simple et fiable sur un nombre important de plans d'eau. J'ai abordé cette problématique par une approche de modélisation de la température de surface et de fond des plans d'eau.

Dans la suite de ce rapport, je vais présenter le fonctionnement thermodynamique général des plans d'eau et les hypothèses faites dans cette étude. Les matériels et méthodes sont présentés en deux temps : les données utilisées et leur traitement sont détaillés puis une revue bibliographique de modèles thermiques est proposée, justifiant le choix du modèle que j'ai développé. Le développement du modèle et les résultats sont présentés et discutés.

1 Fonctionnement thermodynamique des plans d'eau

1.1 Description des milieux lacustres [R. Pourriot (1995)]

Un plan d'eau est défini comme une cuvette naturelle ou artificielle, remplie d'eau et sans connexion directe avec l'océan. Il se distingue d'un cours d'eau par sa potentielle stratification thermique, l'absence de pente et le temps de séjour de l'eau. Les plans d'eau ne représentent que 0,01 % du volume d'eau sur Terre. Ils forment une ressource en eau directement accessible mais sont directement soumis aux fluctuations environnementales telles que le climat ou la pollution. L'origine des plans d'eau est variable (bassin tectonique, cratère volcanique, glissement de terrain...) et permet souvent d'expliquer leur morphologie.

Un plan d'eau est un système dynamique influencé par des forçages externes à l'origine d'échanges d'énergie et de masse entre le milieu extérieur (atmosphère, sédiments, cours d'eau connectés) et l'eau du plan d'eau. Ces échanges conditionnent la distribution verticale de la température. Les échanges de chaleur par rayonnement solaire et atmosphérique et les échanges turbulents par frottement du vent sont les plus importants. En effet, le temps de séjour, défini comme le rapport entre le volume du lac et les flux d'eau entre le plan d'eau et le milieu extérieur est dans la plupart des lacs du monde supérieur à l'année et les processus d'évaporation/précipitation, les infiltrations ou l'apport par les cours d'eau connectés peuvent donc souvent être négligés. A ces forçages naturels s'ajoutent des forçages anthropiques (pompage, régulation des débits...) qui peuvent modifier considérablement le fonctionnement dynamique du plan d'eau mais qui ne sont pas étudiés dans ce travail.

Les principaux flux d'énergie, atteignant la surface du plan d'eau, entraînent une asymétrie des caractéristiques physiques entre l'eau de surface et l'eau de profondeur pouvant être à l'origine de mouvements internes.

1.2 Mouvements d'eau dans les lacs [R. Pourriot (1995)]

Le vent est responsable de courants convectifs et turbulents. En effet, lors de vents de forte intensité pendant une période importante, on observe une inclinaison de la surface du lac dans le sens des vents. Il en résulte des mouvements descendants (downwelling) dans la zone la plus épaisse du lac et des courants ascendants (upwelling) au niveau de la dépression. Des courants organisés convectifs se mettent en place entraînant un brassage efficace du lac. De plus, à l'interface entre le lac et l'atmosphère, la composante turbulente du champ de vitesse des vents est à l'origine de mouvements très désorganisés, turbulents. Comme il est difficile de traiter ce mouvement irrégulier et instable, les écoulements turbulents sont souvent représentés en première approximation comme des mouvements tourbillonnaires à petite échelle, comparables à de la diffusion. Ces deux phénomènes de transport liés au vent participent à l'homogénéisation de la masse d'eau.

Les gradients verticaux de densité dans un plan d'eau sont à l'origine de mouvements d'eau relatifs : l'eau la plus dense plonge tandis que l'eau moins dense flotte. Si les différences de densité entre les deux couches sont suffisamment importantes, il peut en résulter un équilibre gravitaire qui s'oppose aux forces de mélange par le vent. Dans cette étude nous négligeons les paramètres chimiques modifiant la densité de l'eau, comme la salinité par exemple. Nous partons donc de l'hypothèse que les écarts de densité sont liés à des différences de température.

La distribution de la température est une réponse dynamique du plan d'eau à ces mouvements. Dans le cas où l'équilibre gravitaire domine sur les mouvements liés au vent, une stratification thermique se met en place : on distingue alors plusieurs couches homogènes séparées par des zones à fort gradient thermique (FIG 2). La plupart du temps, on distingue deux couches :

- La couche de surface est appelée épilimnion. Elle est au contact de l’atmosphère et mélangée par les mouvements turbulents et convectifs liés au vent.
- La couche de profondeur est appelée hypolimnion. Elle est isolée de la surface par la thermocline. Sa température est donc liée à la température au moment du mélange précédant la stratification et des entrées potentielles d’eau froide et dense.
- La zone de fort gradient thermique est appelée thermocline. Elle se comporte comme une barrière de densité. On dit qu’elle est érodée par le vent, c’est-à-dire que sa profondeur dépend de la force du vent. Cette zone de transition peut avoir une épaisseur non négligeable par rapport à la profondeur moyenne du lac auquel cas on distingue une troisième couche appelée métalimnion.

Dans le cas où la force liée au gradient de densité est inférieure aux forces de mélange du vent un plan d’eau est homogène et les brassages liés au vent affectent l’ensemble de la masse d’eau.

Ce phénomène de stratification/mélange peut avoir lieu pendant des durées très variables selon les caractéristiques du plan d’eau et donc entraîner des dynamiques thermiques très différentes.

1.3 Classification des lacs en fonction de leur stratification

Hutchinson (1957) propose une classification des plans d’eau en fonction de leur schéma de circulation [comme cité dans M.J. Salençon (1997)]. Il distingue les lacs holomictiques, qui se mélangent au moins une fois dans l’année, des lacs méromictiques, pour lesquels le mélange n’atteint pas toute la profondeur du plan d’eau et les lacs amictiques qui ne se mélangent jamais. Lewis Jr (1983) propose une subdivision du groupe des plans d’eau holomictiques en fonction de leur fréquence de mélange :

- Les lacs polymictiques se mélangent très souvent, ils peuvent se stratifier seulement à une échelle de temps courte (inférieure au mois). On distingue les lacs polymictiques continus qui se stratifient et se déstratifient chaque jour, des lacs polymictiques discontinus qui peuvent être stratifiés pendant des périodes de quelques jours à quelques semaines.
- Les lacs dimictiques sont mélangés verticalement à l’automne et au printemps et sont stratifiés de manière stable en été et en hiver.
- Les lacs monomictiques ne se mélangent qu’une fois par an, à la fin de l’automne.

La différence de dynamique entre les lacs monomictiques et dimictiques est liée à la relation très particulière entre la densité et la température de l’eau puisque le maximum de densité est atteint à la température de 4°C, à la pression atmosphérique (FIG 1). Par conséquent dans les plans d’eau pour lesquels la température baisse en dessous de 4°C l’hiver une stratification inverse peut se mettre en place : les eaux de surface sont alors plus froides mais plus légères que les eaux de profondeur environ à 4°C. Au moment du printemps, lorsque les eaux de surface se réchauffent, leur température atteint à nouveau celle des eaux de fond assurant le mélange printanier. En revanche, les plans d’eau dont la température reste dans une gamme supérieure à 4°C n’ont pas de stratification inverse et donc se mélangent tout au long de l’hiver (FIG 1). A l’automne le refroidissement des couches de surface entraîne des mouvements convectifs qui érodent petit à petit la thermocline, le vent accélérant ce processus. La dynamique de ce mélange à l’automne est la même pour les plans d’eau dimictiques et monomictiques.

L’état thermique d’un lac est donc la résultante de nombreux processus physiques. Or la structure thermique verticale d’un plan d’eau est fondamentale puisqu’elle est le traceur de tous les mouvements d’eau dans le lac et donc de la répartition de tous les éléments en solution indispensables aux écosystèmes lacustres.

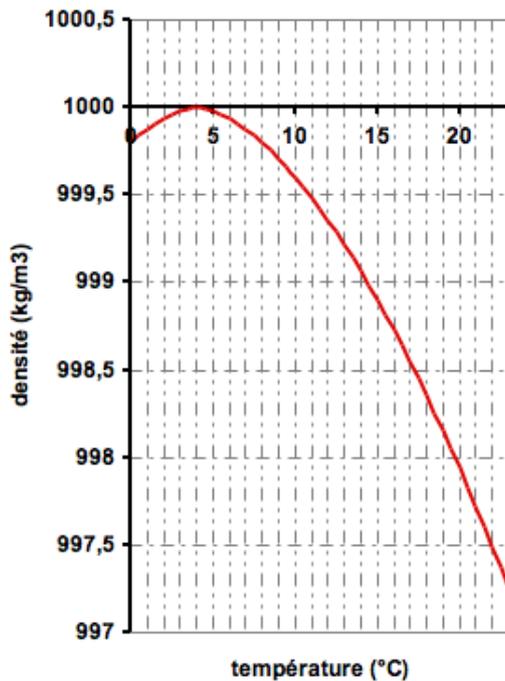


FIG. 1 – Variations de densité de l'eau douce avec la température à la pression atmosphérique, calculées par la formule empirique suivante : $\rho = (1 - 1.9549 \cdot 10^{-5} \cdot |T - 4|^{1.68}) \cdot 1000$ [Hostetler (1990), Heggen (1983)]

1.4 Conséquences du fonctionnement thermodynamique dans les cycles bio-physico-chimiques

La productivité primaire des algues, par photosynthèse, constitue la base de la chaîne trophique des écosystèmes lacustres : en utilisant l'énergie lumineuse, les algues produisent de la matière organique à partir d'éléments inorganiques dissous dans l'eau. Cette réaction fondamentale est donc contrôlée par la pénétration de la lumière dans le plan d'eau et la quantité d'éléments nutritifs disponibles. La matière organique est catabolisée en profondeur par les organismes hétérotrophes, au cours de la respiration. Cette réaction régénère les nutriments en consommant de l'oxygène. La respiration a aussi lieu dans la zone euphotique mais le bilan est nettement en faveur de la production. Par conséquent, les deux réactions essentielles au cycle de la matière sont dominantes dans des zones différentes du plan d'eau. Les nutriments sont consommés en surface et régénérés en profondeur. La couche de surface est oxygénée par les échanges gazeux avec l'atmosphère et par la photosynthèse, tandis qu'en profondeur l'oxygène est principalement consommé. (FIG 2)

La répartition verticale des éléments nutritifs et de l'oxygène dans la masse d'eau est donc fortement liée aux réactions biologiques et à la stratification thermique. En effet si le plan d'eau est homogène, le mélange des masses d'eau entraîne une homogénéisation des éléments en solution. En revanche lorsqu'un lac est stratifié, la thermocline forme une barrière empêchant les échanges entre les couches de surface et de profondeur du plan d'eau. Le stock en oxygène de l'hypolimnion est progressivement consommé et dans certains cas peut être nul (FIG 2). On parle de phénomène d'anoxie des couches profondes.

Les conséquences de l'anoxie sont multiples et problématiques. On peut observer la réduction du nombre d'individus des espèces benthiques et de leur taille [Loewen et al. (2007)]. De plus, les conditions red-ox de la couche profonde sont modifiées lors de la réduction de l'oxygène en molécule d'eau au cours de la respiration et la couche profonde se trouve à l'état réduit. Or la plupart des métaux lourds sont solubles à l'état réduit. C'est pourquoi du fait de l'anoxie, un relargage des métaux lourds toxiques dans certains plans d'eau peut être observé [Nurnberg (1995)]. Une anoxie prolongée peut entraîner une réduction importante de la biodiversité d'un plan d'eau.

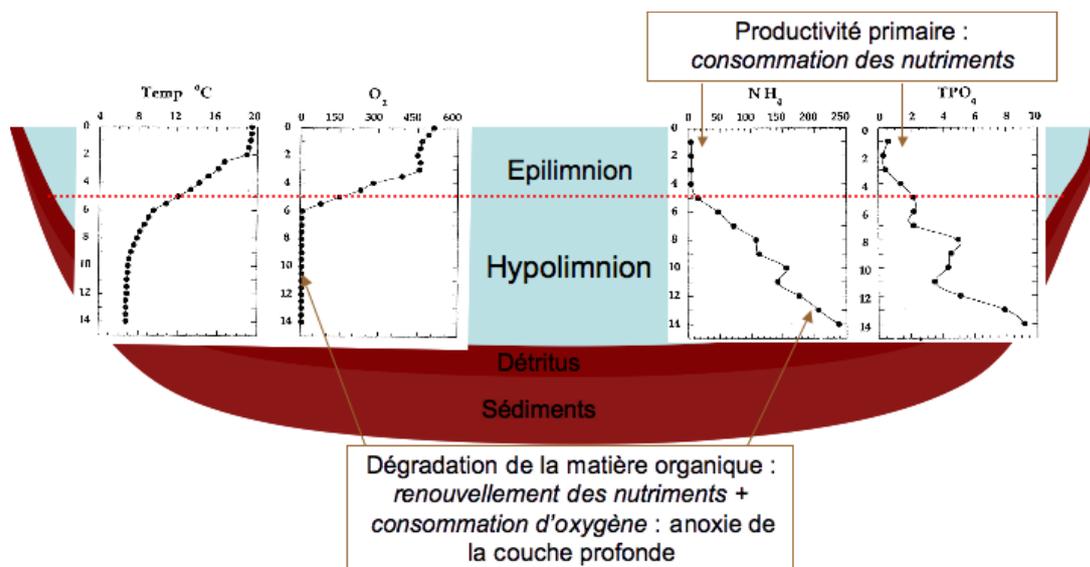


FIG. 2 – Mise en évidence de la stratification thermique et chimique du Lac d'Aydat, Puy de Dôme. L'évolution de l'oxygène et des nutriments avec la profondeur sont représentés et mis en relation avec l'activité bactérienne et l'absence de mélange du fait de la stratification thermique. Les profils sont en été. [R. Pourriot (1995)]

1.5 Postulats et hypothèses de notre étude

Nous pouvons dire que le fonctionnement dynamique du plan d'eau dépend de l'intensité des flux associés aux facteurs climatiques tels que le vent et le rayonnement solaire mais aussi des paramètres morphologiques du lac. En effet, un plan d'eau va se stratifier, ou non, en fonction de la profondeur moyenne : un lac peu profond sera soumis sur toute sa verticale aux effets de la friction par le vent, il est donc peu probable qu'une stratification stable puisse se mettre en place. La combinaison de tous ces facteurs explique la distribution de la température avec la profondeur et la possibilité de mise en place d'une thermocline qui aura un impact sur les cycles bio-chimiques au sein d'un plan d'eau.

La description du fonctionnement thermodynamique d'un plan d'eau nous a permis de mettre en évidence plusieurs éléments clés, postulats et hypothèses, pour notre étude :

1. Au premier ordre, les flux dominants viennent du vent et du rayonnement. On négligera les autres paramètres comme les apports par les rivières, les précipitations et l'évaporation. Cette hypothèse peut être testée à partir du temps de séjour des lacs. Les forçages anthropiques, comme la régulation des débits en sortie de barrage, peuvent aussi influencer la température des plans d'eau mais ne seront pas pris en compte ici en ne considérant que des plans d'eau naturels.
2. Le lien entre le profil de température mesuré et les conditions de stratification d'un plan d'eau peut être fait en négligeant les solutés dans le plan d'eau. Notre étude sera basée sur ce postulat.
3. La représentation d'un plan d'eau comme une superposition de deux couches est une simplification qui rend suffisamment compte de sa dynamique pour cette étude.
4. Les facteurs expliquant la variation temporelle de la température varient à des échelles très courtes. On peut choisir d'étudier leur influence à l'échelle journalière ou mensuelle selon que l'on s'intéresse à la variabilité hebdomadaire ou saisonnière du fonctionnement thermodynamique d'un plan d'eau.

2 Données utilisées

2.1 Choix des lacs d'étude

Conformément aux exigences fixées par la directive cadre européenne, la direction de l'Eau a mené une politique visant à moderniser les systèmes d'information sur l'eau. Les équipes du CEMAGREF d'Aix en Provence et de Bordeaux ont rassemblé les données relatives aux lacs dans la base de donnée PLAN_DEAU que nous utiliserons dans notre étude.

Nous avons retenu les lacs classés par la DCE soit 472 lacs en France. La philosophie du modèle est d'étudier les lacs naturels soit 52 lacs. Parmi ceux-ci, nous ne conservons que les lacs pour lesquels nous disposons des paramètres nécessaires au modèle [ce rapport §3.3] ainsi que de profils de température afin de comparer les données simulées et observées. Trente-huit lacs réunissent toutes ces conditions.

La FIG 3 synthétise les gammes de paramètres couverts par les 38 lacs étudiés (barre de gauche de la FIG 3). Les gammes françaises figurent à côté à titre de comparaison (barre de droite de la FIG 3). On observe que les 38 lacs utilisés sont représentatifs des conditions à l'échelle de la France. Le modèle développé à partir de ces 38 lacs pourra donc être appliqué aux autres lacs français.

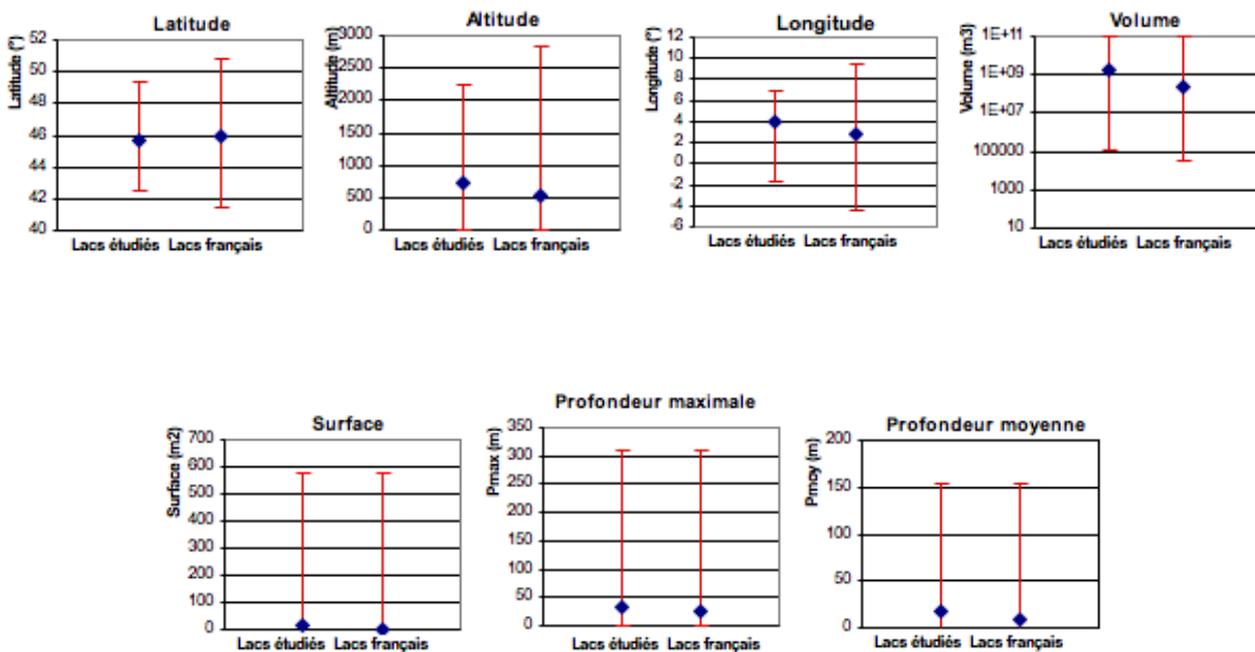


FIG. 3 – Graphe représentant les gammes de paramètres des lacs utilisés dans l'étude (à gauche) et des lacs français (à droite). En bleu est représentée la moyenne. Les barres rouges symbolisent les valeurs maximale et minimale.

2.2 Traitement des données de température

Dans la base PLAN_DEAU sont stockées les données de température issues de campagne de mesure dans les lacs. La précision des thermomètres utilisés lors des campagnes ne sont pas connus, empêchant l'évaluation des erreurs analytiques. Les données de température correspondent à des séries de points (profondeur, température).

Dans le but de comparer les observations aux résultats du modèle à deux couches développé dans cette étude, j'ai, à partir de ces profils discrets de température, déterminé la profondeur de la thermocline et les températures moyennes de surface et de profondeur. Disposant d'un total de 914 campagnes, le traitement des données a été automatisé grâce à un programme (langage Python) se décomposant en deux étapes :

1. Déterminer l'état stratifié ou homogène du lac et dans le premier cas évaluer la profondeur de la thermocline (ce rapport §2.2.1, FIG 6).
2. Calculer les températures moyennes de chacune des deux couches (ce rapport §2.2.2, FIG 7).

2.2.1 Etape 1 : Etat du lac et identification de la profondeur de la thermocline

Un lac a une température homogène si celle-ci est constante avec la profondeur, ce qui correspond à la dérivée première du profil de température nulle. La thermocline quant à elle est définie de différentes façons dans la littérature. La plus courante est la zone de gradient de température maximum ou encore le centre entre les deux coudes d'un profil de température (FIG 2). On peut également utiliser l'approximation d'un gradient égal à un degré par mètre pour caractériser la thermocline. La première définition a été retenue dans cette étude.

A partir de la dérivée première, nous pouvons donc évaluer l'état stratifié du lac et la profondeur de séparation des deux couches. Cependant un fort gradient peut parfois se mettre en place juste à la surface du lac correspondant à une thermocline éphémère et non à une thermocline saisonnière. Afin d'éviter que le gradient de surface ne soit retenu comme maximum absolu, la dérivée seconde a été calculée et tous les maxima locaux de dérivée (là où la dérivée seconde s'annule) sont conservés. Disposant de données discrètes de température, les dérivées première et seconde ont été calculées par un schéma de discrétisation du premier ordre en espace.

Des biais ont été identifiés du fait du caractère théorique des définitions données ci-dessus.

BIAIS 1) La turbulence et les courants ont une structure tridimensionnelle et sont à l'origine de petites variations locales de la température. Dans l'analyse 0D que nous faisons des profils, ces variations à trop haute résolution sont donc un bruit. De plus la précision des instruments peut aussi entraîner de faibles variations des mesures de température. Il est donc nécessaire de supprimer ces deux bruits. C'est pourquoi nous avons effectué un lissage : les dérivés sont calculées sur un intervalle glissant de quatre points (FIG 4). Il eût été judicieux de faire varier la taille de cet intervalle en fonction du nombre de points de mesure de la campagne, mais il s'avère qu'avec quatre points les variations locales du gradient sont bien lissées (FIG 4).

BIAIS 2) Pour les mêmes raisons, dans une zone dite homogène la température mesurée n'est jamais exactement constante et donc des gradients très faibles sont calculés par le modèle. Ceux-ci doivent être corrigés et ramenés à zéro pour que cette zone soit traitée comme homogène par le modèle. Par une étude de sensibilité, j'ai observé qu'en moyenne les faibles variations sans continuité ni logique à l'échelle du lac, liées à l'échantillonnage, sont caractérisées par un gradient inférieur à $0,1^\circ\text{C}/\text{m}$. C'est pourquoi la condition si $\Delta T/\Delta z < 0,1^\circ/\text{m}$ alors $\Delta T/\Delta z=0$ est ajoutée.

Après correction de ces deux biais, la dérivée première est calculée. Si elle est nulle sur toute la profondeur du lac, celui-ci est interprété comme étant homogène. Si ce n'est pas le cas la dérivée seconde est calculée. Elle permet de déterminer tous les maxima locaux de la dérivée. Deux cas particuliers se présentent, lorsqu'il n'y a aucun maximum local ou quand il y en a plusieurs.

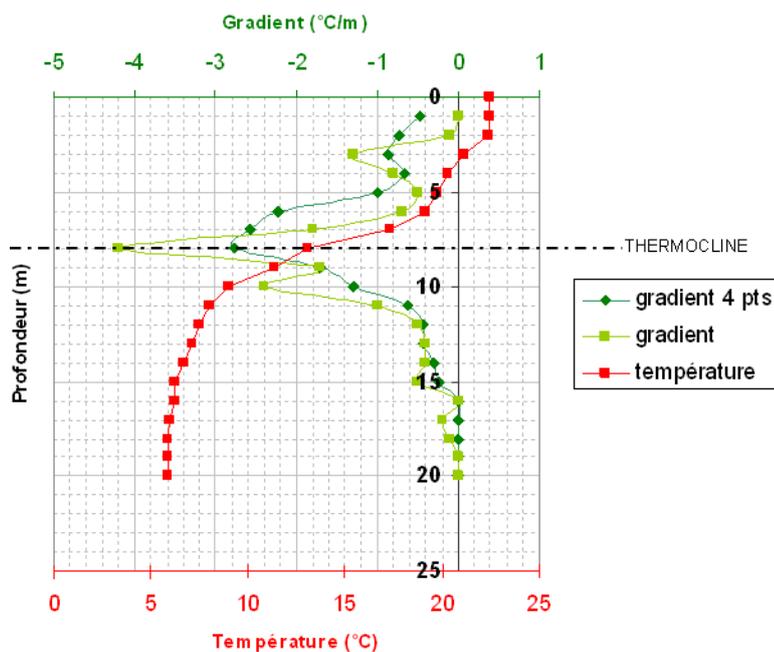


FIG. 4 – BIAIS 1 : Mise en évidence du lissage de la dérivée et de la détermination de la thermocline par le maximum de dérivée. En rouge est présenté l'évolution de la température avec la profondeur pour le Grand lac de Clairvaux le 5 septembre 2005. En vert sont les deux gradients : calculé sur un intervalle glissant de quatre points (vert foncé) ou non (vert clair). Les deux gradients permettent de localiser correctement la thermocline à 8m, mais on voit que les variations locales sont amoindries par le lissage.

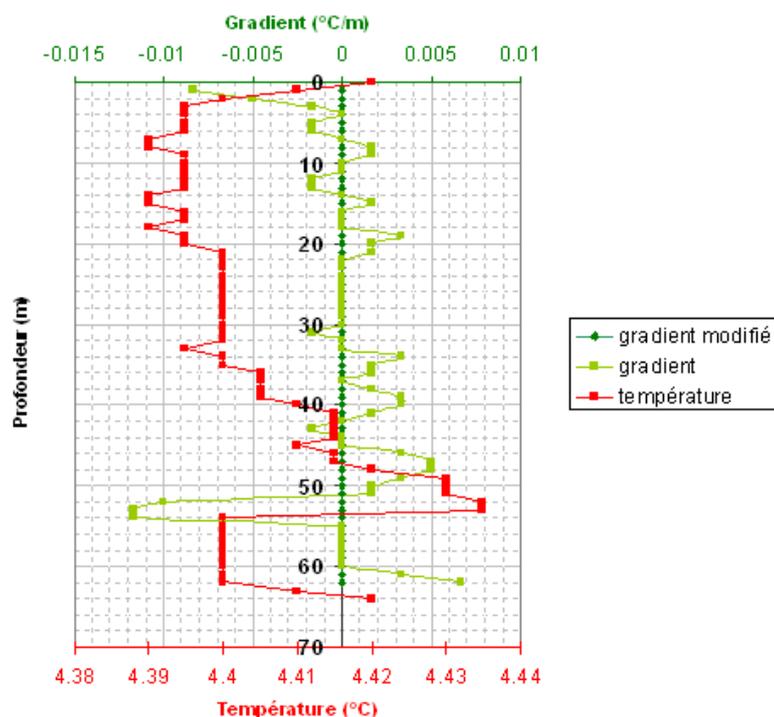


FIG. 5 – BIAIS 2 : Mise en évidence des variations très faibles du gradient (vert clair) dans le cas d'un lac avec une température homogène, exemple du Grand lac d'Annecy, le 20 février 2006. La température enregistrée varie ici entre 4.38 et 4.42 et par la méthode décrite ci-dessus, le gradient calculé est nul (vert foncé).

Si la dérivée seconde ne s'annule pas cela signifie que la dérivée première garde le même sens d'accroissement. En effet, certains profils témoignent d'une couche en profondeur avec une température homogène tandis que la température de la couche de surface varie fortement. Ces profils montrent la limite du modèle à deux couches défendu dans cette étude : en surface on observe une couche caractéristique d'un métalimnion plus que d'un épilimnion. Dans cette étude, nous avons choisi de faire l'amalgame entre les deux couches. Le gradient calculé sur ces profils ne cesse de décroître et donc la profondeur de la thermocline ne peut être calculée par le maximum de dérivée. Nous avons choisi de la définir au niveau du coude du profil soit au niveau de la zone de courbure maximale. Celle-ci est déterminée par le calcul de la dérivée de l'arctangente du gradient.

Si plusieurs maxima de la dérivée première sont identifiés, la thermocline est associée au maximum le plus profond du gradient.

A la fin de ces étapes, chaque profil a été analysé et son état stratifié ou non a été identifié. Deux contrôles sont ensuite effectués pour vérifier la vraisemblance des résultats, en particulier pour les lacs interprétés comme stratifiés.

1) D'après Ottosson and Abrahamsson (1998), si la différence de température entre la surface et la profondeur est inférieure à 5°C alors il n'y a pas de stratification stable qui puisse se mettre en place et le lac est considéré comme homogène.

2) Afin de vérifier que des profils à tendance linéaire ne soient pas interprétés comme stratifiés nous comparons le gradient maximal calculé avec le gradient global dans le lac. Par une étude de sensibilité simple, nous avons montré qu'un profil linéaire pouvait être identifié par la condition : si $\Delta T / \Delta z |_{max} < 2 \cdot \Delta T / \Delta z |_{global}$ alors le lac est non stratifié.

La FIG 6 schématise toutes les étapes décrites ci-dessus.

2.2.2 Etape 2 : Calcul des températures moyennes des deux couches

Lors d'une campagne de mesure, un seul profil de température est réalisé au niveau de la zone la plus profonde du lac. Nous faisons ici l'hypothèse qu'il est représentatif de l'ensemble du lac et donc que les variations latérales de température peuvent être négligées. Ne disposant pas de lac avec plusieurs profils à la même date en deux zones différentes, l'impact de cette hypothèse n'a pas pu être évalué.

Pour le calcul de la température de chacune des deux couches à partir des observations discrètes, la morphologie du lac doit être prise en compte afin de calculer une moyenne pondérée par le volume d'eau associé à la tranche de mesure. Il est donc nécessaire de connaître la distribution de la surface et du volume avec la profondeur (courbe hypsographique). Or nous ne disposons que de la bathymétrie de trois lacs sur les trente-huit plans d'eau nationaux étudiés. C'est pourquoi j'ai utilisé l'amélioration du modèle de calcul de la courbe hypsographique de Hakanson (1981), proposée en 2007 par Johansson et collaborateurs. Dans ce modèle, le paramètre du Volume Development Vd correspond au rapport du volume du lac sur le volume d'un cône de même surface et de même profondeur maximale : si Vd est supérieur à 1 le lac est concave et convexe sinon [Hakanson (1981)]. Le paramètre Hd, développé par Johansson et al. (2007) approxime mieux la forme de la cuvette des lacs. Il est directement calculé à partir de Vd donc des variables surface, volume et profondeur maximale. La courbe hypsographique d'un lac, sous l'hypothèse d'un lac circulaire, est déduite du paramètre Hd. La distribution du volume en fonction de la profondeur est obtenue par l'intégrale de la courbe hypsographique. Le calcul du volume a été codé à partir des équations de Johansson et al. (2007).

Plus les tranches de volume calculées sont fines et plus la moyenne pondérée est précise. Il est donc important de disposer d'un grand nombre de points. Les données de température insuffisamment nombreuses sont donc interpolées pour disposer de points tous les mètres lorsque ce n'est pas déjà le cas.

Finalement, les valeurs de température obtenues tous les mètres sont pondérées par le volume estimé de la tranche d'un mètre d'épaisseur associée à la profondeur du point de température. La température moyenne globale et celles de l'épilimnion et de l'hypolimnion sont ainsi calculées. Dans le cas où le lac n'est pas stratifié, la température des deux couches est celle de la température moyenne pondérée globale. La FIG 7 schématise toutes les étapes décrites ci-dessus.

2.2.3 Algorithme du programme de traitement des profils de température

Les FIG 6 et FIG 7 présentent l'ensemble des étapes du programme de traitement des données décrites dans les deux paragraphes précédents.

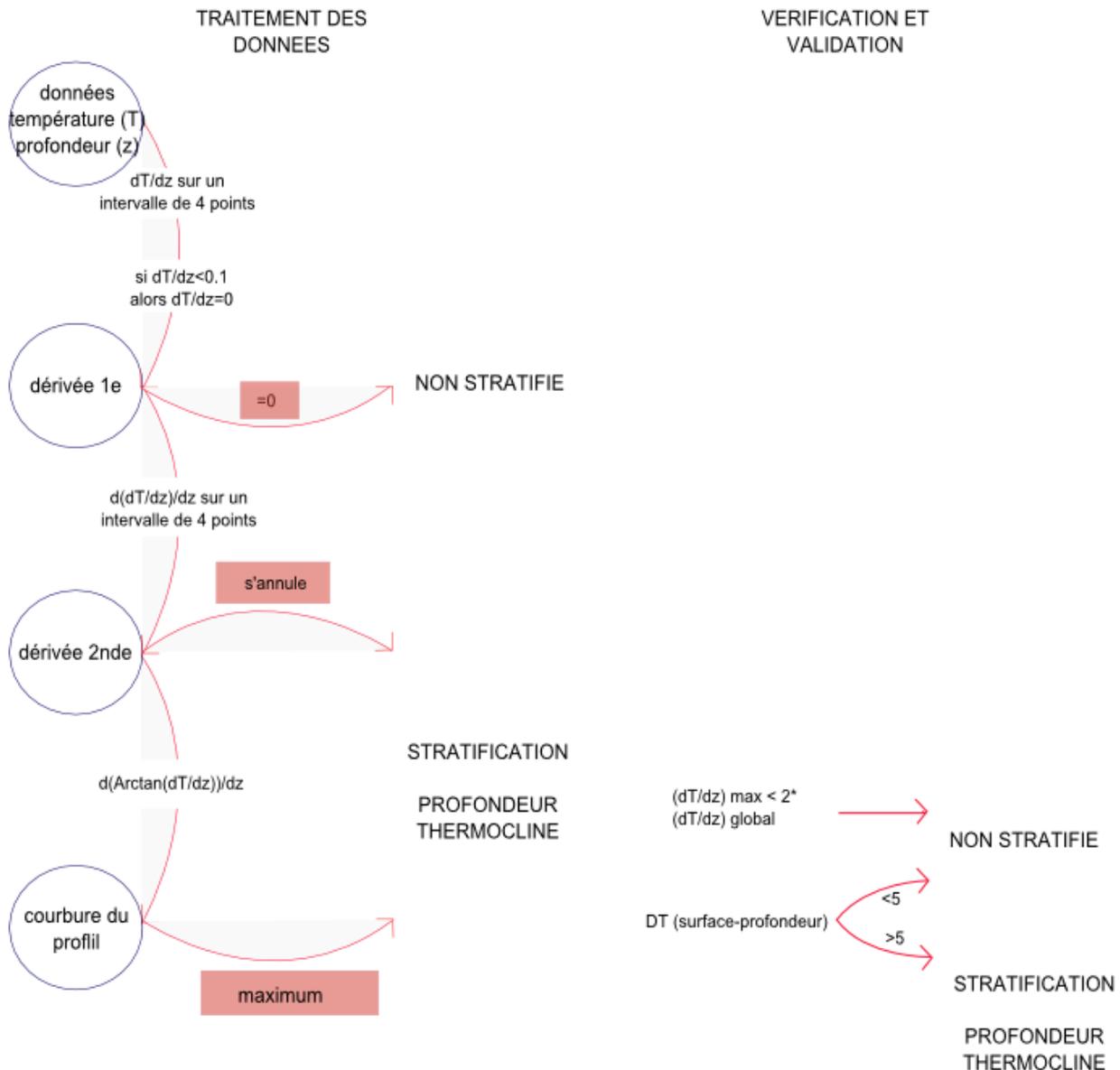


FIG. 6 – Schéma du fonctionnement du programme de traitement des données. Etape 1 : Obtention de l'état du lac et de la profondeur de la thermocline.

2.2.4 Vérification de la validité du programme de traitement des données

Dans le but de contrôler a posteriori le programme de traitement des données développé, des statistiques sur les températures de chaque couche sont faites. Pour cela les quantiles 10%-90% sont calculés dans le cas des lacs stratifiés. Aucun chevauchement des quantiles de la couche supérieure et de la couche inférieure n'ont été observés. Par conséquent, les deux couches ont des températures distinctes et sont bien isolées. Cette vérification permet de valider la routine du modèle qui définit l'état stratifié et la profondeur de la thermocline : il n'y a pas de lacs homogènes qui soient interprétés par le modèle comme étant stratifiés (sinon les quantiles se seraient recoupés). En revanche certains lacs pourraient être stratifiés et traités par le modèle

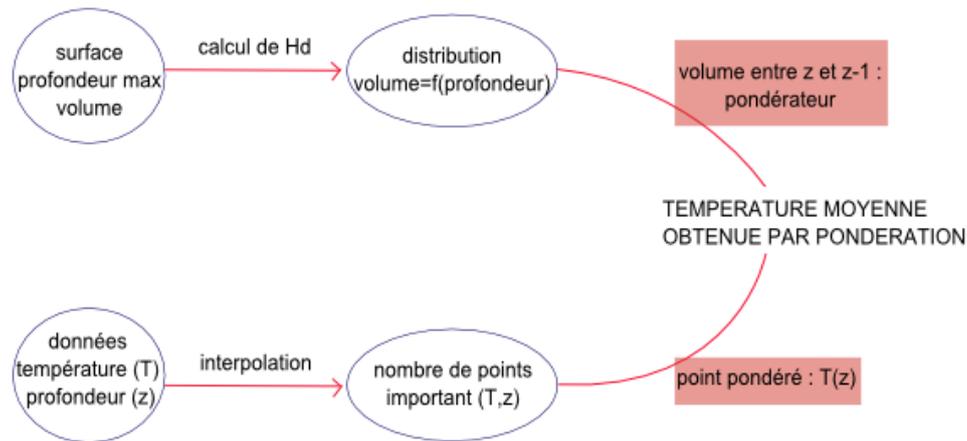


FIG. 7 – Schéma du fonctionnement du programme de traitement des données. Etape 2 : Obtention des températures moyennes pondérées par le volume.

comme étant homogènes. Mais la condition faite sur le ΔT global (inférieur ou supérieur à 5°C) dans le modèle est un bon moyen de différencier un lac stratifié d'un lac homogène.

2.2.5 Analyse temporelle des données

L'analyse de tous les profils, détaillée ci-dessus, permet d'avoir des données 0D spatialement comparables aux sorties du modèle développé. En revanche, les données ne sont pas temporellement comparables puisque les sorties du modèles sont des températures mensuelles [ce rapport §3.1] tandis que les observations sont ponctuelles. Dans cette étude, nous avons néanmoins considéré que les températures observées ponctuellement sont représentatives du mois pendant lequel elles ont été mesurées, ce qui revient à ne pas prendre en compte la variabilité intra-mensuelle. Or il est évident que cette variabilité est très importante, en particulier en été et dans l'épilimnion. Pour rendre compte de cette variabilité et de l'incertitude liée à son omission, il aurait fallu que nous disposions de mesures tous les jours, ce qui n'est pas le cas. Néanmoins, on peut penser que les températures mesurées au sein de l'épilimnion apportent une information sur les températures des jours précédents. En effet, si l'épilimnion est peu mélangé, un réchauffement ou un refroidissement va diffuser en profondeur et donc être enregistré dans les températures de l'épilimnion. En revanche, si l'épilimnion est fortement mélangé, les épisodes de réchauffement ou de refroidissement sont effacés. C'est pourquoi les variations de température de l'épilimnion sont un enregistrement minimum des variations intra-mensuelles. Sur cette supposition j'ai calculé l'écart-type des températures mesurées dans l'épilimnion comme un indicateur minimum de la variabilité journalière et ils apparaissent comme une barre d'erreur sur les graphes où apparaissent les données. [ce rapport §4.]. La température mensuelle « vraie » est probablement dans cet intervalle.

Je pense que d'autres analyses auraient pu être faites. En particulier, le calcul des quartiles plutôt que des écart-types sur les enregistrements aurait probablement eu plus de sens car il ne s'agit pas de la probabilité que la température mensuelle se trouve dans cet intervalle mais de l'erreur qui est commise du fait de la variabilité journalière. On aurait pu aussi évaluer les tendances de réchauffement ou de refroidissement entre deux mesures successives et dire que son évolution est constante entre les deux pour calculer une température mensuelle plus proche de la réalité.

2.3 Données de vent et de température utilisées

Le modèle développé [ce rapport §4.3] requiert des données d'intensité et de direction du vent ainsi que des données de température de l'air. Ces données sont disponibles pour les dix dernières années sur l'ensemble du territoire à partir de sorties de modèles de ré-analyses du ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) et à partir des données du CRU issues de modèle statistique. L'intensité et la direction du vent sont disponibles toutes les six heures sur une grille régulière d'un quart de degré de côté soit environ 25km. La température de l'air est directement une moyenne mensuelle, disponible à la même échelle spatiale.

Pour connaître les données associées à chaque plan d'eau, nous avons pris les valeurs du point de la grille le plus proche du centre de gravité du lac. Une moyenne pondérée par l'inverse des distances aurait pu être envisagée ou encore une désagrégation pour mieux rendre compte des variations à courte distance du vent et de la température.

3 Approche de modélisation choisie

Classiquement, il existe deux approches de modélisation de la température des plans d'eau : statistique et mécanistique. L'approche statistique consiste à relier la température à des variables environnementales par des lois empiriques. Ces variables permettent d'avoir une appréciation du fonctionnement thermodynamique. Elles peuvent être des variables morphologiques comme le volume et la profondeur moyenne ou des variables caractéristiques des conditions climatiques comme la latitude, l'altitude et la continentalité. Dans cette approche, il ne s'agit pas de modéliser tous les processus physiques à l'origine du fonctionnement thermodynamique d'un plan d'eau mais plutôt de trouver un lien entre les données environnementales et la température. Ces modèles statistiques sont généralement définis à partir d'un état stationnaire et ils ne tiennent pas compte des processus non linéaires et des effets de seuil.

L'approche mécaniste consiste à décrire les processus fondamentaux et les lois physiques du fonctionnement thermodynamique d'un plan d'eau [Imberger (1985)]. Par conséquent ils nécessitent en entrée tous les facteurs évoqués précédemment, à savoir le vent, l'ensoleillement, les précipitations, l'évaporation, l'infiltration.. au pas de temps de modélisation choisi. Ces modèles sont performants à condition de disposer de toutes ces données. Le modèle DYRESM utilisé par Solène Dutordoir suit cette philosophie. Ces modèles sont très nombreux, on peut citer celui développé par [Imberger (1985)] ou encore le modèle Flake [Mironov et al. (2003)].

La difficulté de la mise en oeuvre d'une modélisation de la thermie vient de l'échelle de variation des facteurs climatiques : ils peuvent être décrits de la minute à la saison et du mètre au kilomètre. Le choix du type de modèle doit donc être cohérent avec les résolutions spatiale et temporelle choisies et le degré de simplification désiré. Dans notre étude, nous cherchons à modéliser la variabilité de la température à l'échelle de la saison pour rendre compte des stratifications stables et instables, et nous ne disposons que de quatre profils de température par an. C'est pourquoi nous avons choisi un pas de temps mensuel. De plus les prélèvements se faisant sur un profil vertical, le modèle développé sera selon cette seule dimension verticale. Enfin notre étude cherchant d'abord à savoir si un lac est stratifié ou non, nous allons développer un modèle 0D : un point représentant la couche de surface et un point représentant la couche de profondeur.

Le degré de simplification choisi n'est pas en accord avec une modélisation mécaniste des plans d'eau, d'autant plus que nous cherchons à développer un modèle applicable à tous les plans d'eau français. C'est pourquoi nous avons choisi une modélisation de type statistique, qui aborde le problème avec un pas de temps mensuel.

Je propose ici un état de l'art du modèle 0D mensuel de la température des plans d'eau qui a servi de base à mon travail de master.

3.1 Modèle de Ottosson and Abrahamsson (1998)

En 1998, une équipe suédoise de l'université d'Uppsala a développé un modèle mensuel 0D de simulation des températures de l'épilimnion et de l'hypolimnion des plans d'eau à partir de la latitude, de l'altitude, de la continentalité, de la profondeur moyenne et du volume. La continentalité est définie comme la distance entre le plan d'eau et la côte la plus proche. Les plans d'eau utilisés pour caler et valider ce modèle sont répartis sur une large gamme de variables environnementales. Les lacs français sont inclus dans ces gammes et donc le modèle peut s'appliquer à notre étude (TAB 1). Il est important de noter que la gamme d'altitude des lacs que nous étudions est beaucoup plus large que celle des lacs de Ottosson and Abrahamsson (1998).

	Latitude (°N)	Altitude (m)	Continentalité (km)	Volume (hm ³)
Ottosson et al (1998)	42-67,1	58-540	1-280	0,5-51000
Plans d'eau étudiés	42,55-49,42	1-2232	6,2-335,9	0,29-89000

TAB. 1 – Comparaison entre les gammes des variables environnementales utilisées dans l'étude de Ottosson and Abrahamsson (1998) et les plans d'eau utilisés dans cette étude.

Les auteurs modélisent la variabilité saisonnière de la température des plans d'eau en quatre étapes.

1. **Calcul de la température moyenne annuelle de l'épilimnion, notée MAET (Mean Annual Epilimnetic Temperature)**

La première étape est de calculer la température moyenne annuelle de l'épilimnion (notée MAET) telle que : $MAET=f(Lat, Alt, Cont)$. Après une étape de calibration-validation, ils obtiennent la formule suivante [Ottosson and Abrahamsson (1998)] :

$$MAET = 44 - \left(\frac{750}{90 - Lat^{0.85}} \right)^{1.29} - 0.1Alt^{0.5} - 0.25(Cont^{0.9} + 500)^{0.52} \quad (1)$$

2. **Calcul de la température moyenne mensuelle de l'épilimnion, notée MMET (Mean Monthly Epilimnetic Temperature)**

La seconde étape est le calcul de la température moyenne mensuelle de l'épilimnion (notée MMET). Une courbe standard, appelée NORM, est le signal d'entrée de ce modèle. Elle représente, chaque mois, les écarts maximum à la moyenne annuelle qu'il est possible d'observer sur un plan d'eau. Elle est donc commune à tous les lacs. Sa moyenne est nulle.

Cette fonction est ensuite modulée à partir de paramètres propres à chaque plan d'eau et caractéristiques de son inertie. L'idée sous-jacente est que moins le système est réactif et moins les variations de température sont amples. Les paramètres retenus par les auteurs sont la MAET (température moyenne annuelle de l'épilimnion) et le volume. La MAET donne une information sur la variabilité des conditions environnementales extérieures : en effet, plus il fait chaud (du fait de la latitude ou de l'altitude) et moins les écarts de température sont importants. Le volume, quant à lui, donne une information sur la réactivité du système à des variations extérieures puisqu'il est directement lié aux capacités de stockage d'énergie. La fonction modulante a été calée (2).

$$f(MAET, V) = \frac{MAET \cdot V^{0.1}}{6} \quad (2)$$

La fonction adoucie, notée SMTH pour smooth, correspond à la courbe initiale NORM modulée par la fonction de la MAET et du volume (3a, 3b). Tout comme la fonction NORM, la fonction SMTH a une moyenne nulle.

$$SMTH(NORM(t)) = SMTH(NORM(t - \delta t)) + \delta SMTH(t) \cdot \delta t \quad (3a)$$

$$\delta SMTH(t) = \frac{NORM(t) - SMTH(NORM(t))}{f(MAET, V)} \quad (3b)$$

La température moyenne mensuelle de l'épilimnion est donc calculé à partir de la somme de la température moyenne annuelle et des variations mensuelles, d'où :

$$MMET(\text{mois}) = MAET + SMTH(NORM(\text{mois}), f(MAET, V)) \quad (4)$$

[Ottosson and Abrahamsson (1998)]

Pour éviter que le modèle ne donne des températures de l'eau négatives (en faisant l'hypothèse raisonnable que l'on est à pression faible et qu'il n'y a pas de phénomène de surfusion), la condition si $MMET < 0$ alors $MMET = 0$ est ajoutée.

3. Calcul de la température moyenne mensuelle de l'hypolimnion, notée MMHT (Mean Monthly Hypolimnetic Temperature)

L'étape suivante consiste à calculer la température moyenne de l'hypolimnion. Ils supposent que la température moyenne annuelle de l'hypolimnion est plus froide mais proportionnelle à celle de l'épilimnion et que les variations de température de l'hypolimnion sont une atténuation des variations de température de l'épilimnion. D'après l'équation suivante, les variations diminuent lorsque la température moyenne de l'eau augmente ou que la profondeur moyenne augmente [Ottosson and Abrahamsson (1998)] :

$$MMHT(\text{mois}) = C.MAET + \frac{SMTH(MMET(\text{mois}), f(MAET))}{f(D_m)} \quad (5)$$

Dans cette équation on remarque que la profondeur moyenne n'intervient pas dans la fonction SMTH mais au dénominateur ce qui signifie que son effet est le même indépendamment du temps. On peut penser que la profondeur moyenne étant relative au volume d'eau de l'hypolimnion elle est indicatrice de la « dilution » des effets et ce à tout instant. Dans le cas de l'épilimnion en revanche, le volume d'eau varie significativement au cours du temps, du fait de l'approfondissement de la thermocline, d'où l'intérêt de l'entrer comme une variable dans la fonction SMTH.

Après calibration, les auteurs obtiennent [Ottosson and Abrahamsson (1998)] :

$$f(MAET, V) = \sqrt{MAET}. \quad (6a)$$

$$f(D_m) = \frac{0.5}{\frac{1.1}{D_m + 0.1} + 0.2} \quad (6b)$$

$$C = 0.51 \quad (6c)$$

Du fait du maximum de densité de l'eau à 4°C (FIG 1), la condition si $MMHT < 4^\circ\text{C}$ alors $MMHT = 4^\circ\text{C}$ est ajoutée. Cette condition est révélatrice des conditions d'application du modèle aux plans d'eau monomictiques. Dans le cas des plans d'eau dimictiques, une stratification inverse peut se mettre en place et cette condition devient erronée [ce rapport §1.3].

4. Critère de stratification/mélange

Après avoir calculé indépendamment les températures des deux couches, le problème se pose de définir si le lac est stratifié ou homogène. Les auteurs conditionnent la stratification par une différence de température supérieure à 5°C entre les deux couches. Dans le cas contraire, la température des deux couches est calculée par la moyenne arithmétique de MMET et de MMHT théoriques.

3.2 Limites du modèles et autres modèles utilisés

Le modèle de Ottosson and Abrahamsson (1998) décrit précédemment permet de connaître le fonctionnement thermodynamique sur une année d'un plan d'eau monomictique à partir de paramètres simples mais a plusieurs limites.

1. Ce modèle ne s'applique que pour les lacs monomictiques qui ne se stratifient qu'en été.
2. La continentalité est définie comme la distance à la côte la plus proche, sans tenir compte de l'origine réelle des masses d'air.
3. Le critère de mélange est défini à partir d'une différence de température de 5°C entre les deux couches. Or cette valeur est arbitraire d'autant plus que la différence de densité associée à une différence de température est variable selon les températures : par exemple, l'écart de densité entre des eaux à 0°C et 5°C est de 0,18 kg/m³ alors qu'il est de -0,96kg/m³ entre des eaux à 15°C et 20°C.
4. Les mois où le lac est homogène, sa température moyenne est définie comme la moyenne entre la température de chaque couche, sans prendre en compte le volume de chaque couche.
5. Le modèle est stationnaire et ne permet pas d'apprécier la variabilité inter-annuelle de la température.

Lors de ce Master, je propose de palier ces limites. Un critère d'applicabilité du modèle est proposé ainsi qu'un autre critère de mélange. Pour ce dernier, l'écart de densité est d'abord testé avant d'utiliser les données de vent et de température de l'air pour avoir un critère de stratification plus robuste qu'une différence de température. De plus, une approche de la variabilité inter-annuelle est proposée par le modèle développé à travers les données de vent et de température de l'air. Le problème de la continentalité est soulevé mais ne sera pas traité dans cette étude. Dans le but d'atteindre ces objectifs, en particulier la prise en compte du vent dans le modèle, une étude bibliographique est nécessaire. Je propose ici une revue bibliographique des formules et modèles utilisés dans cette étude.

Expressions physiques du cisaillement du vent La force de frottement exercée par le vent est représentée par la contrainte :

$$\tau_a = \rho_a C_D U_{10}^2, \quad [\text{M.J. Salençon (1997)}] \quad (7)$$

où ρ_a est la masse volumique de l'air, C_D un coefficient de frottement et U_{10} la vitesse du vent à dix mètres au dessus de l'eau. La masse volumique de l'air est prise à 13°C, correspondant à la température moyenne, et est égale à 1,223 kg/m³. Le coefficient C_D vaut $1,3 \cdot 10^{-3}$ [M.J. Salençon (1997)].

Le cisaillement de l'eau de la couche de surface du fait du vent est défini par :

$$\tau_w = \rho_w \cdot u^*{}^2 \quad (8)$$

où ρ_w est la masse volumique de l'épilimnion et u^* est la vitesse de cisaillement de l'eau.

Par égalité des contraintes de part et d'autre de l'interface, on obtient la vitesse de cisaillement de l'eau à partir de la vitesse du vent mesurée à 10m :

$$u^*{}^2 = \frac{\rho_a}{\rho_w} C_D U_{10}^2 \quad (9)$$

Plusieurs nombres sans dimension évaluent l'importance des forces exercées par le vent, en particulier le nombre de Richardson et le nombre de Wedderburn [Monismith (1985)].

Nombre de Richardson Le nombre de Richardson est défini comme le rapport de l'énergie potentielle liée à la stratification thermique sur l'énergie cinétique du vent :

$$Ri = \frac{\Delta\rho \cdot g \cdot h}{\rho_w \cdot u^*{}^2} = \frac{\Delta\rho \cdot g \cdot h}{\rho_a C_D U_{10}^2}, \quad (10)$$

où $\Delta\rho$ est la différence de densité entre la couche de surface et la couche de profondeur, ρ la densité de l'épilimnion, h l'épaisseur de l'épilimnion et u^* la vitesse de cisaillement de l'eau.

Il donne une information sur le potentiel de résistance de l'épilimnion au mélange turbulent du vent [M.J. Salençon (1997)]. Le critère $Ri > 0.25$ indique que la stratification est stable et $Ri < 0.25$ indique que le plan d'eau va être mélangé.

Dans ce nombre n'apparaissent pas de paramètres de forme du plan d'eau, donc quelque soit la longueur du lac, le rapport des énergies est le même pour un vent et une stratification constante. Or la distance sur laquelle le vent « frotte » le plan d'eau est importante.

Nombre de Wedderburn C'est pourquoi Thompson and Imberger (1980) (comme cité dans Imberger (1985)) ont défini le nombre de Wedderburn :

$$W = \frac{\Delta\rho.g.h^2}{\rho.u^*L} = Ri.\frac{h}{L}, \quad (11)$$

où L est le fetch du plan d'eau, défini comme la plus grande distance parcourue par le vent sur le plan d'eau.

Spigel and Imberger (1980) ont montré que les forces du vent sont à l'origine d'un mouvement ondulatoire de l'eau et une déformation de la thermocline. Celle-ci s'incline selon une pente égale à $-Ri^{-1}$. La pente théorique de la thermocline est comparée à la pente maximale que peut prendre la thermocline (h/L) via le nombre de Wedderburn. Si la pente théorique est plus grande alors la thermocline remonte à la surface et les eaux de profondeur atteignent la surface brassant ainsi le plan d'eau. En revanche si la pente reste inférieure, alors la thermocline ondule et est érodée, elle gagne en épaisseur et en profondeur, mais la stratification reste stable [Stevens and Lawrence (1997)].

Les nombres de Richardson et de Wedderburn se calculent à partir de la différence de densité entre les deux couches, de l'épaisseur de l'épilimnion et de la force du vent. Cette dernière peut être obtenue à partir des données ECMWF [ce rapport §2.3]. Je propose de calculer la différence de densité à partir de la température de chaque couche obtenue par le modèle d'Ottosson. En revanche, nous ne connaissons pas l'épaisseur de l'épilimnion qui doit donc être modélisée.

Modélisation de l'épaisseur de l'épilimnion L'épaisseur de l'épilimnion est un paramètre important en écologie, c'est pourquoi plusieurs modèles ont été développés à partir de variables connues a priori ou faciles à mesurer.

En zone tempérée, plusieurs études ont montré que l'épaisseur de l'épilimnion, au milieu de l'été, peut être obtenue par une fonction puissance du fetch d'un plan d'eau (la distance du lac soumise aux contraintes du vent).

Pompilio et al. (1996) proposent une synthèse des régressions liant l'épaisseur de l'épilimnion au fetch. La formule la plus ancienne et la plus utilisée est celle de Patalas (1961), qui a été calée pour des plans d'eau polonais à 54°N de latitude (12a). En plus de la formule de Patalas (1961), nous retiendrons aussi la formule de Pompilio et al. (1996) qui a été calée sur des plans d'eau italiens ayant une latitude comprise entre 41 et 46°N (12c). Ces deux formules sont donc applicables en France où la latitude des plans d'eau est comprise entre 41 et 51°N et où le climat est plus ou moins compris entre le climat méditerranéen italien et le climat continental

polonais. Les deux régressions sont des fonctions puissances et seuls les paramètres diffèrent.

$$Z_E = 4.4F^{0.5} \text{ [Patalas (1961)]} \quad (12a)$$

$$Z_E = 3.71F^{0.31} \text{ [Pompilio et al. (1996)]} \quad (12b)$$

avec Z_E l'épaisseur de l'épilimnion en mètres, et F le fetch du plan d'eau en km. (12c)

Les auteurs approximent le fetch par la racine carrée de la surface, l'hypothèse sous-jacente étant que le plan d'eau est assimilé à un carré. Pompilio et al. (1996) justifie ce choix du fait de la simplicité d'acquisition de la surface du lac et des bonnes corrélations obtenues. Il est difficile d'obtenir vraiment le fetch d'un plan d'eau. En effet, même en connaissant la direction du vent à tout instant, on pourrait faire la projection du plan d'eau sur cette direction pour avoir la longueur du plan d'eau soumise au vent. Nous obtenons alors le fetch à l'instant t et la question de définir LE fetch d'un plan d'eau n'est pas triviale. Doit-on faire la moyenne de tous les fetchs calculés? Doit-on prendre le fetch qui a le plus d'occurrence? Cette question n'étant pas tranchée, on comprend que Pompilio et al. (1996) choisisse un paramètre simple.

Néanmoins, Padisak and Reynolds (2003) proposent d'améliorer cette définition du fetch en s'affranchissant de l'hypothèse d'un plan d'eau carré. Ils définissent alors le fetch comme la moyenne entre la longueur et la largeur du plan d'eau et utilise la formule de Patalas (1961) pour calculer l'épaisseur de l'épilimnion.

D'autres études proposent de calculer l'épaisseur de l'épilimnion autrement que par une fonction puissance du fetch. Par exemple, sur 70 lacs en Russie et en Finlande, Pal'Shin et al. (2008) montrent que l'épaisseur de l'épilimnion dépend essentiellement du fetch du vent et de la latitude. Ottosson and Abrahamsson (1998), quant à eux, utilisent une fonction linéaire de la différence de température entre les couches de surface et de profondeur du plan d'eau.

Les formules retenues après une étude bibliographique sont regroupées dans le TAB 2 et ont été testées sur les données des plans d'eau français.

Auteurs	Altitude	Modèle	F	r^2	Unité
Patalas (1961)	54°N	$Z_E = 4.4(F)^{0.5}$	$S^{0.5}$	0.88	km
Pompilio et al. (1996)	41-46°N	$Z_E = 3.71(F)^{0.31}$	$S^{0.5}$	0.49	km
Padisak and Reynolds (2003)	?	$Z_E = 4.4(F)^{0.5}$	$\frac{l+L}{2}$?	km
Pal'Shin et al. (2008)	61-66°N	$Z_E = 4.83 + 0.119.\phi.\log(L)$		0.88	km
Ottosson and Abrahamsson (1998)	42-66°N	$Z_E = K.(MMET-MMHT)$?	km

TAB. 2 – Synthèse des modèles qui nous ont semblé les plus pertinents dans la littérature. Sont spécifiés l'altitude et le r^2 (lorsqu'ils sont disponibles) dans le but de juger l'adéquation du modèle à notre étude. Le fetch est représenté par le F et les expressions utilisées par les auteurs pour le calculer sont présentées, avec S la surface du plan d'eau, l sa largeur et L sa longueur.

3.3 Description du modèle développé et des contributions apportées

L'étude bibliographique qui vient d'être développée m'a permis de choisir le modèle le mieux adapté, d'en voir ses limites et de proposer des améliorations.

Nous rappelons (partie I) que nous travaillons sous deux hypothèses suivantes : influence majeure des conditions climatiques sur le fonctionnement thermodynamique d'un plan d'eau et calcul de la densité comme étant uniquement reliée à la température. Sous ces hypothèses, nous avons développé un modèle statistique 0D de température de l'épilimnion et de l'hypolimnion au pas de temps mensuel. Pour atteindre les objectifs de simulation de l'évolution saisonnière et inter-annuelle des températures, le modèle est décomposé en trois étapes dont les buts sont décrits ici. A chaque étape, un modèle est proposé et est numéroté pour pouvoir les comparer simplement dans la suite du rapport.

1. Simulation annuelle de la température avec un modèle proche de celui de Ottosson and Abrahamsson (1998), calage et validation du modèle. MODELE 1
2. Calcul de l'épaisseur de l'épilimnion à partir des formules du TAB 2, dans le but de calculer le nombre de Wedderburn.
3. Proposition d'un autre critère de stratification, non pas basé sur un écart de température de 5°C mais basé sur soit un écart de densité, soit le nombre de Wedderburn. MODELE 2
4. Approche de la variabilité interannuelle de la température par le nombre de Wedderburn et la température de l'air. MODELE 3

Evaluation du modèle

A chaque étape, deux critères ont été calculés afin de caractériser et d'évaluer le modèle :

- Le coefficient de corrélation entre données observées et simulées permet d'évaluer l'ajustement des températures simulées aux températures observées (issues de l'algorithme présenté §2.). La droite de régression est également calculée et un regard a été porté à l'ordonnée à l'origine et à la pente. On rappelle qu'une pente de 1 et une ordonnée à l'origine de 0 signent une corrélation optimale entre les simulations et les observations.
- Le critère de Nash est utilisé dans le but d'évaluer l'amélioration du modèle à chaque étape et donc les contributions de chaque amélioration proposée. Les performances du modèle sont définies à partir des performances du modèle de l'étape précédente par la formule suivante :

$$Na = 1 - \frac{(T_{obs} - T_{sim})^2}{(T_{obs} - T_{ref})^2} \quad (13)$$

où T_{sim} correspond aux résultats de simulation par le modèle à l'étape n, T_{ref} les résultats de simulation du modèle à l'étape n-1 et T_{obs} les températures observées.

4 Développement du modèle et résultats

4.1 Critère d'application du modèle

Le modèle développé par Ottosson and Abrahamsson (1998) s'applique pour les plans d'eau où l'on peut distinguer deux couches et ce pendant au moins une partie de l'année : les plans d'eau dits monomictiques et dimictiques. D'après les données, d'autres plans d'eau, dits polymictiques, sont mélangés toute l'année. Le modèle de Ottosson and Abrahamsson (1998) ne peut donc s'appliquer tel quel. Afin de classer chaque plan d'eau en fonction de sa stratification (selon Lewis Jr (1983)) il est donc nécessaire de définir un critère, facilement calculable. [ce rapport §1.3].

D'après, Barbanti et al. (1996) et Pal'Shin et al. (2008) il est possible d'estimer la stabilité de la structure thermique grâce au rapport de l'épaisseur de l'épilimnion sur la profondeur maximale. Au premier ordre, dans le cas où ce rapport est supérieur à 1, l'épaisseur théorique de la couche de surface est supérieure à la profondeur maximale du plan d'eau. Il en résulte que cette épaisseur n'a pas de sens physique et que l'ensemble du plan d'eau peut être considéré comme un épilimnion. En d'autres termes, le plan d'eau est toujours mélangé. Malheureusement, la profondeur maximale est une donnée peu fiable dans la base de données utilisée car de nombreuses erreurs ont été mises en évidence. Afin de contourner ce biais, nous avons choisi de travailler à partir de la profondeur moyenne. Différentes études ont montré que la valeur critique du ratio varie entre 0,5 et 1. Dans cette étude, nous avons choisi d'utiliser une valeur critique du ratio de 0,7. Cette valeur semble, d'après les observations, la valeur limite permettant d'obtenir une stratification stable. Elle est de plus cohérente avec les valeurs proposées par Pal'Shin et al. (2008).

Ce critère est utilisé dans le but de savoir si le modèle développé par Ottosson and Abrahamsson (1998) peut être appliqué. Par conséquent, le modèle s'applique dans le cas où la profondeur moyenne est 1,5 fois supérieure à l'épaisseur théorique de l'épilimnion. Dans le cas contraire, le plan d'eau est considéré comme homogène et entièrement mélangé toute l'année et la température moyenne est calculée comme la moyenne des températures des deux couches.

Les différentes formules permettant de calculer l'épaisseur de l'épilimnion au milieu de l'été [ce rapport §3.2.1] sont utilisées. Les résultats sont comparés aux données de profondeur de la thermocline lors du mois le plus chaud (obtenues par l'algorithme présenté FIG 6). Il faut garder à l'esprit qu'il est discutable de comparer une épaisseur de l'épilimnion avec une profondeur de thermocline car l'épaisseur du métalimnion n'est pas toujours négligeable. De plus, tous les mois n'étant pas échantillonnés, le mois le plus chaud de la base de données ne correspond pas nécessairement au mois le plus chaud de l'année. Malgré ces deux limites, nous avons quand même souhaité comparer les résultats obtenus par les différentes formules pour choisir la plus appropriée, mais les résultats ne sont pas probants. En effet, les coefficients de régression entre observations et simulations valent 0,4 et donc aucune corrélation ne peut être faite entre les observations et les simulations. Faute de critère objectif, nous avons donc retenu la formule de Padisak and Reynolds (2003), plus précise et récente et souvent citée dans la littérature [ce rapport §3.2.1].

4.2 Calage de la température moyenne annuelle

La première étape du modèle de Ottosson and Abrahamsson (1998) consiste à obtenir la température moyenne annuelle de l'épilimnion [ce rapport §3.1]. Ces résultats doivent être comparés aux données dont nous disposons. Or il est important de rappeler que nous ne possédons que quelques mois d'échantillonnés, entre mars et novembre. N'ayant pas un échantillonnage mensuel, le calcul de la température moyenne annuelle à partir de la moyenne des températures

des mois échantillonnés est biaisée. Afin de corriger les moyennes calculées sur les mois échantillonnés et obtenir une évaluation de la température moyenne annuelle j'ai cherché à quantifier ce biais.

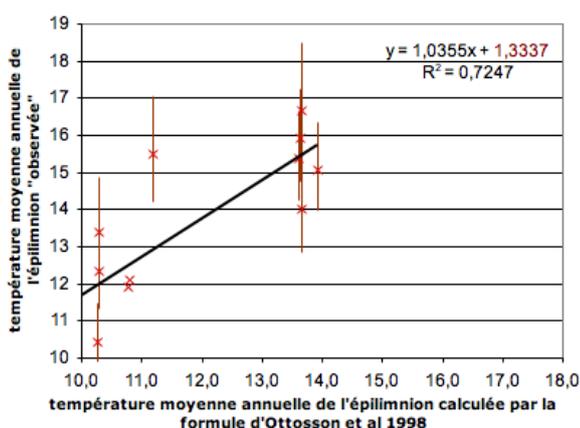
Quantification du biais

Afin de quantifier ce biais, une étude a priori a été menée sur les lacs d'Annecy et Léman. Ces deux lacs sont échantillonnés tous les mois depuis respectivement 1999 et 1974. Pour ces deux lacs, nous disposons donc d'une température annuelle plus proche de la réalité, que nous appellerons ici température annuelle « vraie ».

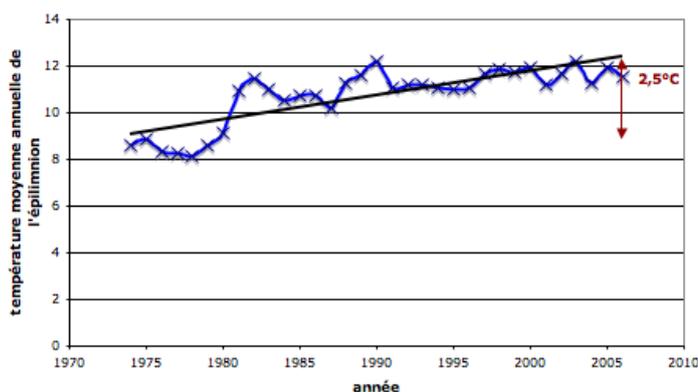
Pour les autres plans d'eau, seuls certains mois sont échantillonnés. L'ensemble des mois échantillonnés par campagne annuelle est retenu et nous appellerons cela une « combinaison de mois ». Nous disposons donc d'autant de combinaisons que du nombre de plans d'eau multiplié par le nombre d'années prospectées (soit 914). Pour chaque combinaison, j'ai calculé la moyenne des températures du lac Léman et du lac d'Annecy en utilisant uniquement les données des mois de la combinaison considérée. J'ai ensuite calculé la différence entre cette moyenne et la température moyenne annuelle « vraie ». Ce calcul est répété pour toutes les années échantillonnées du lac Léman et du lac d'Annecy. Au total nous obtenons donc, pour chaque combinaison, 41 valeurs d'écart entre la moyenne des températures sur une combinaison et la moyenne annuelle. Enfin, la moyenne des écarts et les écarts-types des écarts sont calculés et serviront à corriger les températures moyennes obtenues pour les lacs n'ayant que quatre mesures annuelles.

Correction du calcul de la température moyenne et comparaison avec les valeurs simulées

La moyenne annuelle de chaque plan d'eau est calculée par la moyenne des températures des mois échantillonnés, corrigée par la moyenne des écarts associée à cette combinaison. L'erreur sur cette valeur est évaluée à partir des écarts-types. Les températures moyennes annuelles ainsi corrigées sont représentées en fonction de la température calculée par le modèle d'Ottosson et les résultats sont présentés FIG 8(a). La droite de régression linéaire est calculée dans le but de tester la pertinence de la formule d'Ottosson.



(a) Comparaison entre les températures moyennes annuelles de l'épilimnion obtenues par la formule de Ottosson et al 1998 et les températures moyennes après correction.



(b) Evolution de la température moyenne annuelle de l'épilimnion du lac Léman : mise en évidence du réchauffement par rapport aux années 80's.

FIG. 8 – Mise en évidence du réchauffement entre les années 1980 et 2000 : justification du changement de la constante utilisée dans le modèle de Ottosson et al (1998).

Plusieurs remarques peuvent être faites :

- Le coefficient de corrélation obtenu est de 0,72, ce qui valide la relation. De plus, pour la majorité des plans d'eau les écarts-types recourent la droite de régression et donc l'erreur liée à l'échantillonnage est de l'ordre de grandeur de l'écart entre la température mesurée et simulée. On atteint ici les limites des données utilisées.
- On observe que l'ordonnée à l'origine est de 1,3, indiquant une sous-estimation systématique du modèle par rapport aux données. Cette information est corroborée par la figure de l'évolution de la température du lac Léman depuis les années 1974 (FIG 8(b)), sur laquelle on observe un réchauffement de l'ordre de 2,5°C entre les années 80 et l'actuel. Or Le modèle de Ottosson and Abrahamsson (1998) ayant été développé sur des données de température de 1983, la sous-estimation systématique peut s'expliquer par un réchauffement global depuis les années 80. Pour rendre compte du réchauffement moyen « observé » de 1,3°C, nous avons corrigé la formule de Ottosson and Abrahamsson (1998) d'une constante de 1,3 (eq 14 et FIG 9).

Une fois corrigée, l'équation utilisée devient :

$$MAET = 44 + 1,3 - \left(\frac{750}{90 - Lat^{0.85}} \right)^{1.29} - 0.1Alt^{0.5} - 0.25(Cont^{0.9} + 500)^{0.52} \quad (14)$$

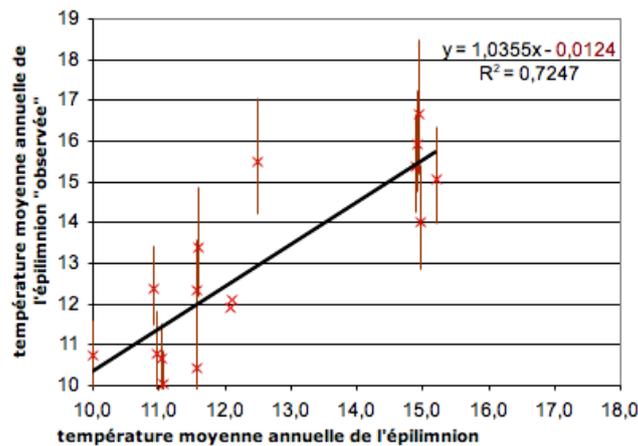


FIG. 9 – Comparaison entre températures moyennes annuelles de l'épilimnion modélisées par la formule ci-dessus et températures moyennes annuelles obtenues par la moyenne des mois échantillonnés et corrigée.

Les résultats obtenus nous permettent de valider cette étape de modélisation *a priori*. Cependant, il reste un biais possible du fait de la correction des températures moyennes annuelles, entre autres car il n'y a aucune raison de penser que le réchauffement soit homogène. Lors de l'étape de modélisation au pas de temps mensuel, une correction *a posteriori* pourra être faite sur la valeur de la température annuelle.

4.3 Calage du modèle stationnaire de température mensuelle

4.3.1 Etape de calage

Cette étape consiste à calculer, grâce au modèle de Ottosson and Abrahamsson (1998), les températures mensuelles des deux couches d'un plan d'eau. Les résultats de température de l'épilimnion obtenus par le modèle de Ottosson and Abrahamsson (1998) pour les lacs d'Annecy, Léman et le lac d'Allos sont présentés FIG 10.

On remarque que l'ajustement du modèle sur les données n'est pas idéal. Les variations saisonnières en particulier sont mal représentées pour les lac d'Annecy et Léman. De plus, pour

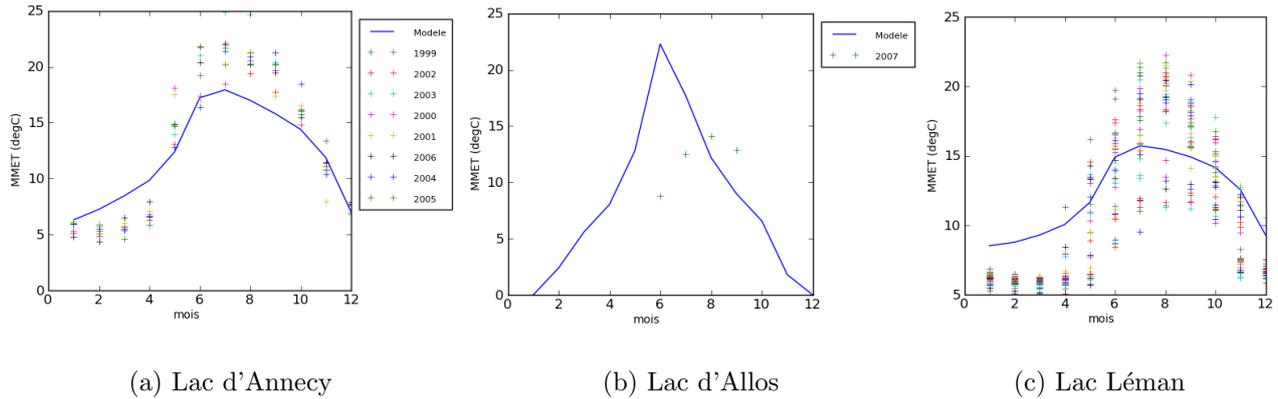


FIG. 10 – Résultats de simulation de la température mensuelle de l'épilimnion obtenus par le modèle de Ottosson and Abrahamsson (1998), en trait bleu, et comparaison avec les données mensuelles, en croix. La légende trop encombrante pour le lac Léman a été retirée mais les croix correspondent aux données des années 1974 à 2006.

les plans d'eau de haute altitude, comme le lac d'Allos (FIG 10), on observe une surestimation et un déphasage des pics de température l'été et une mauvaise représentation du gel du lac l'hiver car seuls les mois de décembre et de janvier sont gelés alors que le lac est gelé au moins jusqu'en février.

Première correction : Variabilité mensuelle

Les fonctions NORM et modulantes contrôlent la variabilité saisonnière dans le modèle (éq. 3). Nous avons donc joué sur ces deux fonctions pour améliorer la représentativité de la saisonnalité. Dans un premier temps, la constante au dénominateur de la fonction modulante (éq. 2) a été modifiée. Les résultats de simulation issus d'un faisceau de valeurs de cette constante, dans le cas du lac d'Allos et du lac d'Annecy sont présentés sur la FIG 11. A elle-seule, cette fonction ne permet pas de corriger l'erreur sur la saisonnalité qui reste trop peu extrême. Par exemple pour le lac d'Annecy (FIG 11), la sensibilité de la fonction modulante à la constante au dénominateur ne permet pas de reproduire (dans une gamme raisonnable de valeur) les températures observées au printemps (avril et mai) ni en fin d'été (août-septembre-octobre). C'est pourquoi je propose d'utiliser une autre fonction NORM (FIG 12) que j'ai obtenu en respectant la condition de moyenne nulle inhérente à cette fonction et dont les variations sont plus extrêmes pour satisfaire les observations ci-dessus (FIG 12). Plusieurs fonctions ont été testées et celle permettant la meilleure représentativité de la variabilité annuelle a été retenue.

Suivant l'équation 3, des modifications sur la fonction NORM se répercutent sur la fonction modulante : puisque la première est exagérée, la seconde doit être plus grande pour amoindrir ces effets. Les variables définies dans cette fonction modulante restent inchangés.

On peut se demander pourquoi la fonction NORM, proposée par Ottosson and Abrahamsson (1998), calée essentiellement sur des plans d'eau suédois ne s'applique pas dans notre cas. A première vue, on peut penser que la Suède étant à plus haute latitude que la France, les variabilités devraient être plus importantes, alors que nous observons l'effet inverse. Je pense que cela est essentiellement lié au climat et peut être à l'altitude. En effet, le climat dominant en Suède est le climat océanique alors qu'en France, de nombreuses régions ont un climat plus contrasté, de type continental.

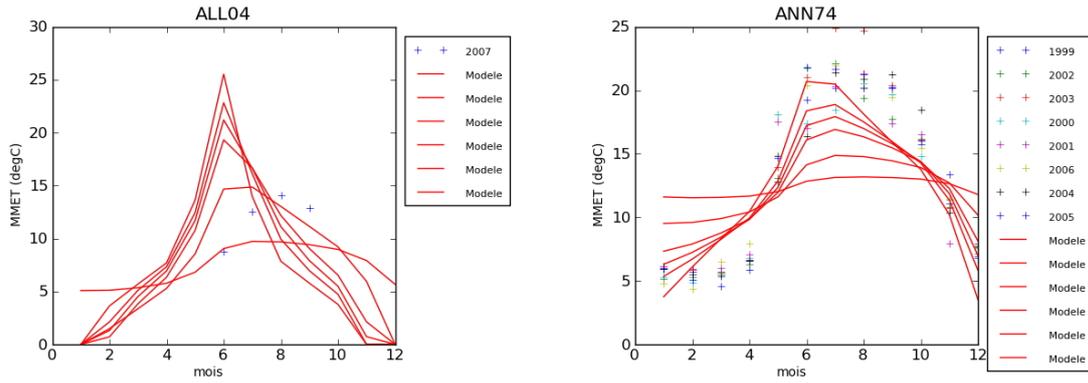


FIG. 11 – Changement de la fonction modulante pour le calcul de la température mensuelle de l'épilimnion : présentation d'un faisceau de résultats obtenus uniquement par modification de la fonction modulante.

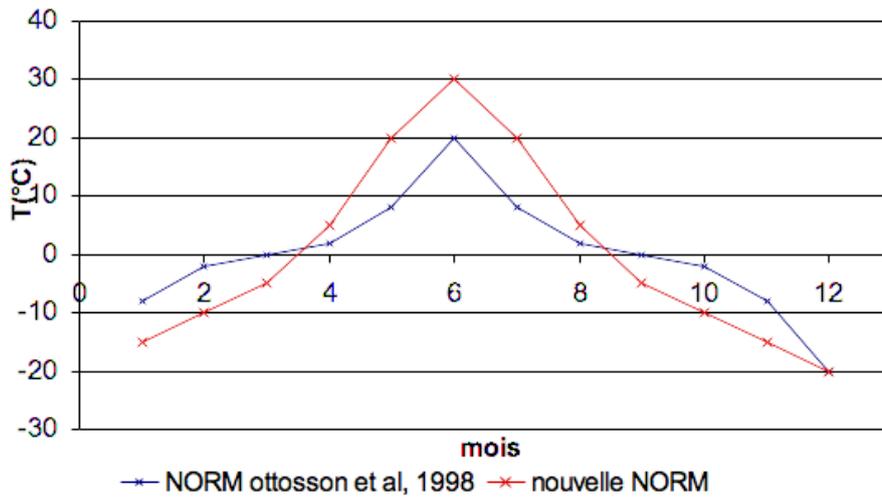


FIG. 12 – Fonctions NORM : Comparaison entre la NORM définie dans le modèle de Ottosson and Abrahamsson (1998) et celle utilisée dans l'étude.

Deuxième correction : Sous-estimation des lacs de haute altitude, et prise en compte du gel des couches de surface

Pour palier la sur-estimation des températures tout au long de l'année des plans d'eau de haute altitude, je propose de donner plus d'importance à l'altitude dans le calcul de la température moyenne annuelle. La formule de Ottosson and Abrahamsson (1998) est ainsi corrigée *a posteriori* :

$$MAET = 45,3 - \left(\frac{750}{90 - \text{Lat}^{0.85}} \right)^{1.29} - 0.1(\text{Alt} + a)^{0.5} - 0.25(\text{Cont}^{0.9} + 500)^{0.52} \quad (15)$$

avec $a=0$ si $\text{alt} < 1000$; $a=1$ si $1000 < \text{alt} < 2000$; $a=9$ si $2000 < \text{alt}$.

De plus, dans le cas où la température de l'épilimnion calculée est inférieure à 0, elle est corrigée à 0 par le modèle. Par conséquent, cela modifie la température annuelle qui sera alors plus grande. C'est pourquoi je propose une boucle de correction de la température annuelle : la température annuelle est calculée par la moyenne des températures mensuelles et est comparée à celle calculée par la formule (15). La différence est ajoutée à tous les mois pour lesquels le plan d'eau n'est pas gelée. La boucle est itérative jusqu'à ce que la différence entre les températures

annuelles soit nulle.

Troisième correction : calcul de la température moyenne les mois où les plans d'eau sont homogènes en température

Dans le modèle de Ottosson and Abrahamsson (1998), les mois où la différence de température entre la couche de surface et de profondeur d'un plan d'eau est inférieure à 5°C , le plan d'eau est considéré comme homogène. Dans notre étude, la température moyenne de l'ensemble du plan d'eau est calculée par la moyenne des températures des deux couches pondérées par un indice de volume et non pas par la moyenne arithmétique des deux températures comme il est proposé dans le modèle de Ottosson and Abrahamsson (1998). Pour plus de simplicité, l'indice de volume choisi est l'épaisseur de chaque couche, celle de l'épilimnion est calculée par la formule de Padisak and Reynolds (2003), tandis que celle de l'hypolimnion est calculée par la différence entre la profondeur moyenne et l'épaisseur de l'épilimnion. Cela revient à approximer le lac à un rectangle de même volume et surface et induit donc une erreur sur la répartition des masses d'eau. Pour plus de précision, nous aurions pu utiliser les volumes de chaque couche calculés par la formule de Johansson et al. (2007) comme dans l'algorithme 7, mais cela n'a pas pu être fait faute de temps.

4.3.2 Récapitulation des améliorations proposées et présentation des résultats

Les modifications réalisées lors de cette étape de calage du modèle sont de trois types :

- choix d'une autre fonction NORM, plus adaptée aux variations observées
- modification *a posteriori* de la température annuelle de l'épilimnion pour rendre compte de la température des lacs de haute altitude
- calcul pondéré de la température moyenne les mois où les plans d'eau sont homogènes

Les résultats de la simulation pour les trois lacs évoqués ci-dessus sont présentés FIG 13.

L'ajustement du modèle aux données est visuellement meilleure. Le coefficient de corrélation, calculé sur l'ensemble des lacs d'étude, obtenu à cette étape est de 0,858. La valeur élevée du coefficient de corrélation est à relativiser car elle souligne le fait que la variabilité saisonnière est globalement bien représentée. Le critère de Nash calculé par comparaison entre les simulations obtenues après calage et avant est de 62% pour l'épilimnion et 78% pour l'hypolimnion. Ce résultat souligne la pertinence des améliorations proposées. Le modèle obtenu à l'issue de ces étapes est stationnaire et est appelé MODELE 1.

4.4 D'un modèle stationnaire à un modèle transitoire

Le MODELE 1 est stationnaire à l'échelle de l'année, c'est-à-dire que chaque année les variations de température sont les mêmes. L'un des objectifs de cette étude est d'obtenir un modèle qui fonctionne en régime transitoire. La représentation de la température observée et celle simulée au cours des années met en évidence deux objectifs pour le modèle transitoire (FIG 14) :

1. La mise en place de la stratification et du mélange est différente selon les années. Dans cet exemple, le mélange automnale simulé par le modèle est précoce pour les années 1999, 2000 et 2001 (FIG 14).
2. Les variations inter-annuelles de température sont importantes et il serait bon que le modèle développé en rende compte. Cela permettrait de comparer des plans d'eau échantillonnés deux années différentes et offre les perspectives d'un modèle applicable dans le cadre d'un changement climatique global (FIG 14).

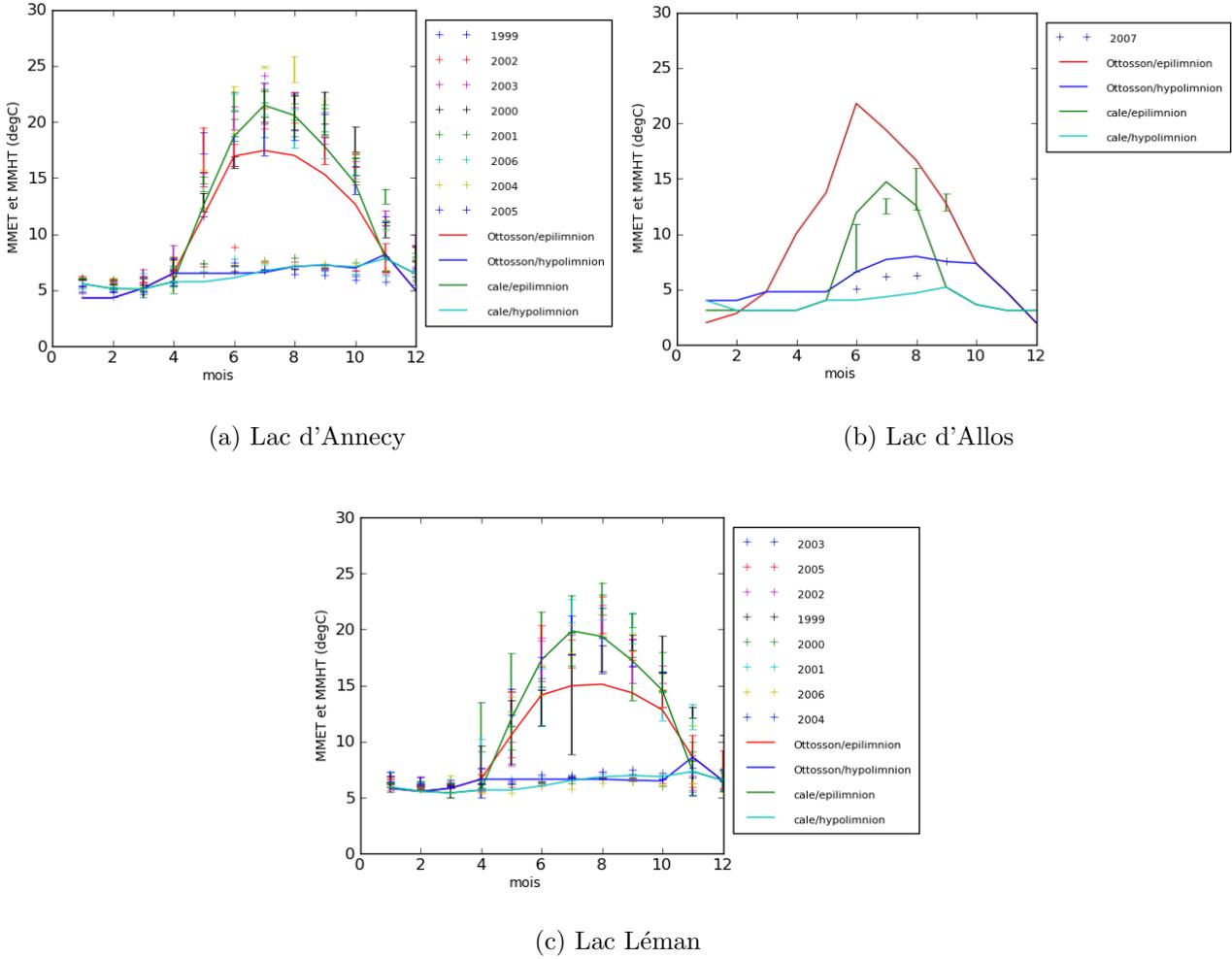


FIG. 13 – Résultats de simulation de la température mensuelle obtenus par le modèle de Ottosson and Abrahamsson (1998) brut en trait rouge pour l'épilimnion, bleu foncé pour l'hypolimnion ; du modèle recalé en trait vert pour l'épilimnion, et bleu clair pour l'hypolimnion. Les données mensuelles observées figurent en croix. Les barres d'erreur correspondent aux erreurs liées à la variabilité journalière, comme décrit §2.2.5.

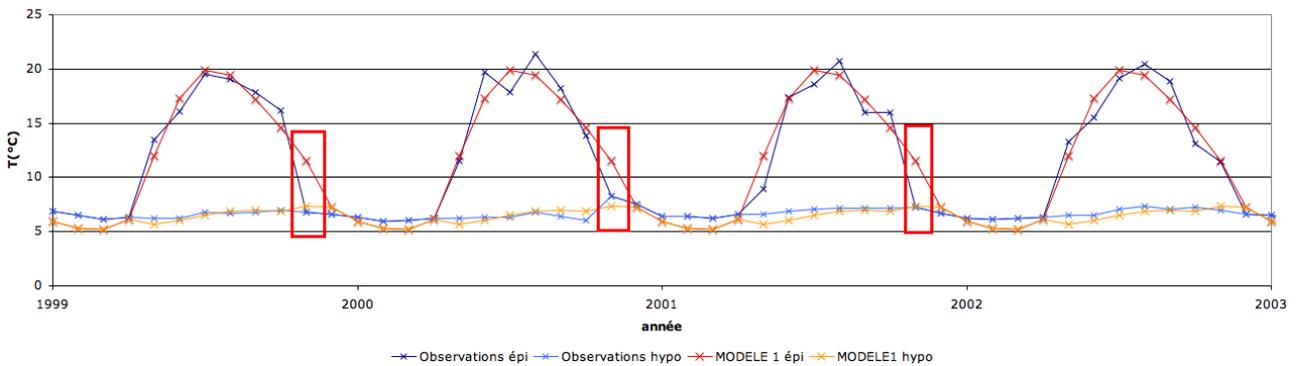


FIG. 14 – Comparaison entre les données observées et celle simulées par le MODELE1 : mise en évidence de la mauvaise représentation de la stratification.

Dans un premier temps, je me suis intéressée à bien représenter les périodes de mélange, à partir d'un critère de stratification basé sur les contraintes physiques qui favorisent ou limitent la mise en place d'une stratification (nombre de Wedderburn, Thompson and Imberger (1980)).

4.4.1 Calcul du nombre de Wedderburn

Pour calculer le nombre de Wedderburn, nous devons disposer des données suivantes : la différence de densité entre la couche de surface et de profondeur, l'épaisseur de l'épilimnion, la vitesse du vent et le fetch (§3.2.1). Afin d'être incorporé au modèle, le nombre de Wedderburn doit être calculé au pas de temps mensuel.

La différence de densité entre la couche de surface et la couche de profondeur est obtenue à partir de la température simulée par le MODELE 1 et de la formule de densité en fonction de la température utilisée §1.3. La densité est donc, comme la température, calculée chaque mois. L'épaisseur de l'épilimnion est calculée comme précédemment par la formule de Padisak and Reynolds (2003). Elle est considérée comme constante toute l'année, c'est-à-dire que nous négligeons l'enfoncement automnal de la thermocline, approximation forte qui ne sera pas testée faute de données. Ces deux variables du nombre de Wedderburn sont à l'échelle mensuelle. En revanche, la vitesse du vent et la direction du vent sont des données disponibles toutes les 6h.

Il se pose alors la question du calcul du nombre de Wedderburn mensuel puisqu'il y a au moins deux possibilités :

- Soit on calcule un nombre de moyen défini par le produit de la moyenne de chaque coefficient. Sachant que seuls u et L ne sont pas définis à l'échelle du mois, cela revient à l'expression suivante :

$$\overline{W}_1 = \frac{\Delta\rho.g.h^2}{\rho.\overline{u}^*{}^2\overline{L}} \quad (16)$$

avec \overline{u}^* la moyenne des vitesses de l'eau en surface et \overline{L} la moyenne des fetchs.

- Soit on calcule la moyenne des nombres de Wedderburn calculés à chaque pas de temps, soit toutes les six heures, ce qui revient à l'expression suivante :

$$\overline{W}_2 = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n W_{6k} \quad (17)$$

avec n le nombre de tranches de 6 heures par mois.

Les variables u et L n'ont un sens que par leur produit car elles donnent une indication sur l'énergie apportée par le vent, donnée quantifiable. L'intensité et la distance du plan d'eau dans la direction du vent, dissociées et calculées séparément ne représentent rien physiquement. C'est pourquoi nous avons fait le choix de calculer l'énergie moyenne mensuelle et non pas une énergie virtuelle correspondant à la moyenne des valeurs prises par les variables qui la définit. La formule (17) est donc retenue.

4.4.2 Proposition d'un autre critère de stratification/mélange des plans d'eau

La représentation du nombre de Wedderburn en fonction du temps et les observations de température du lac Léman est proposée sur la FIG 15.

Elle permet de mettre en évidence une corrélation entre l'état stratifié ou homogène d'un plan d'eau en fonction du nombre de Wedderburn. On retrouve un critère souvent évoqué dans la littérature : lorsque le nombre de Wedderburn est inférieur à 3 alors le lac est homogène et il est stratifié sinon (FIG 15). Pour l'année 2003 cette corrélation n'est pas observée et on peut penser que cela est lié à la canicule de l'été qui a stabilisé d'autant plus la thermocline [Jankowski et al. (2006)]. La corrélation a aussi été observée tous les ans sur le lac d'Annecy. C'est pourquoi je propose de remplacer le critère utilisé par Ottosson and Abrahamsson (1998) (basé sur une différence de 5°C entre la surface et la profondeur) par un critère sur le nombre de Wedderburn. Avant cela, j'ai testé un critère de densité, mais les résultats n'étaient pas améliorés. Le modèle ainsi développé est appelé MODELE 2.

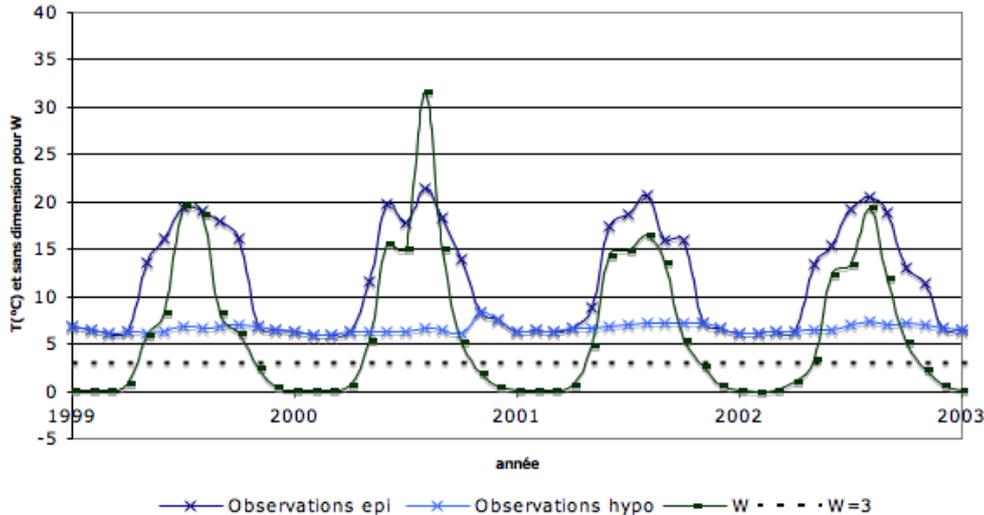


FIG. 15 – Corrélation entre le nombre de Wedderburn et l'état stratifié/homogène du lac au niveau du lac Léman.

Les résultats obtenus par modification du critère de startification/mélange sont quantifiés à partir du coefficient de corrélation obtenu et du critère de Nash entre le MODELE 1 et le MODELE 2. Le coefficient de corrélation à cette étape est de 0,86. Le critère de Nash est de 49% pour l'épilimnion et 48% pour l'hypolimnion. Les résultats en terme de simulation des valeurs de température ne sont pas vraiment améliorés puisque seuls certains mois sont affectés par cette modification. Cependant c'est très important en terme de processus et de compréhension du fonctionnement d'un plan d'eau.

4.4.3 Variabilité inter-annuelle

Après avoir corrigé les problèmes liés aux processus de mélange et de stratification, j'ai cherché à améliorer la variabilité inter-annuelle des simulations de la température des plans d'eau. Pour cela, disposant des données de température et du nombre de Wedderburn, j'ai réalisé une régression multi-linéaire sous R entre les observations, le MODELE 2, la température de l'air et le nombre de Wedderburn. Les résultats de la régression donnent l'expression suivante :

$$\text{MODELE3}_{epi} = 1,75 + 0,75 \cdot \text{MODELE2}_{epi} + 0,08 \cdot W + 0,08 \cdot T_{air}$$

Le coefficient de corrélation obtenu est 0,86 et le critère de Nash entre le MODELE 3 et le MODELE 2 vaut 45% pour l'épilimnion et 52% et l'hypolimnion. Les résultats sont présentés pour l'ensemble des plans d'eau en annexe. Cette étape est décevante car les critères caractérisent une faible amélioration et mérite d'être approfondie.

4.4.4 Synthèse des étapes de développement du modèle

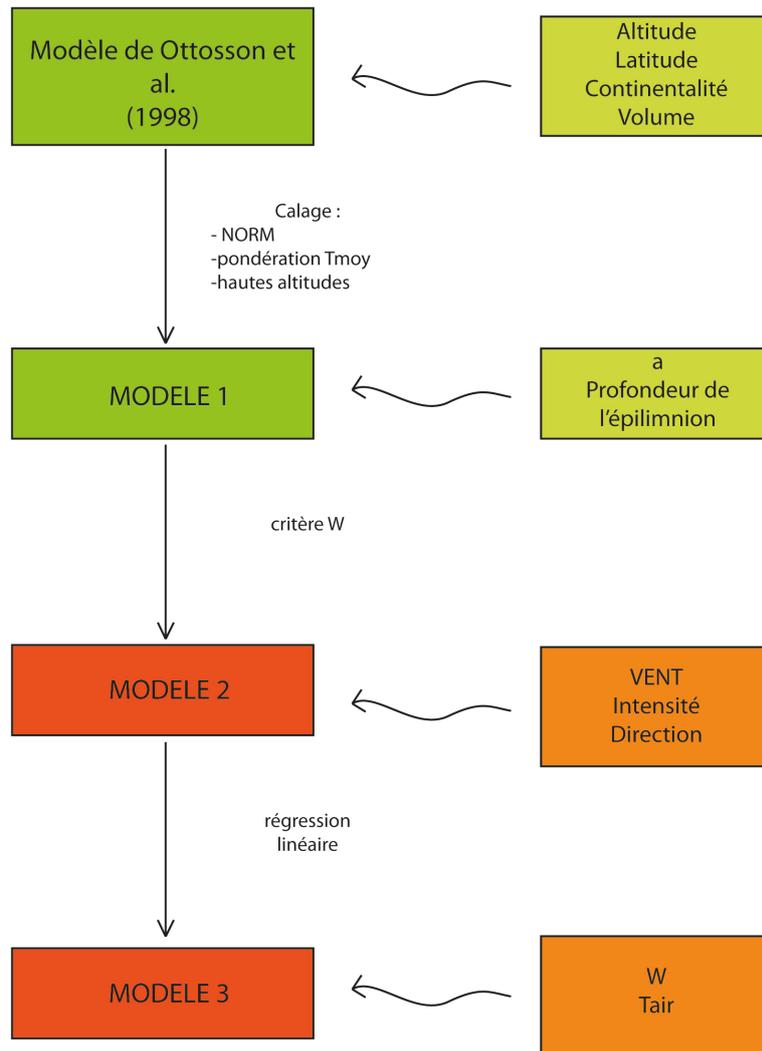


FIG. 16 – Schéma récapitulatif des étapes de développement du modèle : A gauche figurent les différentes étapes du modèle, à droite les données nécessaires. Le code couleur est le suivant : en vert les modèles stationnaires, en vert clair les données fixes, en rouge les modèles transitoires et en orange les données qui varient avec le temps..

5 Discussion

5.1 Capacité du modèle développé

Le MODELE 3 répond aux différentes problématiques posées. Tout d'abord il permet d'estimer le fonctionnement thermique des plans d'eau naturels nationaux au pas de temps mensuel. La température des plans d'eau non échantillonnés peut être estimée a priori grâce à la large gamme de variables environnementales couverte par le modèle. De plus, le régime transitoire permet de comparer les données de température de deux plans d'eau en dissociant la part liée à la différence entre les plans d'eau et la part liée aux conditions climatiques. Enfin l'outil développé peut être utilisé dans un contexte de variations à courte échelle de temps des conditions climatiques.

L'avantage principal de ce modèle est qu'il nécessite peu de données d'entrée et qu'il s'applique pour des plans d'eau d'une profondeur allant de 1m à 310m. Ces deux conditions sont rarement réunies dans la littérature. Le modèle Flake par exemple développé par Mironov et al. (2003) permet à partir de données d'entrée de latitude, longitude, profondeur moyenne et coefficient d'extinction de la lumière d'obtenir entre autres l'évolution de la température au cours de l'année. Il est toutefois important de noter qu'il est construit sur un schéma complètement différent de notre modèle : il s'agit d'un modèle à base physique et non d'un modèle empirique. Les données environnementales ne sont pas utilisées directement dans FLake comme c'est le cas dans notre modèle, mais permettent de localiser le plans d'eau pour en sortir les variables physiques d'entrée (précipitation, évaporation...) Ce modèle est basé sur une puissante base de données qui permet à n'importe quel utilisateur de connaître la température d'un plan d'eau sans disposer directement de toutes les données contraignantes d'un modèle à base physique. Cependant, il ne s'applique que pour des lacs dits peu profonds [Mironov et al. (2003), Mironov (2008)]. En effet, il a été testé pour le lac Léman et simule un lac toujours stratifié alors que ce n'est pas le cas. Le modèle développé par Pierre Alain Danis quant à lui donne des résultats très précis sur le lac d'Annecy et rend bien compte du fonctionnement de ce plan d'eau mais est difficilement généralisable puisqu'il nécessite des données de rayonnement, de précipitation [Danis (2003)]. Enfin le modèle DYRESM utilisé par Solène Dutordoir sur la retenue de Bimont sous-estime les températures en particulier au niveau de la zone de la thermocline et ne permet pas pour l'instant une bonne compréhension du fonctionnement thermique du plan d'eau. C'est pourquoi, dans l'objectif fixé d'un modèle applicable à une large échelle, apportant une connaissance transitoire sur le fonctionnement thermique mensuel d'un plan d'eau et en particulier des cycles de stratification et de mélange, il n'est pas nécessaire d'utiliser des modèles nécessitant beaucoup de données et de temps de calcul.

5.2 Limites du modèle développé

L'incertitude la plus grande du modèle vient du nombre limité de données disponibles et ce à plusieurs niveaux : le nombre de plans d'eau suivis et le nombre de campagnes d'échantillonnage par plan d'eau.

En effet, seuls les lacs d'Annecy et le lac Léman sont régulièrement suivis et donc les étapes de calage ont été essentiellement basées sur ces deux lacs. Or ce sont deux des trois plus grands lacs français en surface et volume et ils sont situés dans une région à climat continental. Pourtant le modèle développé est appliqué à des lacs peu profonds, en climat océanique. C'est pourquoi, la correction de 1,3 des effets du réchauffement, appliquée sur l'ensemble des plans d'eau nationaux alors que ce dernier est différent en fonction des régions est discutable.

Le nombre de campagnes d'échantillonnage par plan d'eau est limité à quatre par an et il est donc difficile de différencier la part liée à la variabilité journalière, saisonnière et mensuelle dans les mesures de température. Dans cette étude, nous avons dû faire l'hypothèse que la

température mesurée un jour correspond à la température mensuelle moyenne, et nous avons cherché à quantifier l'erreur via les écarts de température enregistrés au sein de l'épilimnion. Pour une approche beaucoup plus pertinente et précise, il faudrait disposer de données journalières sur plusieurs années pour plusieurs plans d'eau. Une transformée de Fourier par exemple permettrait probablement de différencier les signaux de période journalière, mensuelle, bimensuelle, annuelle... Cette analyse permettrait de mieux quantifier les erreurs faites dans cette étude. D'un point de vue fondamental il serait aussi intéressant de comprendre comment se décompose le signal de température d'un plan d'eau avec le temps, et comment cela varie en fonction de sa profondeur moyenne par exemple.

De plus, cela permettrait je pense une meilleure calibration par rapport à la température de l'air. En effet, cette dernière peut être décomposée en série de Fourier et il serait intéressant de voir si l'on retrouve les mêmes signaux et s'ils sont en phase ou non. On peut penser que la capacité calorifique de l'eau étant beaucoup plus importante, les signaux sont probablement atténués et décalés, mais les périodes sont probablement sensiblement semblables. Dans notre étude, du fait d'un manque de données, j'ai proposé une régression multi-linéaire entre la température de l'eau et celle de l'air alors qu'une décomposition amont de chacun des signaux serait plus pertinente. En outre, d'autres modèles pourraient être testés, en particulier, la température de l'eau étant atténuée par rapport à la température de l'air, un modèle d'équation différentielle comme celui utilisé par Ottosson and Abrahamsson (1998) (reliant les fonctions smth et NORM serait pertinent) serait très intéressant à tester.

Enfin, nous pouvons revenir sur toutes les incertitudes et les biais qui ont été soulevés à chaque étape du fait de détails de calcul et de choix « techniques ». Leur quantification est un point faible de cette étude. Cependant, la plupart de ces incertitudes sont aisément corrigibles par des études de sensibilité plus poussées et un peu plus de temps. Pour plus de clarté, ils ont été regroupés dans un tableau et les paragraphes associés à chacun de ces biais sont mentionnés.

	Limites	§
TRAITEMENT DE DONNEES	- négligence de la structure 3D d'un plan d'eau	2.2.5.
	- pas de connaissance de la précision des mesures	2.2.5.
	- un profil représentatif de l'ensemble du mois	2.2.5.
MODELE 3	- prise en compte de Pmoy au lieu de Pmax	4.1.
	- correction de la MAET sur deux lacs	4.2.
	- pas d'estimation de la variabilité de la pente	4.2.
	- calibrage de la NORM pas assez rigoureux	4.3.
	- pondération par les épaisseurs au lieu des volumes	4.3.

TAB. 3 – Synthèse de l'ensemble des incertitudes soulevées lors de l'élaboration des modèles.

5.3 Perspectives d'application du modèle

Le modèle développé offre des perspectives d'application très intéressantes, en terme de compréhension des cycles bio-physico-chimiques des éléments au sein d'un plan d'eau mais aussi en terme de compréhension des écosystèmes aquatiques.

Applications en terme de cycles bio-physico-chimiques au sein d'un plan d'eau

Le modèle représente correctement les cycles de mélange et de stratification et permet donc de connaître les durées de la stratification avec une précision au mois. Or Nurnberg (1995) relie la durée de la période de stratification avec la durée de la période d'anoxie et relèvent les

conséquences importantes que celle-ci peut avoir en terme écologique. De même, à partir de l'exemple de la canicule de 2003, Jankowski et al. (2006) met en évidence le lien entre l'appauvrissement en oxygène et la durée de la stratification. Il en conclue qu'une bonne connaissance du fonctionnement thermique d'un plan d'eau permet d'évaluer les risques d'anoxie et d'eutrophisation d'un plan d'eau.

De plus, à partir de la durée de la période d'anoxie, Nurnberg (1995) propose un calcul de la productivité primaire. Håkanson and Boulion (2001) relie directement cette dernière à la structure thermique d'un plan d'eau. Håkanson et al. (2004) ont également développé un modèle complet de circulation des éléments et des sédiments dans un plan d'eau. La routine de la température dans le modèle est basée sur le modèle de Ottosson and Abrahamsson (1998).

Des applications en terme de transport des éléments dans un plan d'eau ont déjà été menées et le modèle développé peut permettre de connaître des paramètres tels que la durée de l'anoxie ou la productivité primaire. Dans le cadre de la DCE et de l'évaluation de l'état écologique d'un plan d'eau cela a un grand intérêt.

Limites des modèles thermiques pour expliquer les cycles bio-physico-chimiques

Matthews and Effler (2006) montrent que d'autres facteurs doivent être pris en compte pour expliquer l'anoxie des couches profondes comme des changements de sédimentation par exemple. De plus, dans le cas d'une eutrophisation importante d'un plan d'eau, la concentration en soluté devient non négligeable et la température ne peut pas être seule considérée pour évaluer la dynamique d'un plan d'eau [Garibaldi et al. (1996)]. Boehrer and Schultze (2008) démontrent aussi que l'on ne peut pas se focaliser uniquement sur la température pour expliquer et comprendre la stratification des lacs.

Par conséquent, bien que la connaissance de la structure thermique d'un plan d'eau permette d'appréhender des facteurs biologiques comme l'anoxie, il ne faut pas perdre de vue que d'autres facteurs doivent être modélisés pour avoir une évaluation pertinente des cycles bio-physico-chimiques d'un plan d'eau.

Applications en écologie lacustre

Au 19e siècle, Bergman mettait en évidence le lien entre la taille des animaux et leur environnement : plus il fait froid et plus les animaux sont gros. Aujourd'hui la corrélation entre la structure en taille des poissons et la température de l'eau est toujours un domaine de recherche. Emilie Lefol, stagiaire au Cemagref a ainsi utilisé le modèle développé dans cette étude pour tester cette corrélation sur les données de poissons dont elle dispose. En plus de mettre en évidence la corrélation entre ces deux variables, les études actuelles tendent aussi à l'expliquer par l'étude de la réponse physiologique des poissons aux variations de température.

Conclusion

Dans cette étude, un outil de modélisation 0D de la température mensuelle de surface et de profondeur des plans d'eau a été développé à partir d'un modèle empirique stationnaire. Ce modèle répond aux objectifs fixés. Premièrement, cet outil est applicable pour l'ensemble des plans d'eau nationaux naturels. En effet, ce modèle a été calé pour une gamme de variables environnementales couvrant le territoire métropolitain et les données d'entrée nécessaires sont disponibles pour tous les plans d'eau dans la base Plan d'Eau du Cemagref. Deuxièmement, cet outil permet aujourd'hui de reproduire une part de la variabilité inter-annuelle des températures de surface et de fond. Enfin, il est simple d'utilisation et demande peu de puissance de calcul.

L'approche de modélisation choisie a permis de mettre en évidence que le protocole défini par la DCE est insuffisant pour comprendre le fonctionnement thermodynamique d'un plan d'eau. Le suivi des températures devrait être étendu aux mois d'hiver.

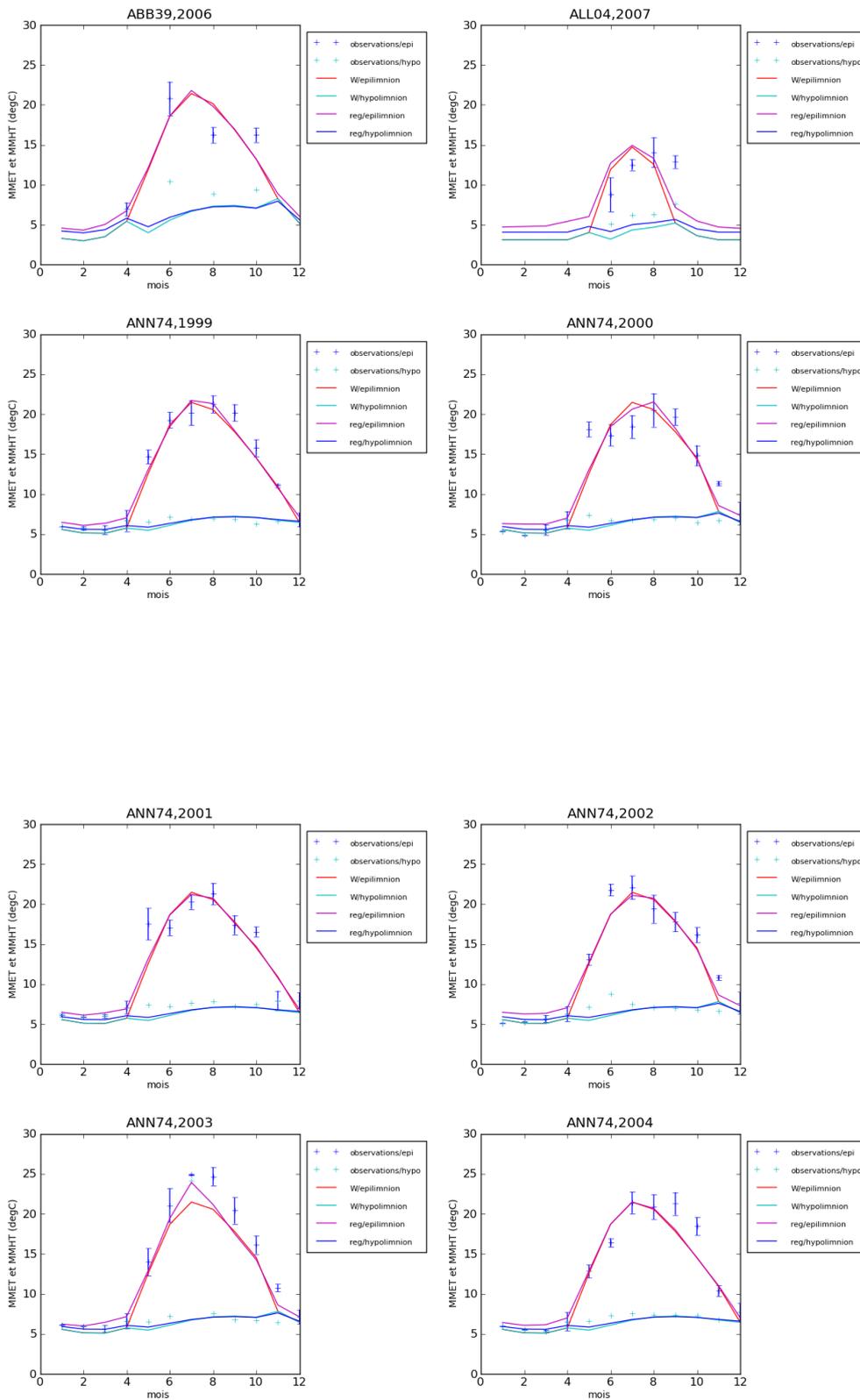
D'un point de vue théorique, le modèle empirique stationnaire a été rendu transitoire par l'incorporation de variables caractéristiques de processus physiques. Cette approche originale, réalisée grâce à l'utilisation du nombre sans dimension de Wedderburn, mérite d'être approfondie et offre des perspectives d'application multiples.

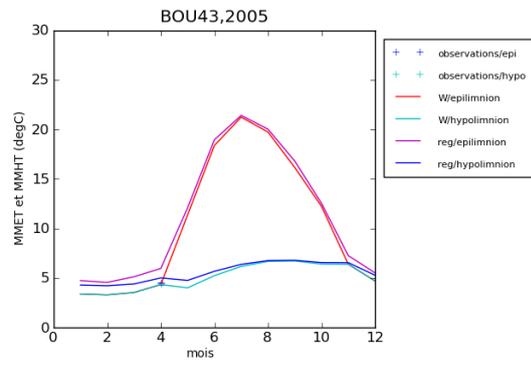
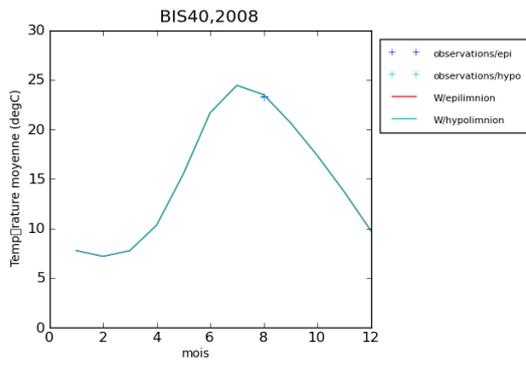
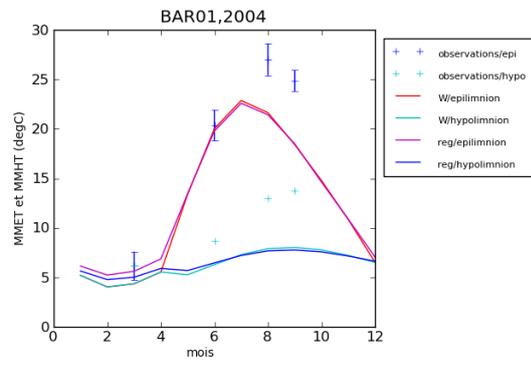
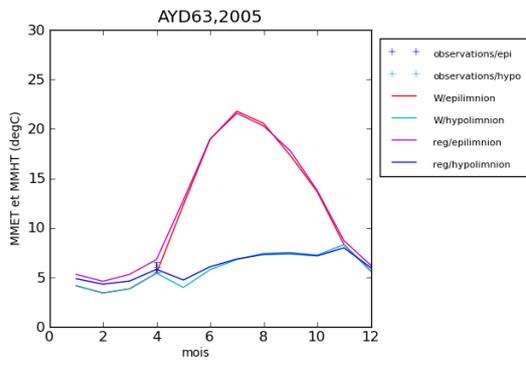
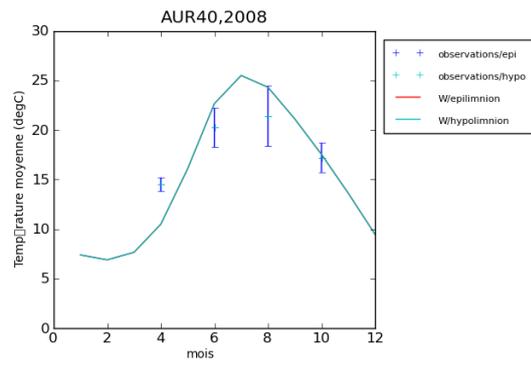
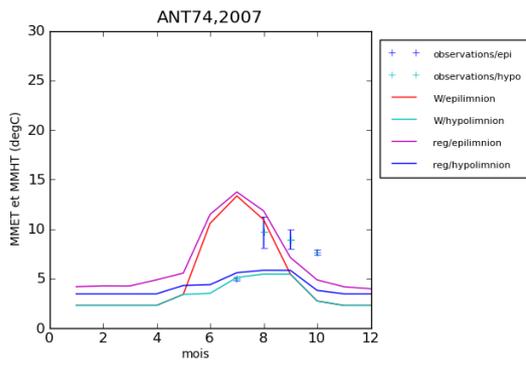
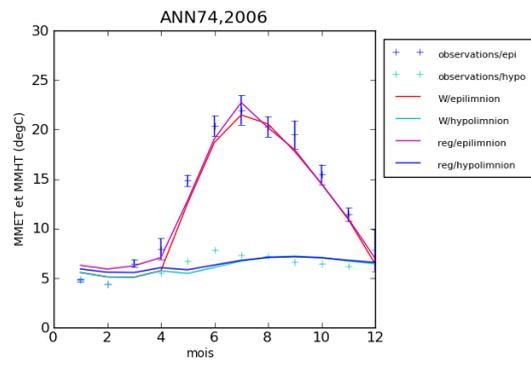
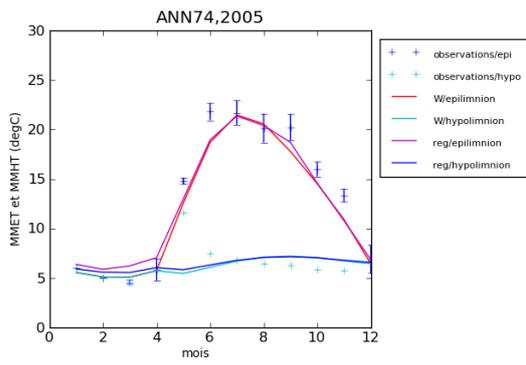
Références

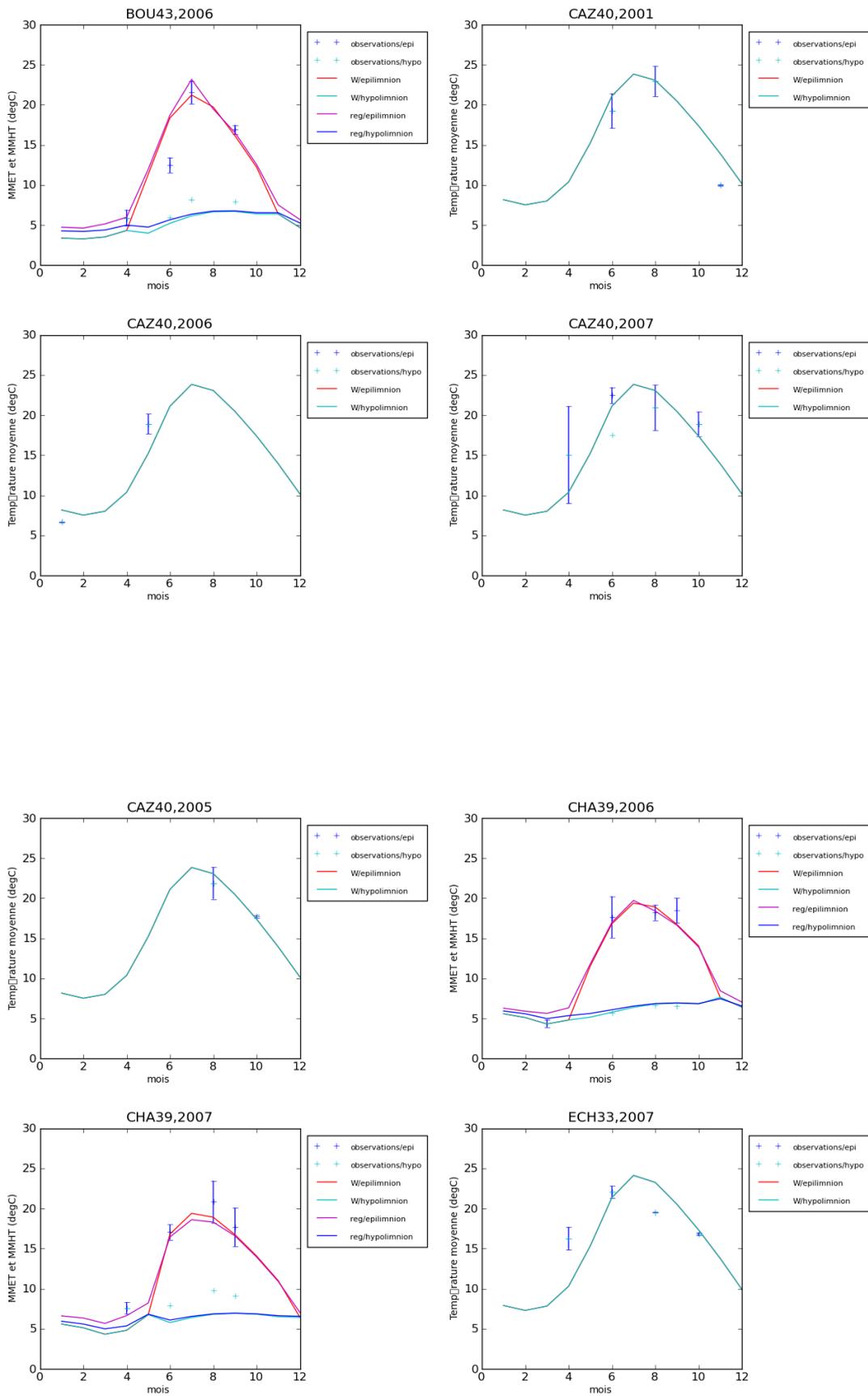
- Barbanti, L., Pompilio, L., and Ambrosetti, W. 1996. Morphometry and thermal stratification in italian lakes. 2. the "depth ratio" as a predictive index of thermal structures. *Mem. IST. ital. Idrobiol.*, 54 :31–42.
- Boehrer, B. and Schultze, M. 2008. Stratification of lakes. *Reviews of Geophysics*, 46(2).
- Danis, P. 2003. *Modélisation du fonctionnement thermique, hydrologique et isotopique de systèmes lacustres : sensibilité aux changements climatiques et amélioration des reconstructions paléoclimatiques*. PhD thesis, LSCE.
- de l'écologie et du Développement Durable, M. 2003. *La directive Cadre Européenne sur l'eau : Une nouvelle Ambition pour la politique de l'eau*. Ministère de l'écologie et du Développement Durable.
- Garibaldi, L., Brizzio, M., Varallo, A., and Mosello, R. 1996. Water chemistry of the meromictic lake idro (northern italy). *Mem. IST. ital. Idrobiol.*, 54 :77–96.
- Håkanson, L. 1981. *A manual of lake morphometry*. Berlin, Heidelberg, New York : Springer-Verlag.
- Håkanson, L., Blenckner, T., and Malmaeus, J. 2004. New, general methods to define the depth separating surface water from deep water, outflow and internal loading for mass-balance models for lakes. *Ecological Modelling*, 175(4) :339–352.
- Håkanson, L. and Boulion, V. 2001. A practical approach to predict the duration of the growing season for european lakes. *Ecological Modelling*, 140(3) :235–245.
- Heggen, R. 1983. Thermal dependent properties of water. *Journal Hydrological Engineering*, 109 :298–302.
- Hostetler, S. 1990. Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of harney-malheur lake, oregon. *Water Resources Research*, 26(10) :2603–2612.
- Hutchinson, G. 1957. *A treatise on Limnology. Geography, Physics and Chemistry*, volume 1. John Wiley, New York.
- Imberger, J. 1985. The diurnal mixed layer. *Limnology and Oceanography*, 30(4) :737–770.
- Jankowski, T., Livingstone, D., Bührer, H., Forster, R., and Niederhauser, P. 2006. Consequences of the 2003 european heat wave for lake temperature profiles, thermal stability, and hypolimnetic oxygen depletion : Implications for a warmer world. *Limnology and Oceanography*, pages 815–819.
- Johansson, H., Brodin, A., and Håkanson, L. 2007. New approaches to the modelling of lake basin morphometry. *Environmental Modeling and Assessment*, 12(3) :213–228.
- Lewis Jr, W. 1983. A revised classification of lakes based on mixing. *Aquat. Sci.*, 40 :1779–1787.
- Loewen, M., Ackerman, J., and Hamblin, P. 2007. Environmental implications of stratification and turbulent mixing in a shallow lake basin. *Canadian journal of fisheries and aquatic sciences*, 64(1) :43–57.

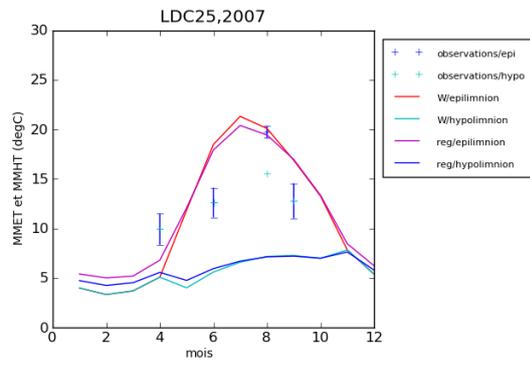
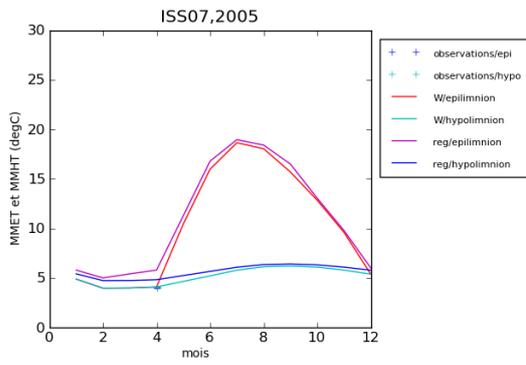
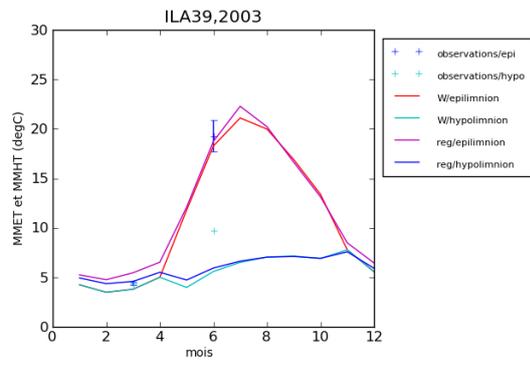
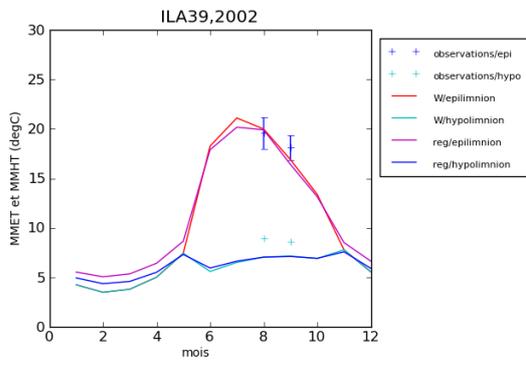
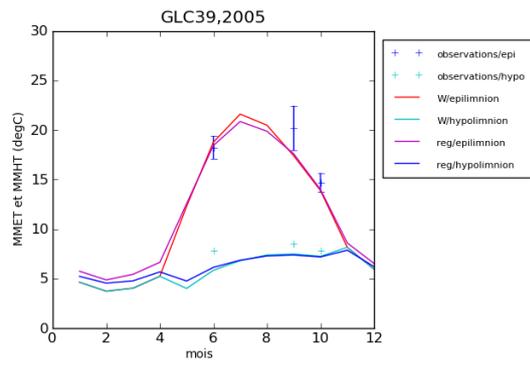
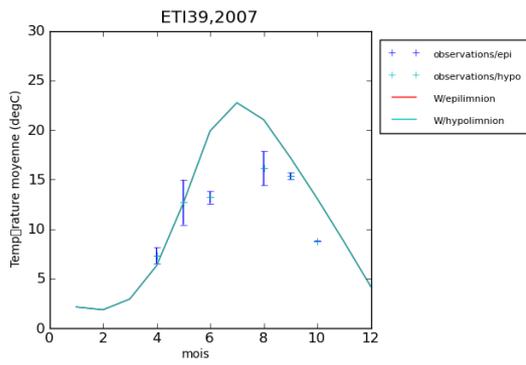
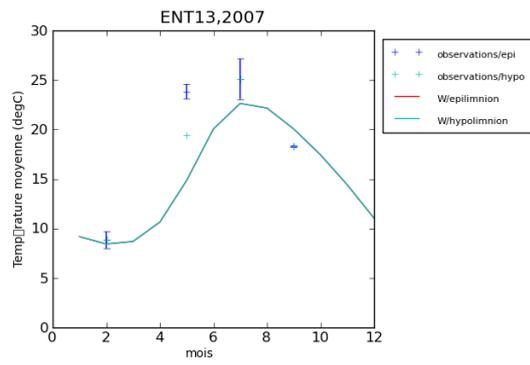
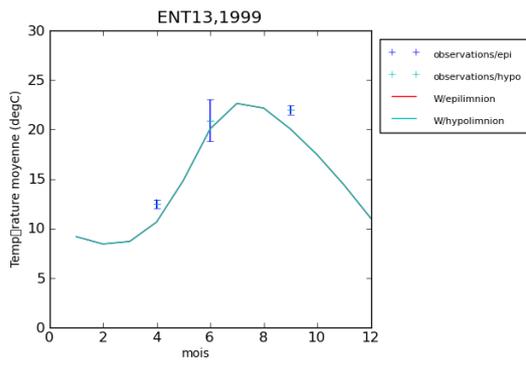
- Mason, N., Irz, P., Lanoiselée, C., Mouillot, D., and Argillier, C. 2008. Evidence that niche specialization explains species-energy relationships in lake fish communities. *Journal of Animal Ecology*, 77(2) :285–296.
- Matthews, D. and Effler, S. 2006. Long-term changes in the areal hypolimnetic oxygen deficit (ahod) of onondaga lake : Evidence of sediment feedback. *Limnology and Oceanography*, pages 702–714.
- Mironov, D. 2008. Parameterization of lakes in numerical weather prediction. description of a lake model. *COSMO Technical Report*, 11.
- Mironov, D., Terzhevik, A., Beyrich, F., Heise, E., and Lohse, H. 2003. A two-layer lake model for use in numerical weather prediction. *Proc. of the Baltic HIRLAM Workshop*, pages 83–85.
- M.J. Salençon, J. T. 1997. *Modélisation d'écosystème lacustre*. Masson.
- Monismith, S. 1985. Wind-forced motions in stratified lakes and their effect on mixed-layer shear. *Limnology and oceanography*, 30(4) :771–783.
- Mooij, W., De Senerpont Domis, L., and Hulsmann, S. 2008. The impact of climate warming on water temperature, timing of hatching and young-of-the-year growth of fish in shallow lakes in the netherlands. *Journal of Sea Research*, 60(1-2) :32–43.
- Nurnberg, G. 1995. Quantifying anoxia in lakes. *Limnology and Oceanography*, 40(6) :1100–1111.
- Ottosson, F. and Abrahamsson, O. 1998. Presentation and analysis of a model simulating epilimnetic and hypolimnetic temperatures in lakes. *Ecological Modelling*, 110(3) :233–253.
- Padisak, J. and Reynolds, C. 2003. Shallow lakes : the absolute, the relative, the functional and the pragmatic. *Hydrobiologia*, 506(1) :1–11.
- Pal'Shin, N., Efremova, T., and Potakhin, M. 2008. The effect of morphometric characteristics and geographic zonality on thermal stratification of lakes. *Water resources*, 35(2) :191–198.
- Patalas, K. 1961. Wind und morphologiebedingte wasserbewegungstypen als bestimmender faktor fur die intensitat des stoffkreislaufes in nordpolnischen seen. *Ver. Internat. Verein. Limnol*, 14 :59–64.
- Pompilio, L., Ambrosetti, W., and Barbanti, L. 1996. Morphometry and thermal stratification in italian lakes. 1. predictive models. *Mem. IST. ital. Idrobiol.*, 54 :1–30.
- R. Pourriot, M. 1995. *Limnologie générale*, volume 25. Masson.
- Spigel, R. and Imberger, J. 1980. The classification of mixed-layer dynamics of lakes of small to medium size. *Journal of physical oceanography*, 10(7) :1104–1121.
- Stevens, C. and Lawrence, G. 1997. Estimation of wind-forced internal seiche amplitudes in lakes and reservoirs, with data from british columbia, canada. *Aquatic Sciences-Research Across Boundaries*, 59(2) :115–134.
- Thompson, R. and Imberger, J. 1980. Response of a numerical model of a stratified lake to wind stress. In *Proc. Intl. Symp. Stratified Flows*, volume 2, pages 562–570.

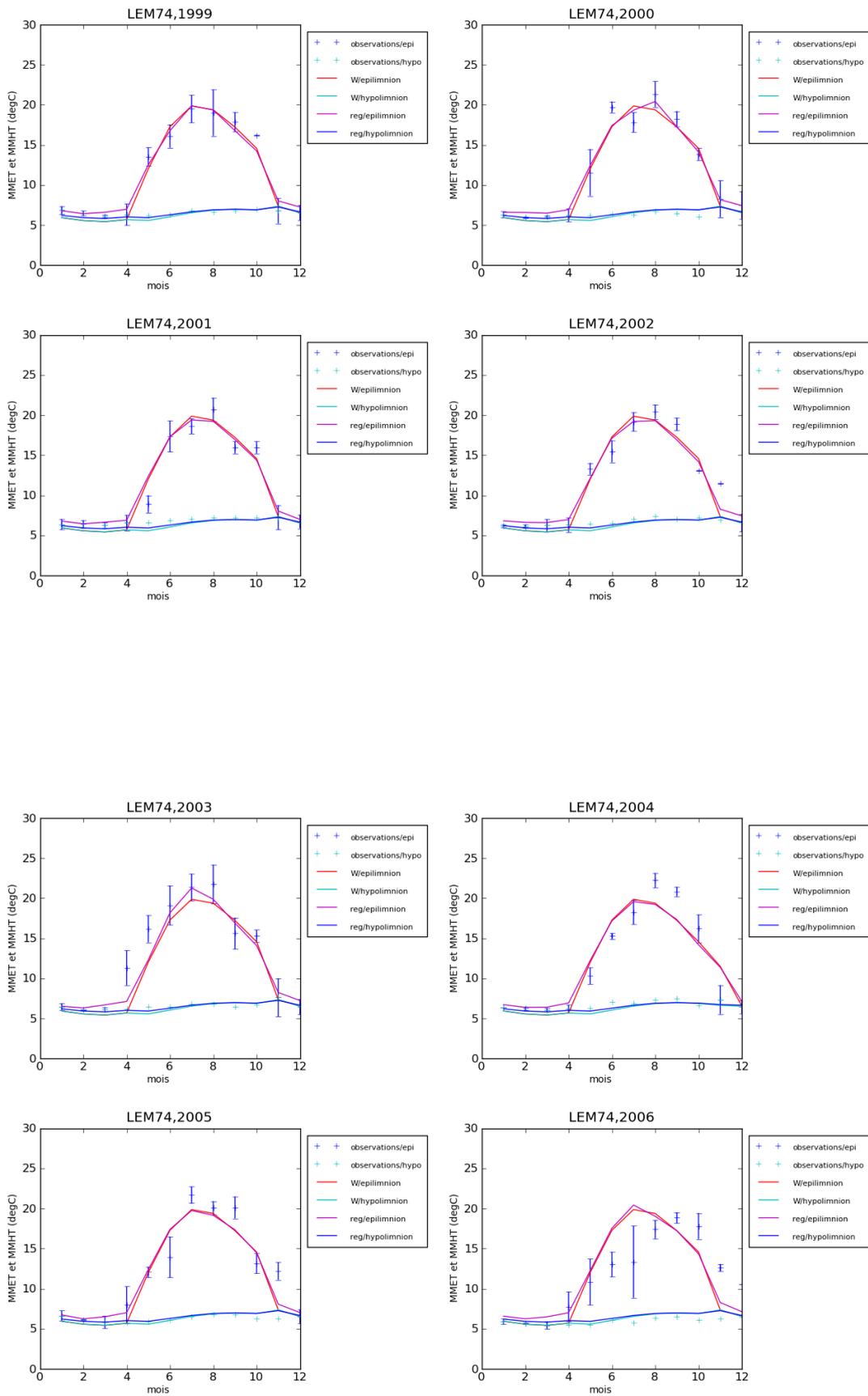
Annexes

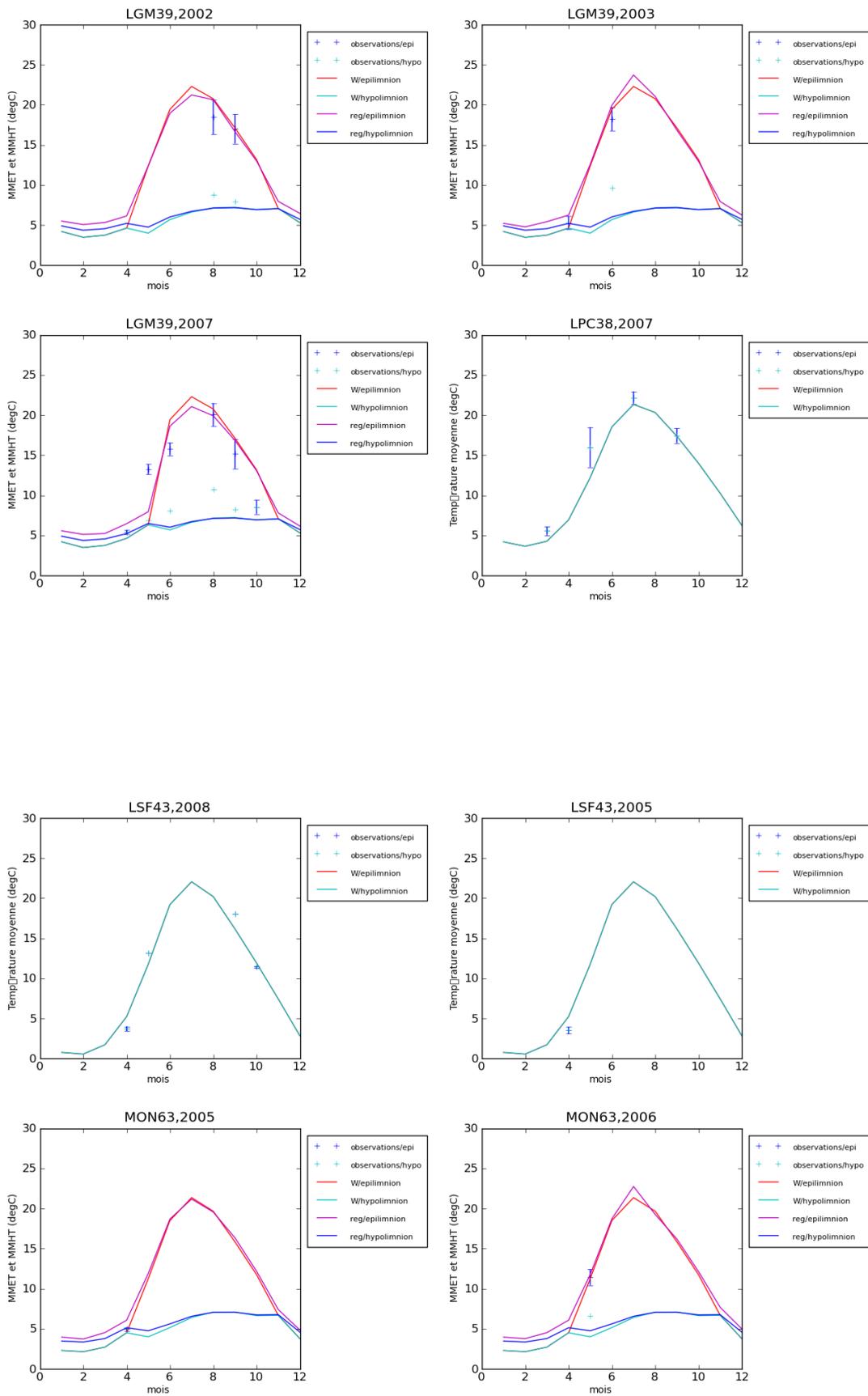


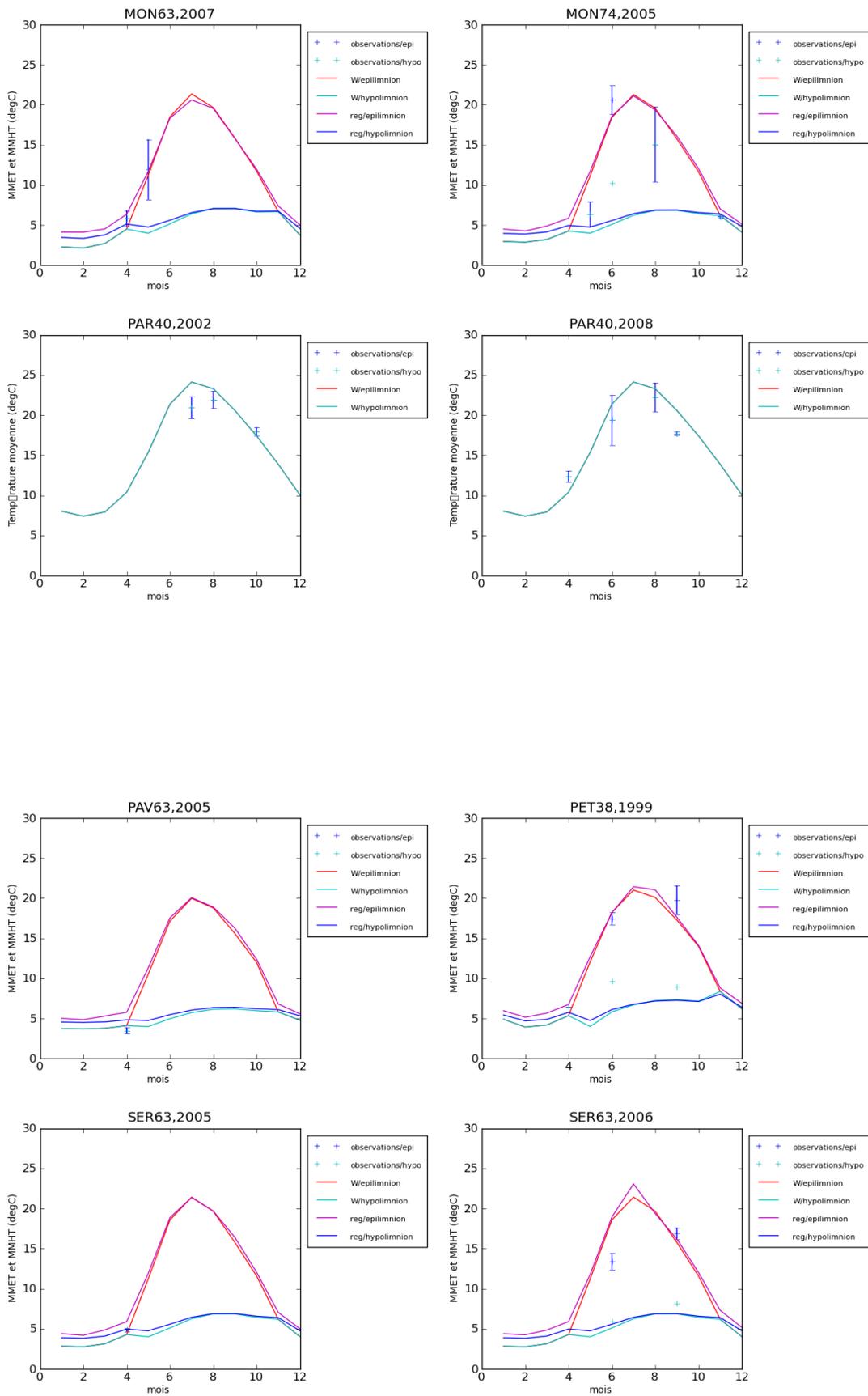












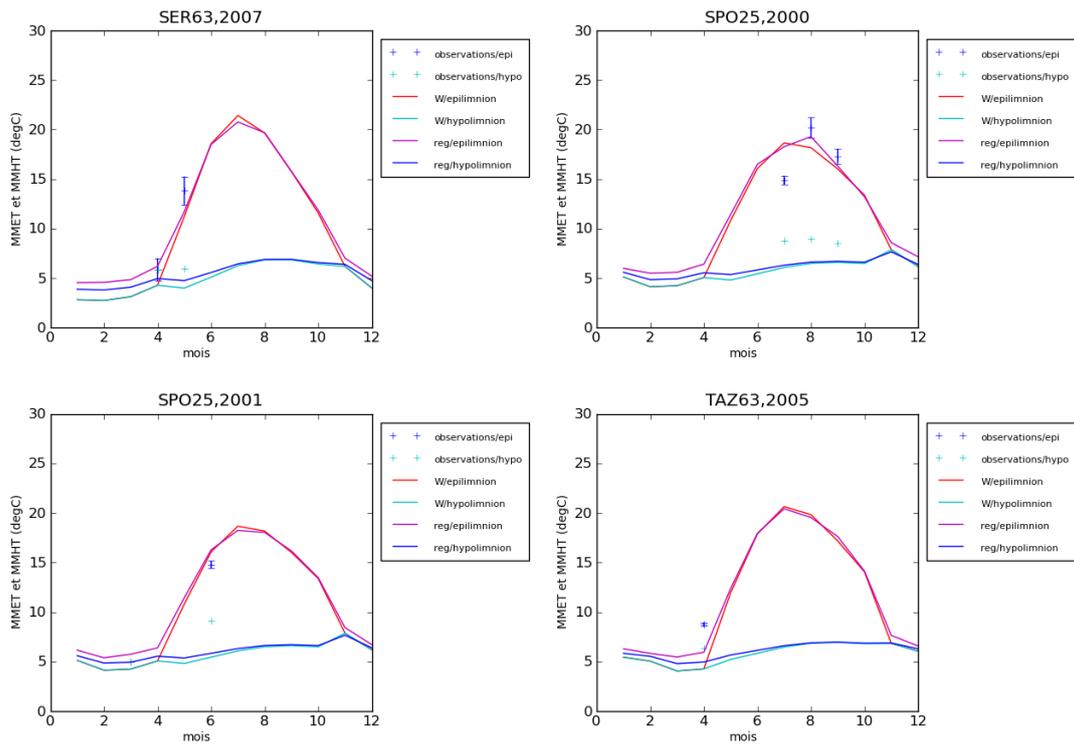


FIG. 17 – Présentation des résultats de simulation pour l'ensemble des plans d'eau étudiés.

Résumé

L'objectif de cette étude est d'améliorer la connaissance que l'on a du fonctionnement thermique des plans d'eau naturels de France métropolitaine. Pour cela, un modèle 0D de simulation de la température mensuelle de surface et de fonds des plans d'eau a été développé. Ce modèle est construit sur la base d'un modèle stationnaire empirique rendu transitoire par l'intégration des variables de vent et de température de l'air. Il est testé sur trente huit lacs français naturels appartenant au réseau de suivi dans le cadre de la Directive Cadre européenne sur l'Eau. Ce modèle permet d'expliquer 86% de la variance de la température de surface et de fond des plans d'eau observés.