



**HAL**  
open science

# Modélisation thermodynamique de la retenue Bimont à l'aide du modèle DYRESM

S. Dutordoir

► **To cite this version:**

S. Dutordoir. Modélisation thermodynamique de la retenue Bimont à l'aide du modèle DYRESM. Sciences de l'environnement. 2010. hal-02594257

**HAL Id: hal-02594257**

**<https://hal.inrae.fr/hal-02594257v1>**

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 thermodynamique de la retenue  
Bimont à l'aide du modèle DYRESM**

**Dutordoir Solène**

**Directeurs de stage : Pierre-Alain Danis et Martin Daufresne**



**Unité de recherche  
hydrobiologie  
Pôle Plan d'eau  
CEMAGREF-ONEMA  
Aix en Provence**

**4 Septembre 2010**



## Abstract

Many researcher are interested in climate change impact on lakes organisms. This study requires a good knowledge of the thermodynamic mechanism in lakes which influences the repartition and development of these organisms in cases of stratified lakes. Currently, the study of temperature in lakes is not systematic, so water temperature is often approximated by air temperature, which doesn't permit a good representation of thermals phenomenon in lakes. The aim of this study is to test the application of a thermodynamic model, DYRESM, model already tested with success on many reservoirs, on Bimont artificial lake (France). The results shows that DYRESM allows to represent the main thermal behavior of the lake with an error of  $-0,8^{\circ}\text{C}$  and with some differences with observations. Indeed, surface temperature is over-estimated in summer and under-estimated in winter, whereas temperature of the bottom and around the thermocline is under-estimated. Mixing of water is represented with one month delay. Despite this differences, DYRESM allows an estimation of temperature evolution in the lake. However, in the aim of study impact of climate change on fish communities, improvements are necessary to constitute a solid base for an ecological model.

## Remerciements

Je tiens à remercier tout d'abord les nombreuses personnes du Canal de Provence que j'ai été amenée à solliciter durant mon stage. Je pense à M.Dollet, M.Genthon, M.Parre, M.Romitti, M.Deltour, M.Bailleul et M.Favro, pour toutes les données qu'ils m'ont fourni, ainsi que Agata Sferratore pour son intérêt et son encouragement. Merci à M.Trotin de nous avoir autorisé à nous rendre sur les retenues de Bimont et de Trapan. Enfin, je tiens à remercier tout particulièrement Mr Raynald Béteille d'avoir pris de son temps pour nous faire visiter le barrage de Bimont et pour sa sympathie. Merci également à Thierry Offre de Météo France pour sa patience et sa réactivité.

Je remercie Pierre-Alain Danis et Martin Daufresne pour leur encadrement durant toute la durée du stage. Merci à Yann Le Coarer pour son accueil chaleureux au sein du laboratoire et ses conseils bienveillants. Merci également à Christine Argillier de m'avoir accueillie dans l'équipe des écosystèmes lacustres. Je n'oublie pas Alain Gérard et Mathieu Lestrade pour leur soutien informatique inconditionnel. Merci également à toute l'équipe des rivières pour leur gentillesse et leur coopération. Je tiens à remercier particulièrement Virginie pour son aide sur le terrain et pour les données transmises.

Je souhaiterai pour finir remercier l'ensemble du personnel du Cemagref pour nous avoir aussi bien intégré. Un grand merci à Camille de m'avoir supporté dans tous les sens du terme au long de ces 5 mois et demi et pour tout ce qu'elle m'a apporté. Merci également à Emilie pour tous les bons moments partagés. Merci à mes co-bureaux, Sam pour sa disponibilité sur le terrain et ses jeux de mots quotidiens, Carole pour son soutien et son sens de l'humour. Enfin, merci à Julien, aux Cédric et à Stéphanie pour leur très agréable compagnie.

## Table des illustrations

Tableau 1 : Signification et unité des paramètres du nombre de Lac.....	13
Tableau 2 : Valeurs des nombres adimensionnels calculés sur la retenue de Bimont .....	16
Tableau 3 : Ecart de volume de pluie tombée sur les deux stations durant la période de simulation .....	29
Tableau 4 : Tableau de synthèse du bilan hydrique de la retenue de Bimont .....	34
Figure 1 : Température à différentes profondeurs dans la retenue de Bimont entre juin 2009 et juillet 2010.....	9
Figure 2 : Echanges d'énergie à l'interface eau-atmosphère (Salençon & Thébault, 1997).....	9
Figure 3 : Echanges de flux d'énergie en surface d'un lac (Imerito, 2007).....	17
Figure 4 : Différents types d'entrées d'eau dans un réservoir (Imerito, 2007).....	20
Figure 5 : Schématisation de la destruction de la thermocline par un soutirage important .....	20
Figure 6 : Carte de situation des retenues de Bimont et de Trapan (Source : SCP).....	21
Figure 7 : Carte géologique de la retenue de Bimont et de ses alentours (Source: BRGM)....	22
Figure 8 : Bathymétrie de la retenue de Bimont .....	23
Figure 9 : Profils de température de la retenue de Bimont lors de l'homogénéisation des couches d'eau .....	24
Figure 10 : Profils de température de la retenue de Bimont lors de la mise en place de la stratification.....	25
Figure 11 : Valeurs observées de la profondeur du disque de Secchi entre février et juillet 2010 (Haut) et valeurs calculées du coefficient d'extinction lumineuse $\eta$ calculées à partir de la profondeur du disque de Secchi (Bas).....	26
Figure 12 : Paramètres météorologiques enregistrés à la stations de Vauvenargues .....	27
Figure 13 : Radiations de courte longueur d'onde enregistrées à la station d'Aix en Provence (source : Météo France).....	28
Figure 14 : Couverture nuageuse calculée à partir de la durée d'insolation enregistrée à la station d'Aix en Provence (minimum 0,02) .....	28
Figure 15 : Pluviométrie à la station de Vauvenargues et à Bimont entre octobre 2005 et avril 2010 (source : Météo France).....	29
Figure 16 : Comparaison de la température de l'eau du Verdon à Rians et à l'entrée de la retenue de Bimont entre 2009 et 2010 (source : Société du Canal de Provence). .....	30
Figure 17 : Carte de délimitation des sous-bassins versant de la retenue de Bimont (source : SCP) .....	31
Figure 18 : Volumes entrants dans la retenue de Bimont entre octobre 2005 et décembre 2009 (Pluie directe à Bimont, estimation des apports de surface du BV-Ouest) (source : SCP).....	31
Figure 19 : Volumes mensuels sortants de Bimont entre octobre 2005 et juin 2010 (source : SCP) .....	32
Figure 20 : Bilan hydrique de la retenue en milliers de m <sup>3</sup> par mois sur 10 ans .....	34
Figure 21 : Comparaison du niveau d'eau de la retenue de Bimont simulé et observé durant la période de simulation .....	36
Figure 22 : Evolution des température observées et simulées en surface et au fond du lac sans Gains/Pertes .....	36
Figure 23 : Evolution des température observées et simulées en surface et au fond du lac ....	37
Figure 24 : Evolution de la température du lac en fonction de la profondeur à différents jours (Observations en noir, simulations en rouge).....	37
Figure 25 : Evolution de la température observée et simulée à l'altitude 310 NGF en fonction du temps .....	38

Figure 26 : Evolution de la température observée et simulée à l'altitude 287 NGF en fonction du temps .....	38
Figure 27 : Influence de la température initiale imposée dans la retenue en fonction du temps et de la profondeur.....	39
Figure 28 : Augmentation du niveau de l'eau dans la retenue en trois mois débutant en été, en automne ou en hiver .....	40
Figure 29 : Détail de l'augmentation du niveau d'eau dans la retenue en été en comparaison avec la simulation de référence (sans montée du niveau d'eau) .....	41
Figure 30 : Profils de température des observations, des simulations de référence et du scénario de montée du niveau de l'eau en 6 mois .....	41

# Sommaire

1.	Introduction.....	7
2.	Fonctionnement thermique des lacs.....	8
2.1.	Cycle de température annuel et échanges avec l’atmosphère.....	9
2.2.	Propriété physique de l’eau douce et comportement de mélange.....	10
2.3.	Classification des lacs en fonction de leur comportement thermique.....	10
3.	Présentation du modèle.....	11
3.1.	Etat de l’art des modèles thermodynamiques 1D.....	11
3.2.	Critères d’application des modèles unidimensionnels.....	12
3.2.1.	Influence du vent sur la stratification.....	13
3.2.2.	Influence des entrées et sorties d’eau.....	14
3.2.3.	Influence de la rotation de la Terre.....	14
3.2.4.	Application à la retenue de Bimont.....	15
3.3.	Principe et fonctionnement du modèle DYRESM.....	16
3.3.1.	Introduction.....	16
3.3.2.	Structure en couches.....	16
3.3.3.	Echanges de chaleur, de masse et moments.....	17
3.3.3.1.	Flux d’énergie en surface.....	17
3.3.3.2.	Flux massiques en surface.....	18
3.3.3.3.	Flux des moments en surface.....	18
3.3.4.	Algorithme du mélange de la couche de surface.....	19
3.3.5.	Dynamique des entrées et sorties.....	19
4.	Application de DYRESM sur la retenue de Bimont.....	21
4.1.	Présentation de la retenue.....	21
4.2.	Données d’entrée.....	22
4.2.1.	Bathymétrie.....	23
4.2.2.	Cote du barrage.....	24
4.2.3.	Condition initiale et suivi de la variable température.....	24
4.2.4.	Coefficient d’extinction de la lumière.....	25
4.2.5.	Données météorologiques.....	26
4.2.6.	Débits et températures des apports en eau.....	29
4.2.7.	Débits des sorties d’eau.....	32
4.2.8.	Bilan hydrique.....	32
4.3.	Comparaison modèle-données.....	34
5.	Résultats du modèle.....	35
5.1.	Niveau du plan d’eau, prise en compte des pertes et gains.....	35
5.2.	Profils de température.....	38
5.3.	Sensibilité et limites du modèle.....	39
5.3.1.	Influence de la température initiale.....	39
5.3.2.	Influence de la température d’entrée de l’eau du Verdon.....	39
5.3.4.	Influence du coefficient d’extinction de la lumière.....	39
5.4.	Simulation de scénarios de gestion.....	40
6.	Discussion.....	42
7.	Conclusion et perspectives.....	43

# 1. Introduction

Dans un contexte de changement climatique, de nombreux chercheurs s'intéressent à l'impact d'une éventuelle variation de la température de l'eau sur les organismes lacustres. En effet, la température joue un rôle clé dans de nombreux processus biologiques. Il est par exemple reconnu que la productivité primaire et la densité phytoplanctonique augmentent avec la température dans les lacs (Morin et al. 1999 ; Karlsson et al. 2005 ; Shuter & Ing 1997 dans (Mason, Irz, Lanoiselé, Mouillot, & Arguillier, 2008)). D'un point de vue temporel, plusieurs études des caractéristiques physiques et biologiques de lacs d'Europe du Nord ont effectivement montré que le changement climatique affecte la date d'occurrence des blooms phytoplanctoniques et zooplanctoniques (Weyhenmeyer et al, 1999; George, 2000; Gerten and Adrian, 2000; Straile, 2000; Straile and Adrian, 2000; George et al, 2004 dans (Mooji, De Senerpont Domis, & Hülsmann, 2008)). L'unité de recherche en hydrobiologie du Cemagref d'Aix en Provence, et plus précisément l'équipe des écosystèmes lacustres, s'intéresse particulièrement à l'impact du changement climatique sur les communautés piscicoles. Leurs travaux ont montré que l'influence de la température sur la disponibilité et la qualité des frayères apparaît comme une contrainte majeure pour des communautés de poissons lacustres actuelles (Irz, et al., 2007). De plus, la température semble expliquer une grande part de la variation de la richesse des espèces, de la diversité fonctionnelle et du chevauchement de niches (Mason, Irz, Lanoiselée, Mouillot, & Argillier, 2008).

L'étude de la réponse des processus biologiques aux conditions climatiques et morphologiques des systèmes lacustres nécessite de bien connaître le fonctionnement des masses d'eau et de pouvoir faire la distinction entre l'impact de leur gestion et des variations climatiques sur leur comportement. Actuellement, de nombreuses données biologiques lacustres sont disponibles au Cemagref, mais, en raison du faible suivi de la température de l'eau (4 profils par an imposés par la Directive Cadre Européenne sur l'eau (European Community (2000) Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council. Official Journal, L327), l'étude des liens entre le climat et la biologie passe par l'approximation de la température de l'eau à partir de celle de l'air (Mooji, De Senerpont Domis, & Hülsmann, 2008). Ces modèles linéaires basés sur la prise en compte de la conduction et du rayonnement (Mooij and Van Tongeren, 1990 dans Mooji et al, 2008) fonctionnent pour des lacs peu profonds (profondeur moyenne inférieure à 5 m) et non stratifiés. Cependant, dans les plans d'eau plus profonds, du fait de la dépendance particulière de la densité de l'eau douce à sa température, une hétérogénéité spatiale, principalement verticale, est couramment observée. Cette stratification influence les processus biologiques, physiques et chimiques ainsi que la distribution en profondeur des organismes et les mouvements d'eau. L'approximation de la température de l'eau par celle de l'air ne permet donc pas de rendre compte des phénomènes de mélanges dus au climat et aux pompages artificiels dans le cas des retenues. Cela est particulièrement problématique puisque les retenues représentent une part importante des plans d'eau européens (par exemple près de 87% des plans d'eau français dans le jeu de données du Cemagref).

C'est dans ce contexte, ainsi que du fait de la nécessité croissante de préservation de la ressource en eau, que de nombreux modèles simulant le fonctionnement des écosystèmes lacustres ont été développés pour des lacs naturels ou artificiels (e.g. EOLE (EDF-DER), MELODIA (Salençon & Thébault, 1997, DYRESM (Imberger & Patterson, 1981)). En effet, de nombreux lacs artificiels ont été construits par l'homme depuis les années 1950, ces lacs constituant une part importante de la ressource en eau en France et dans le monde. C'est



pourquoi, dans un contexte de diminution de la qualité de la ressource en eau, il est apparu nécessaire de comprendre le fonctionnement de ces masses d'eau et l'impact de leur gestion sur leur comportement, afin d'être en mesure de prévoir et éviter leur dégradation. Dans le but de mieux comprendre et anticiper les impacts des changements climatiques sur les communautés biologiques, le Cemagref (Centre d'Etude du Machinisme Agricole, du Génie Rural des Eaux et Forêts) en coopération avec l'ONEMA (Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques) souhaite utiliser des outils de simulations pouvant s'appliquer de manière simple et fiable sur un nombre important de plans d'eau.

L'objectif de cette étude est de tester l'application d'un modèle thermodynamique sur la retenue de Bimont (Bouches du Rhône) en utilisant un modèle déjà développé et utilisé sur de nombreux systèmes aux conditions morphologiques et climatiques variées : DYRESM (*DYnamic REservoir Simulation Model*) (Imberger & Patterson, 1981). DYRESM est un modèle australien vertical à une dimension représentant un réservoir comme un système multi-couches. Il représente l'évolution de la température et les échanges entre les couches en réponse aux conditions externes climatiques et de gestion. Ce modèle constitue la base du modèle biogéochimique de qualité de l'eau CAEDYM. L'objectif est donc de tester l'application de DYRESM dans le but de le coupler avec un modèle biogéochimique par la suite (CAEDYM ou autre). En effet, les modèles biogéochimiques nécessitent de nombreuses données physico-chimiques à un pas de temps journalier à horaire et surtout une bonne représentation des phénomènes physiques dominants dans un système. Ainsi, la variation inter-annuelle de la date de mélange dans un lac par exemple, va jouer un rôle sur les blooms phytoplanctoniques et zooplanctoniques ainsi que sur la ponte des poissons (Meybeck & Pourriot, 1995). Connaître la date de mélange avec précision s'avère donc utile pour améliorer un modèle biogéochimique. De plus, l'étude du comportement thermique d'un plan d'eau permet d'étudier la réponse d'une masse d'eau aux modes de gestion hydraulique. Un modèle thermodynamique constitue de ce fait un outil de gestion permettant de simuler différents scénarii. Dans ce sens, une seconde perspective de cette étude est d'utiliser DYRESM pour simuler une augmentation du niveau de l'eau dans la retenue de Bimont, future modification souhaitée par ses gestionnaires.

## 2. Fonctionnement thermique des lacs

Un lac échange de l'énergie et de la matière avec ses bassins-versant et l'atmosphère en surface. Les forces créées par ces échanges induisent des réponses dynamiques dans l'ensemble du lac, pouvant ainsi modifier son état interne. L'étude des processus intervenant aux limites d'un lac est donc essentielle pour comprendre le fonctionnement dynamique de ce lac.

## 2.1. Cycle de température annuel et échanges avec l'atmosphère

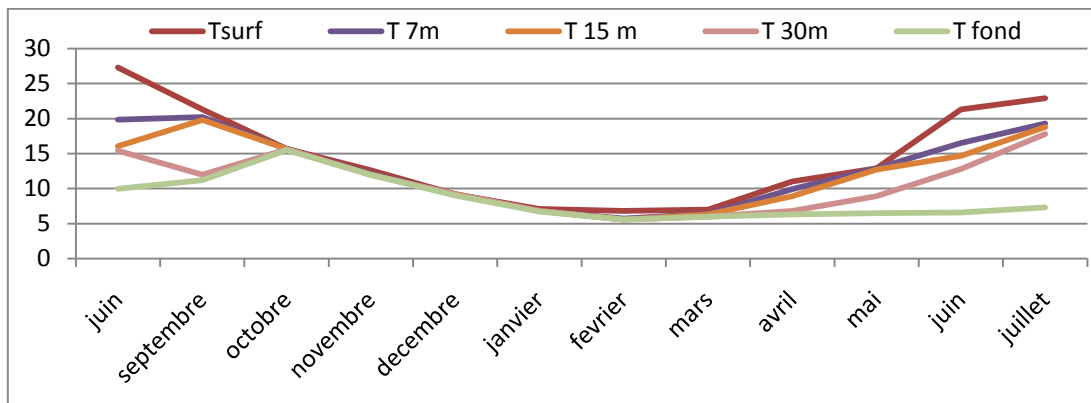


Figure 1 : Température à différentes profondeurs dans la retenue de Bimont entre juin 2009 et juillet 2010

La température de l'eau dans la plupart des lacs a un cycle annuel prononcé en surface (Figure 1). La température est directement liée aux conditions climatiques au-dessus du lac, principalement le rayonnement solaire et le vent, qui apportent de l'énergie thermique et cinétique à la surface du plan d'eau (Fig. 2). Ces facteurs climatiques contrôlent des processus physiques tel que l'évaporation, et interviennent donc indirectement dans les échanges de masse entre l'atmosphère et le lac en surface. C'est pourquoi l'observation des conditions climatiques au-dessus d'un lac est nécessaire pour étudier en détail les processus physiques internes. Le détail de ces phénomènes ainsi que les formules utilisées dans le modèle pour les représenter sera développé dans la partie descriptive du modèle (3.3.3.1. Flux d'énergie en surface).

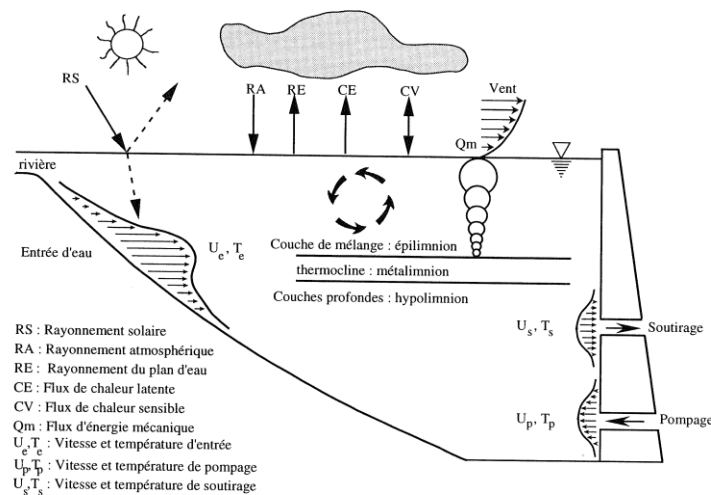


Figure 2 : Echanges d'énergie à l'interface eau-atmosphère (Salençon & Thébault, 1997)

L'observation de la température en surface de lacs soumis au même climat montre la même évolution, en revanche, à 7 m, la température diffère davantage d'un lac à l'autre (Boehrer & Schultze, 2008). Ceci met en évidence l'importance des caractéristiques de mélange de chaque lac dans le transfert vertical de la chaleur. En effet, la profondeur de pénétration du rayonnement solaire dépend de la transparence de chaque lac, et dans les lacs profonds, le rayonnement solaire n'atteint pas toutes les couches. Les eaux profondes ne reçoivent donc pas nécessairement le rayonnement solaire qui est généralement la principale source de chaleur. Or, le transfert de chaleur par diffusion est très lent à l'échelle moléculaire (il faut environ 1 mois pour un transfert de chaleur sur une distance verticale d'un mètre).

L'efficacité de ce transport peut être augmentée par l'apport d'énergie cinétique du au vent à la surface du lac, qui joue un rôle important dans le mélange.

## 2.2. Propriété physique de l'eau douce et comportement de mélange

Les propriétés physiques particulières liées à l'eau douce conditionnent la manière dont les lacs répondent au forçage externe (Meybeck & Pourriot, 1995). Les mouvements de convection sont principalement gouvernés par la température et la pression. L'eau pure atteint son maximum de densité à 4°C ; en dessous de cette température, on peut donc observer des situations thermiques où une eau plus froide flotte sur une eau plus chaude.

Au printemps, l'eau en surface est réchauffée par le rayonnement solaire, sa densité diminue, une couche se forme en surface, appelée « épilimnion » et « flotte » sur une couche d'eau plus froide en profondeur, appelée « hypolimnion ». La zone de fort gradient de température (et de densité) séparant ces deux couches est appelé « thermocline ». Lorsque la thermocline possède ses caractéristiques propres, elle peut être considérée comme une couche à part entière que l'on appelle métalimnion. Les conditions particulières de la thermocline en font un habitat singulier pour les organismes capables de se déplacer et qui peuvent ainsi profiter des avantages des deux couches. Le transport de matière dissoute à travers la thermocline est généralement très réduit en raison d'un faible coefficient de diffusion. La réalisation de la photosynthèse ainsi que les apports d'eau par des rivières assurent l'oxygénation de l'épilimnion. L'hypolimnion en revanche, lorsqu'il n'est pas approvisionné par des apports d'eau, est appauvri en oxygène par la respiration, ce qui peut créer des états d'anoxie temporaires. C'est le cas de la retenue de Trapan (Var) qui a connu des épisodes d'anoxie entraînant le relargage de manganèse par les sédiments en profondeur. L'épaisseur de l'épilimnion augmente généralement entre le printemps et l'été sous l'action du vent et est déterminante pour de nombreux organismes qui ont besoin d'une eau suffisamment chaude pour se développer. Si dans la plupart des lacs, le vent est un facteur décisif de l'épaisseur de l'épilimnion, dans les lacs artificiels, les entrées et prises d'eau en profondeur peuvent modifier la stratification naturelle.

La stratification peut durer jusqu'au refroidissement automnal où la température de l'eau en surface va alors diminuer. Ce refroidissement va éroder progressivement l'hypolimnion où les substances dissoutes (e.g. nutriments) sont alors remobilisées dans l'épilimnion et donc à nouveau disponibles pour les organismes. Si la température de l'eau en surface refroidit suffisamment, l'épilimnion et l'hypolimnion se mélangent et le lac est alors entièrement homogénéisé en une couche appelée « mixolimnion ».

## 2.3. Classification des lacs en fonction de leur comportement thermique

Selon les caractéristiques morphologiques, la transparence et les conditions météorologiques de chaque lac, les périodes de stratification et d'homogénéisation alternent plus ou moins régulièrement. Un lac méromictique est un lac dont les eaux de surface et les eaux profondes se mélangent moins d'une fois par an, et pour certains moins d'une fois par décennie. Ils peuvent parfois subir une circulation profonde, mais qui ne fait pas intervenir la totalité de la masse d'eau. Il se distingue ainsi d'un lac monomictique dont les eaux se s'homogénéisent au moins une fois par an, d'un lac dimictique s'il a deux périodes de mélange par an, et d'un lac polymictique si le mélange se produit plusieurs fois. Si les conditions climatiques ne permettent pas un refroidissement suffisant de la surface du lac, la

période de stratification est maintenue, la période d'homogénéisation peut ainsi être fortement réduite voir même inexistante. Ce phénomène est appelé méromixie et peut survenir de façon exceptionnelle certaines années dans les lacs monomictiques et dimictiques. Enfin, certains lacs ne sont jamais le siège d'une circulation profonde de leurs eaux, ces lacs sont dits amictiques.

### 3. Présentation du modèle

L'objectif des modèles thermodynamiques est de représenter au mieux l'ensemble des processus physiques responsables du comportement thermodynamique d'un lac.

#### 3.1. Etat de l'art des modèles thermodynamiques 1D

Depuis 40 ans, la mobilisation croissante de la ressource en eau a suscité une attention particulière sur sa préservation. C'est ainsi que de nombreux modèles mécanistes de zéro à trois dimensions ont été développés dans le but de simuler l'évolution de la température dans un lac. Je développerai en particulier les modèles à 1-D que nous avons choisi d'utiliser lors de cette étude. Les modèles 1D sont basés sur l'hypothèse monodimensionnelle, fondée sur l'observation que dans les lacs, la stratification de densité, généralement présente, limite les mouvements verticaux. L'application de ces modèles est généralement restreinte aux lacs de petites et moyennes tailles où l'influence de la rotation de la Terre, la circulation du vent et l'advection horizontale par les affluents sont faibles comparée à l'influence de la stratification (Patterson, Hamblin, & Imberger, 1984). Le choix d'un type de modèle se fait en fonction de l'utilisation souhaitée. Les modèles 1-D sont actuellement les plus couramment utilisés car ils sont suffisamment précis pour représenter les phénomènes physiques dominants et sont à la fois suffisamment simples pour permettre de simuler le comportement thermodynamique d'un lac sur plusieurs années avec une échelle de temps fine. Ils sont aussi la base de modèles chimiques et/ou biologiques dont l'étude des processus nécessite une simulation à un pas de temps journalier à horaire. Enfin, ils constituent un outil de simulation de scénarii abordable de part leur faible coût et leur temps de calcul raisonnable.

Malgré la simplification faite par l'hypothèse 1-D, la structure de densité verticale est générée par un ensemble de processus pas totalement compris. Une des difficultés principales dans l'étude thermodynamique des lacs consiste à représenter convenablement les processus responsables de la stratification thermique. Pour cela, il convient d'intégrer les phénomènes de transfert turbulent à l'origine de la répartition de l'énergie de mélange. Deux types d'approche ayant toutes deux montré leur capacité à reproduire de multiples aspects des profils de température dans un lac sont possibles :

- la première représente le transport vertical de l'énergie cinétique turbulente par un terme de diffusion. Une grande partie des premiers modèles 1-D simulait la formation de la structure par une approche de diffusion, avec l'ensemble des processus contenus dans un seul coefficient de diffusion calibré pour coller avec une série de données. Ce type de modélisation ne permettait donc pas de distinguer les différents processus à l'origine des phénomènes de turbulence (vent, convection...). Ces modèles étaient limités dans la représentation de la structure verticale, et ne pouvaient souvent pas servir de base à des modèles de qualité de

l'eau (e.g. Huber et al. 1972, Harleman 1982, Fisher et al. 1979 dans (Perroud, Goyette, Martynov, Beniston, & Anneville, 2009)).

- la seconde consiste à intégrer l'équation de conservation des énergies turbulentes sur la couche de mélange de surface, supposée homogène. Cette équation décrit comment l'énergie cinétique turbulente produite en surface par les processus de mélange (cisaillement dû au vent, vagues, refroidissement atmosphérique..) est transportée en profondeur et utilisée pour homogénéiser la couche de surface. L'intérêt de ces modèles est que les mécanismes qui déterminent la structure verticale y sont représentés individuellement. Ceci permet de visualiser des événements spécifiques. Il rend possible l'identification des processus individuels et de leurs interactions, aidant ainsi à améliorer la compréhension de la réponse des lacs aux différents processus physiques. Leur succès réside dans le fait que tous les mécanismes dominants sont pris en compte. De plus, les valeurs des paramètres ne varient pas d'un lac à l'autre et peuvent être estimées à partir d'expériences ou de mesures de terrain (Patterson, Hamblin, & Imberger, 1984). Ceci permet de s'affranchir du calage lié à un lac particulier et d'appliquer un tel modèle à différents lacs sans trop de variation des paramètres. Les effets locaux sont pris en compte par la géométrie, les conditions aux limites et le forçage (météorologique et de gestion hydraulique).

Une combinaison des deux approches permet de profiter des avantages respectifs de chacune de ces méthodes. C'est le cas du modèle DYRESM, qui modélise le mélange dans la couche de surface par un modèle d'énergie intégré et modélise le mélange dans l'épilimnion par une paramétrisation du coefficient de diffusion.

Avant d'entreprendre d'appliquer un modèle à un système, il est important de vérifier que les hypothèses du modèle envisagé sont appropriées.

### 3.2. Critères d'application des modèles unidimensionnels

Cette étape de vérification s'effectue à l'aide de nombres adimensionnels représentant le rapport de deux grandeurs caractérisant deux pressions antagonistes. Dans le cas de modèles thermodynamiques, il s'agit des forces de perturbations sur les forces d'inertie, qui représentent le potentiel de la masse d'eau à s'adapter pour conserver sa structure. Dans le cas de modèles monodimensionnels, on étudie les forces dont les effets peuvent perturber la structure verticale 1D. Une masse d'eau répond à des sollicitations extérieures (vent, entrées et sorties d'eau) par la mise en mouvement du fluide. Lorsque la masse d'eau est stratifiée, des ondes internes se propagent le long des surfaces de fort gradient de densité. Dans les lacs, la thermocline constitue cette surface de discontinuité. La structure thermique est maintenue lorsque les mouvements sont de vitesse et d'amplitude suffisamment faible pour que la masse d'eau s'adapte. Si la perturbation est supérieure aux capacités de réponse de la masse d'eau, des mouvements oscillatoires créent des instabilités, sources de turbulences. La turbulence créée est utilisée pour un mélange local et peut détruire la structure interne du lac. Une masse d'eau telle qu'un lac est ainsi le siège de circulations d'eau complexes liées à sa topographie, aux conditions climatiques et à la gestion hydraulique, qui peuvent perturber de façon passagère son homogénéité horizontale. A partir de données de terrain, il est donc possible de déterminer quels sont les processus physiques dominants dans un lac ou un réservoir en fonction des valeurs obtenues pour les nombres adimensionnels ci-dessous, à condition que les données de terrain soient représentatives des conditions extrêmes que l'on peut rencontrer.

### 3.2.1. Influence du vent sur la stratification

Lors d'un coup de vent, l'eau mise en mouvement à la surface s'accumule sur la berge sous le vent (élevant le niveau du plan d'eau) et plonge le long du bord sous le vent. Si le lac est homogène, une circulation sur le fond du lac entraîne alors une « arrivée d'eau du côté de la berge opposée. Si le lac est stratifié, la thermocline crée une « barrière » mobile. Sous l'effet de la pression accumulée par l'excès d'eau au niveau de la berge sous le vent, la thermocline s'enfonce sous le vent et se rapproche de la surface du côté de la berge au vent. L'eau du bas de l'épilimnion est alors entraînée en surface et crée un cisaillement de courant le long de la thermocline. L'eau de l'hypolimnion proche de la thermocline est entraînée par continuité et un courant symétrique à celui observé dans l'épilimnion peut se produire dans l'hypolimnion. Ces circulations permettent de maintenir la structure stratifiée du lac bien que la thermocline soit érodée. Si le vent est supérieur aux forces de pression, la thermocline continue à basculer jusqu'à atteindre la surface, créant ainsi un upwelling. La structure du lac n'est alors plus conservée.

Il existe deux nombres permettant de caractériser deux types d'upwelling à des échelles différentes : le nombre de Wedderburn (W) qui permet de caractériser l'upwelling de la thermocline journalière (simulé par le modèle) et le nombre de Lac ( $L_N$ ) qui permet de caractériser l'upwelling de la thermocline saisonnière.  $L_N$ , introduit par Imberger et Patterson (1990) permet de connaître la stabilité globale du lac à l'échelle saisonnière. S'il n'indique pas d'upwellings fréquents, une modélisation 1D peut être envisagée. W permet quant à lui d'estimer la stabilité de la couche de mélange simulée par le modèle. Avant d'entreprendre d'appliquer DYRESM, il est donc intéressant de calculer le nombre de Lac afin d'avoir une idée de l'influence du vent sur la stratification les jours où des profils de températures ont été enregistrés.

Le nombre de Lac est le rapport entre les moments, calculés par rapport au centre de volume, de la force de gravité, qui stabilise la masse d'eau par différence de densité et les forces de mélange déstabilisatrices liées au vent.

$$L_N = \frac{(Z_g - Z_0) M g \left(1 - \frac{Z_T}{Z}\right)}{A^{\frac{3}{2}} \left(1 - \frac{Z_g}{Z}\right) \rho_0 u_*^2}$$

Symbole	Définition	Unité
$Z_g$	Altitude du centre de volume d'eau (cote NGF)	m
$Z_0$	Altitude du centre de gravité	m
$M$	Masse totale d'eau	kg
$G$	Accélération de pesanteur	$m.s^{-2}$ ou $N.kg^{-1}$
$z_T$	Altitude de la thermocline	m
$Z$	Altitude de la surface	m
$A$	Surface du lac	$m^2$
$\rho_0$	Masse volumique de l'eau	$Kg.m^{-3}$
$u_{10}$	Vitesse moyenne journalière du vent à 10m	$m.s^{-1}$
$u_* = 0,03 * u_{10}$	Vitesse d'entraînement de l'eau en surface	$m.s^{-1}$

Tableau 1 : Signification et unité des paramètres du nombre de Lac

Lorsque  $L_N > 1$ , la stratification est suffisamment forte pour empêcher le mélange. Lorsque  $L_N < 1$  la stratification est trop faible pour s'opposer à la l'énergie du vent. La thermocline oscille et l'hypolimnion est le siège d'un important mélange turbulent. Il est possible de calculer le nombre de Wedderburn à partir des résultats de simulations une fois obtenus.

### 3.2.2. Influence des entrées et sorties d'eau

Le nombre interne de Froude exprime le rapport des forces d'inertie sur les forces de pesanteur. Il permet de savoir si les ondes internes du lac peuvent ajuster les lignes de densité aussi vite qu'elles sont déformées par l'advection. Pour les entrées d'eau, il s'écrit ainsi:

$$Fi = \frac{Ue}{\sqrt{g'i * H}}$$

où  $Ue$  est la vitesse d'entrée de l'eau,  $g'i$  la gravité réduite entre l'eau entrante et l'eau de surface du lac (gravité multipliée par la différence de densité entre l'eau entrante et l'eau en surface, divisée par la densité de l'eau en surface) et  $H$  la profondeur totale du lac. Si  $Fi > 1$ , cela signifie que l'inertie du fluide est supérieure aux forces de gravité ce qui entraîne la formation de gradients de densité horizontaux et donc la perte de la structure 1D. Si  $Fi < 1$ , les forces de pression ajustent les gradients plus vite que l'entrée d'eau ne peut les créer et la structure 1D est donc conservée.

Il existe également un nombre de Froude appliqué aux sorties d'eau :

$$Fo = \frac{Qs}{H^2 \sqrt{g'o * H}}$$

où  $Qs$  est le débit de sortie et  $g'o$  la gravité réduite entre l'eau de surface et l'eau au niveau du soutirage. La structure unidimensionnelle est maintenue pour  $Fo < 1$ .

### 3.2.3. Influence de la rotation de la Terre

La rotation de la Terre peut avoir une influence significative sur les mouvements internes d'un lac. Un réservoir est soumis à la vitesse de rotation de la Terre  $\omega_0$ . A la latitude  $\Phi$ , la vitesse angulaire de rotation du lac est  $\omega = \omega_0 \sin(\Phi)$  et le paramètre de Coriolis est défini par  $f = 2\omega_0 \sin(\Phi)$ . La force de Coriolis peut entraîner des déformations à la surface mais également au niveau de la thermocline. L'échelle de longueur de ces déformations est donnée par le rayon de déformation interne de Rossby  $R_i$  (Paterson et al 1984) qui est défini par le ratio  $R$  suivant :

$$Ri = \frac{\sqrt{g'h}}{f}$$

Avec  $g'$  la gravité réduite entre l'épilimnion et l'hypolimnion et  $h$  la profondeur de l'épilimnion. Cela revient à écrire que la vitesse des ondes de gravité internes est égale à la vitesse de propagation des ondes d'inertie dues à la rotation terrestre.  $Ri$  indique la distance à laquelle la force de Coriolis équilibre le gradient de pression créé par une interface inclinée. En comparant  $Ri$  et la plus petite dimension du lac (en général la largeur, notée  $B$ ), on obtient le nombre de Rossby :

$$R = \frac{\sqrt{g'h}}{fB}$$

Lorsque  $R > 1$ , cela signifie que les forces de Coriolis sont faibles comparées aux forces de pression, la rotation de la Terre n'a donc pas d'effet. L'interface reste horizontale et l'hypothèse 1D est correcte. Lorsque  $R < 1$ , les forces de Coriolis ne sont plus négligeables et l'hypothèse 1D n'est pas applicable.

### 3.2.4. Application à la retenue de Bimont

J'ai calculé les nombres adimensionnels au printemps, en été et en automne, périodes caractéristiques durant lesquelles le lac est en cours de stratification, stratifié ou en cours de déstratification. Les paramètres nécessaires sont calculés à partir des mesures de terrain. La surface  $A$  et le volume du lac sont évalués à partir de la bathymétrie. Le centre de volume d'eau  $Z_g$  est obtenu en calculant la somme des volumes au-dessus et en dessous de chaque altitude jusqu'à obtenir l'altitude où la différence des deux sommes de volume est la plus proche de zéro. L'altitude du centre de gravité de l'eau  $Z_0$  s'obtient de la même façon en calculant cette fois-ci la masse des couches d'eau au-dessus et en dessous de chaque altitude jusqu'à obtenir l'altitude où la différence des deux masses est la plus proche de zéro. Pour cela, il est nécessaire de calculer la densité de l'eau de chaque couche en fonction de la température de l'eau. Ces températures en fonction de la profondeur sont connues de façon ponctuelle grâce aux profils de température (enregistrement des températures tous les 1m à l'endroit le plus profond du lac) réalisés mensuellement depuis juin 2009. J'ai ainsi pu calculer la densité en fonction de la température et en déduire l'altitude du centre de gravité du lac en utilisant la formule théorique suivante :

$$\rho = 1000 * (1 - 6,63 \cdot 10^{-6})(|T_{eau}| - 4)^2$$

L'altitude de la thermocline  $z_T$  peut se déterminer visuellement en observant le niveau de plus fort gradient le long d'un profil de température. L'altitude de la surface du lac  $z$  est enregistrée quotidiennement par la SCP. La vitesse du vent est enregistrée à la station météorologique de Vauvenargues (Météo France) à 10 m au-dessus du sol et permet de calculer la vitesse d'entraînement de l'eau en surface :  $u^* = 0.03 \cdot u_{10}$ .

- Le nombre de Lac est largement supérieur à 1 les jours de profils, ce qui signifie que le vent ne perturbe pas l'hypothèse que les mouvements dans la direction horizontale sont secondaires faces aux mouvements verticaux. Toutefois, les vents observés les jours de mesures ne dépassent pas  $2 \text{ m.s}^{-1}$ , ce qui n'est pas représentatif des vents extrêmes enregistrés à la station, proches de  $8 \text{ m.s}^{-1}$ . En calculant le nombre de lac avec des vents de  $8 \text{ m.s}^{-1}$ , les valeurs obtenues sont toujours supérieures à 1, mais de beaucoup moins.

- Le nombre de Froude est toujours  $< 1$  pour les sorties, on peut donc penser que les sorties ne détruiront pas la structure verticale 1D. Il est en revanche souvent  $> 1$  pour les entrées, ce qui indique donc que l'influence des entrées n'est pas négligeable et peut entraîner des pertes de la structure 1D du lac.

- Le nombre de Rossby est toujours supérieur à 1 sauf deux fois au printemps, lorsque la stratification est en train de se mettre en place. Bien que la détermination de la différence de température entre l'épilimnion et l'hypolimnion soit visuelle et présente donc une erreur, le



critère est vérifié même lorsque l'écart est très faible, la rotation de la Terre est donc négligeable une fois la stratification bien installée, en été et en automne.

		printemps				été			automne
H hauteur totale en m		50,3	49,1	48,9	49,0	45,8	46,2	51,0	36,6
T de l'eau en surface Ts en °C		11	13	13	16	21	19	27	21
T épilimnion en °C		9,5	11	13	14	15	18	20	20
T hypolimnion en °C		6,5	6	8	11	10	12	11	15
Ue vitesse de l'eau entrante en m/s		0	0	1	1	0	1	8	3
T eau entrante (Verdon) en °C		9	9	11	12	13	13	15	16
Qs débit de sortie m3/s		1	1	1	1	2	1	2	2
T eau sortant		7	7	8	9	12	13	14	19
Nombre de Lac LN	LN>1	256	974	212	694	4418	555	1145	27197
Nombre de Froude entrées Fi	Fi<1		0,02	1,47	0,55	0,06	0,80	2,17	1,75
Nombre de Froude sorties Fo	Fo<1	0,0011	0,0012	0,0009	0,0009	0,0012	0,0009	0,0006	0,0038
Nombre de Rossby R	R>1	0,86	1,22	1,25	0,95	1,22	1,50	2,14	1,48

Tableau 2 : Valeurs des nombres adimensionnels calculés sur la retenue de Bimont

### 3.3. Principe et fonctionnement du modèle DYRESM

#### 3.3.1. Introduction

DYRESM est un modèle de turbulence à une dimension développé par le Centre for Water Research (CWR), University of Western Australia. Il représente l'évolution de la température et de la salinité dans la colonne d'eau de lacs et réservoirs. La première version a été décrite en détail par Imberger & Patterson (1981) et a fait l'objet d'améliorations par Yeates and Imberger (2003). La version publique DYRESM V5 est utilisée dans cette étude. Le lac y est représenté par une série de couches horizontales d'épaisseurs variables. Au sein des couches sont modélisées les entrées et sorties d'eau, entraînant une contraction ou une expansion des couches concernées et une adaptation des couches adjacentes qui s'ajustent à la variation (Imerito, 2007). DYRESM fournit des prédictions des caractéristiques thermiques sur des échelles de temps allant de plusieurs semaines à plusieurs dizaines d'années. Le modèle permet donc de prédire les variations saisonnières et interannuelles des lacs et réservoirs ainsi que de tester la sensibilité aux changements à long terme des facteurs environnementaux. DYRESM peut être utilisé seul pour un usage purement hydrodynamique ou bien peut être couplé à un modèle biologique CAEDYM (Computational Aquatic Ecosystem Dynamics Model) pour des études incluant des processus chimiques voire biologiques.

#### 3.3.2. Structure en couches

DYRESM est basé sur un schéma en couches Lagrangiennes, dans lequel le lac est modélisé par une série de couches horizontales de propriétés uniformes mais d'épaisseurs

variables. Les positions des couches varient lorsque les entrées, sorties d'eau, l'évaporation et la pluie affectent le volume stocké. L'épaisseur des couches change lorsque les couches sont déplacées verticalement pour ajuster les changements de volume.

La stabilité de la structure d'une couche est vérifiée par comparaison avec les couches voisines. Cette vérification commence par la couche de surface dont la densité est comparée avec la couche directement en dessous. Lorsque la densité de la couche la plus haute est supérieure à celle du dessous, les couches sont combinées, les propriétés des deux couches sont conservées selon les équations gouvernant la conservation des constituants, et la nouvelle densité est déterminée à partir de la nouvelle température. La densité est ensuite comparée à celle de la couche située en dessous et le processus est répété jusqu'à ce que la couche la plus basse soit atteinte. Cela permet de s'assurer que le profil de densité est toujours stable.

### 3.3.3. Echanges de chaleur, de masse et moments

Ces processus constituent les mécanismes primaires dirigeant DYRESM. Ces surfaces d'échange fournissent la majorité de l'énergie participant au réchauffement, au mélange et à la stratification du lac. Cela comprend le réchauffement dû à la pénétration des rayonnements de petite longueur d'onde dans le lac, aux flux en surface dus à l'évaporation, à la chaleur sensible, aux rayonnements de grandes longueurs d'ondes et à l'action du vent.

Les données météorologiques peuvent être renseignées de façon journalière ou à un pas de temps plus court. Lorsqu'elles sont indiquées au pas de temps journalier, elles sont alors supposées réparties de façon uniforme durant la journée, sauf pour la vitesse du vent et le rayonnement de petite longueur d'onde. La distribution de l'énergie issue des petites longueurs d'onde sur une journée varie en fonction de la latitude du lac et de la période dans l'année. La vitesse du vent peut être répartie de façon uniforme ou avoir une distribution en « bosse », sa direction n'est pas renseignée. DYRESM calcule dans un premier temps ces flux d'énergie à la surface puis calcule les flux massiques à la surface qui en dérivent.

#### 3.3.3.1. Flux d'énergie en surface

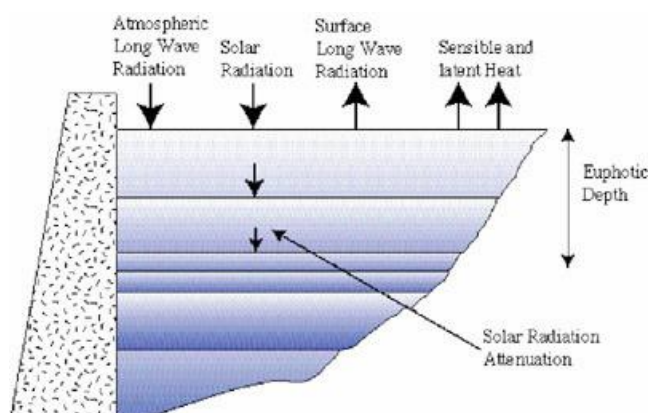


Figure 3 : Echanges de flux d'énergie en surface d'un lac (Imerito, 2007)

Les rayonnements de petites longueurs d'onde (280 à 2800 nm) sont généralement mesurés directement. Ils sont divisés en rayonnements pénétrants et non pénétrants en fonction de la longueur des ondes. Les rayonnements inférieurs à 700 nm (Rayonnements photosynthétiquement actives) sont considérés comme pénétrants, ce qui signifie que l'énergie est répartie dans toutes les couches de la colonne d'eau. DYRESM considère qu'environ 45% des ondes des rayonnements solaires sont pénétrantes (Gates 1996, Jellison and Melack 1993 in Science Manuel of DYRESM). Ces 45% d'ondes pénétrantes sont distribuées selon la loi de Beer-Lambert et les 55 autres % sont donc absorbés ou émis à partir de la couche de surface. Le rayonnement solaire est réparti avec une répartition sinusoïdale centrée autour de midi. Le coefficient de réflexion (albédo) des rayonnements de petite longueur d'onde varie en fonction des lacs et dépend de l'angle du soleil.

Les rayonnements de grande longueur d'onde, émis à partir des nuages et de la vapeur d'eau dans l'atmosphère peuvent être mesurés directement ou calculées à partir de la couverture nuageuse, de la température de l'air et de l'humidité. La densité de l'énergie du rayonnement incident à la surface de l'eau peut être estimée comme :  $Q_{lw(rad)} = (1 - r_a^{(lw)}) * Q_{lw(air)}$  Où  $r_a^{(lw)}$  est l'albédo pour les grandes longueurs d'ondes, qui est prit comme une constante égale à 0.03 (Henderson-Sellers 1986).

La détermination du flux de chaleur sensible à la surface du lac durant une période  $\Delta t$  peut s'écrire (Fisher et al 1979) :  $Q_{sh} = C_s \rho_A C_p U_a (T_a - T_s) \Delta t$ , où  $C_s$  est le coefficient de transfert de chaleur sensible, pris à  $1,3 \cdot 10^{-3}$ ,  $\rho_A$  la densité de l'air en  $kg \cdot m^{-3}$ ,  $C_p$  la chaleur spécifique de l'air à pression constante,  $U_a$  la vitesse du vent à 10 m.

La détermination du flux de chaleur latente est donnée par (Fisher et al 1979) :  $Q_{lh} = \min[0,0.622/P * C_L \rho_A L_E U_a (e_a - e_s(T_s)) \Delta t]$ , où  $P$  est la pression atmosphérique en hectopascal,  $C_L$  le coefficient de transfert de chaleur latente ( $1,3 \cdot 10^{-3}$ ),  $L_E$  la chaleur latente d'évaporation de l'air ( $2,453 \cdot 10^6 J \cdot kg^{-1}$ ),  $e_a$  la pression de vapeur de l'air,  $e_s$  la pression de vapeur saturante à la température de l'eau en surface  $T_s$ , mesurées toutes les deux en hectopascal.

La totalité de la densité d'énergie déposée dans la couche de surface durant la période  $\Delta t$  est donnée par  $Q_{non-pen} = Q_{lw} + Q_{sh} + Q_{lh}$

### 3.3.3.2. Flux massiques en surface

Le changement en masse dans la couche de surface dû au flux de chaleur latente est calculé comme cela:  $\Delta M_N(lh) = Q_{lh} * A_N / L_v$ , où  $A_N$  est la couche de surface et  $L_v$  la chaleur latente de vaporisation de l'eau.

Les propriétés de la pluie sont supposées identiques à celles de l'eau dans la couche de surface. A chaque pas de temps, la pluie est calculée ainsi à partir des données journalières :  $r_h = R_h * \Delta t / N_d$ , où  $R_h$  est la hauteur de pluie journalière.

Le changement de masse total de la couche de surface est égal à la somme de la quantité d'eau évaporée et précipitée.

### 3.3.3.3. Flux des moments en surface

Dans DYRESM, le vent dirige à la fois le cisaillement de surface et le transfert de chaleur latente. Le vent est entré comme une moyenne journalière de la vitesse du vent. Au delà d'une vitesse critique du vent déterminée à  $3\text{m.s}^{-1}$  dans DYRESM, le modèle considère que le vent entraîne des mouvements dans la couche de surface. Les échanges de moments dus au vent débutent donc quand  $U_a > U_{\text{crit}}$ . Avant que cette vitesse ne soit dépassée, les vitesses dans toutes les autres couches sont nulles. Une fois que le vent a atteint la vitesse critique, la vitesse de la couche de surface est calculée ainsi (Fisher et al 1979) :

$$U_N = u_*^2 \Delta t / \Delta Z_N$$

où la vitesse de cisaillement est calculée à partir de la vitesse du vent :

$$U_* = (C_d \rho_a / \rho_N)^{1/2} U_a, \text{ avec } C_d = 1,3 \cdot 10^{-3}$$

La vitesse des couches situées sous la surface change par l'amalgamation des couches, ce qui a pour effet le mélange des moments à travers la colonne d'eau.

#### 3.3.4. Algorithme du mélange de la couche de surface

Trois mécanismes peuvent entraîner le mélange de la couche de surface dans DYRESM :

- le retournement convectif, où l'énergie est issue de l'énergie potentielle résultant de l'eau dense tombant à un niveau plus bas.
- l'agitation, où l'énergie issue de la vitesse du vent est appliquée à la couche de surface.
- le cisaillement, qui transfère l'énergie cinétique des couches supérieures vers les couches inférieures dans la colonne d'eau.

L'énergie cinétique turbulente est introduite dans la couche de mélange de surface à travers un mélange convectif, dû au vent et par le cisaillement. Les méthodes de mélange suivent la procédure suivante : à chaque pas de temps, l'énergie potentielle  $PE_{\text{mix}}$ , requise pour le mélange de deux couches N et N-1 est calculée en fonction du centre de masse de la couche et de sa masse.

#### 3.3.5. Dynamique des entrées et sorties

Les entrées dans DYRESM peuvent se faire en surface ou en sub-surface. Les entrées en surface correspondent à l'arrivée d'une rivière ou d'un ruisseau et les entrées en sub-surface à une arrivée par un tuyau ou par un apport sous-terrain. Une arrivée d'eau de sub-surface peut être plus légère ou plus dense que l'eau ambiante au niveau de son entrée ; différents algorithmes sont donc utilisés selon la situation. Si le flux entrant est plus chaud, il s'écoule à la surface du plan d'eau (Figure 4). S'il est plus froid, il plonge, entraînant avec lui une partie de l'eau avoisinante. Le flux s'insère horizontalement dans le réservoir lorsque sa densité est égale à celle de l'eau du réservoir. Le cas d'une entrée de sub-surface dense est traité de la même façon qu'une entrée d'eau en surface.

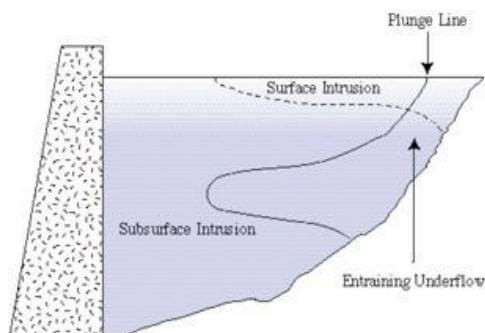


Figure 4 : Différents types d'entrées d'eau dans un réservoir (Imerito, 2007)

Les sorties comprennent les sous-tirages d'eau et les débordements au-dessus de la crête du réservoir. Le niveau d'une sortie est déterminé et la quantité d'eau au débit  $Q$  est extraite de la couche adjacente à cette sortie. Si  $Q$  dépasse le volume de la couche, l'eau est prise des couches successives au dessus de la sortie jusqu'à ce que le volume requis soit atteint. La structure des couches est recalculée après que chaque couche ait été altérée. Lorsque le lac est stratifié, si le débit soutiré devient trop important et dépasse une valeur critique, la thermocline peut alors être déviée vers la prise d'eau, sans possibilité de rétablissement (Figure 5).

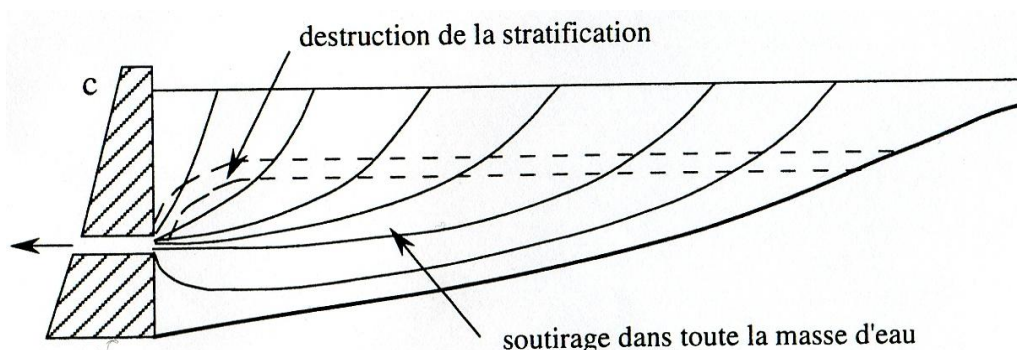


Figure 5 : Schématisation de la destruction de la thermocline par un soutirage important (Salençon & Thébault, 1997) d'après Imberger, 1979

### 3.3.6. Mélange de la couche profonde

DYRESM choisit une approche de paramétrisation pour modéliser les processus de mélange profonds dans les lacs. Le mélange en profondeur est ainsi divisé en deux parties : le mélange interne et le mélange de la couche limite benthique. Ces deux mécanismes sont invoqués uniquement une fois par jour (à minuit) lorsque la colonne d'eau n'est pas complètement homogène (Yeates et Imberger 2003).

- Le mélange interne comprend les effets de deux mécanismes de mélange ensemble : la diffusion moléculaire et le mélange par cisaillement. Pour chaque couche, une proportion calculée du volume est mobilisée et transférée vers la couche située immédiatement au-dessus. De façon similaire, le même volume est mélangé à partir de la couche supérieure vers la couche étudiée. Ce processus continue du fond vers le sommet de la colonne d'eau.



d'exploitation. La principale source d'entrée d'eau dans la retenue est un apport hors bassin constitué par l'eau du Verdon (1643 l.s-1). Le bassin versant de la retenue est divisé en deux sous bassins versants (Fig 17) : Ouest (64.8 l.s-1) et Est (85.4 l.s-1). Sa capacité de stockage moyenne est de 14 millions de m<sup>3</sup> et elle possède une capacité maximale de stockage de 25 millions de m<sup>3</sup>. La retenue de Bimont constitue une réserve d'eau brute pour l'irrigation et une réserve d'eau potable pour les communes voisines. Le barrage permet également la production d'électricité et joue le rôle d'écrêteur de crue. Des problèmes de turbidité ont été observés suite à des événements pluvieux importants, ayant entraîné un apport de matières en suspension par ruissellement sur les berges.

La retenue repose sur un sol calcaire, principalement des calcaires gris datant du Jurassique supérieur au sud, et des marnes du Jurassique moyen au nord (Figure 7). Elle est donc sujette à des infiltrations et des apports d'eau karstique importants. En effet, sur le versant sud du Massif de la Sainte-Victoire, au sud-est de la retenue, le ruisseau de Roques-Hautes (petit ruisseau de 1km de long), jadis temporaire aux dires des habitants de la région, doit sa pérennité à l'apparition d'une source importante provenant vraisemblablement d'un exutoire des barrages de Bimont et de Zola (ou des deux) à une altitude supérieure qui est devenu permanente suite à la construction de la retenue. Avant la réalisation de ces réservoirs, il n'y avait pas de source mais juste un puits (Legier, 1979).

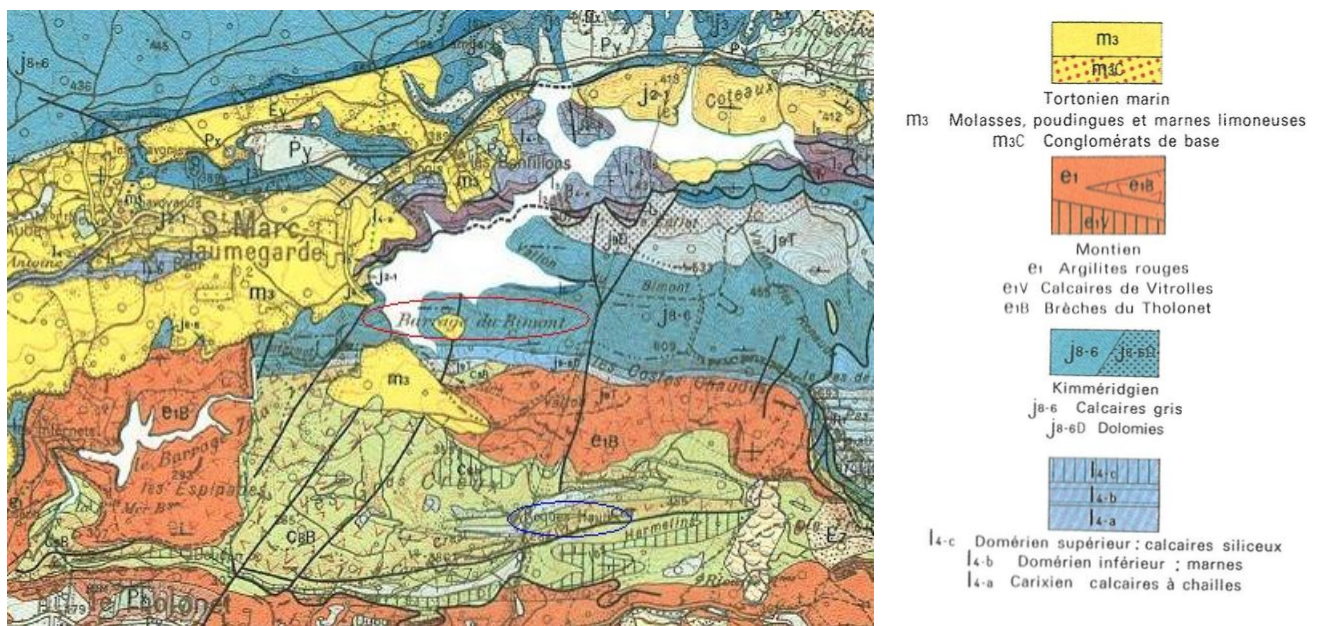


Figure 7 : Carte géologique de la retenue de Bimont et de ses alentours (Source: BRGM)

#### 4.2. Données d'entrée

Le modèle DYRESM nécessite quatre types de données en entrée :

- paramètres physiques et morphologiques de la retenue (bathymétrie et cote de la crête du barrage)
- condition initiale de la variable modélisée (température de l'eau)
- paramètre de qualité de l'eau (coefficient d'extinction de la lumière)
- paramètres de forçage externe au pas de temps journalier (données météorologiques, débits d'eau entrant et sortant de la retenue, ainsi que la température des entrées d'eau)

### 4.2.1. Bathymétrie

La bathymétrie a été réalisée à partir de trois campagnes de mesure de profondeur réalisées par le Cemagref entre 2007 et 2010 à partir de la même sonde (précision de l'ordre du dm). Cela entraîne un biais sur la mesure, qui s'ajoute à l'incertitude due aux vagues créées par le vent. Toutefois, cela semble préférable à l'interpolation à partir des données d'une seule campagne qui ne rend pas compte de l'hétérogénéité de la bathymétrie de la retenue. Après un contrôle des mesures aberrantes, j'ai donc interpolé l'ensemble des points issus des trois campagnes (Figure 8). Plusieurs méthodes d'interpolations ont été testées (Krigage, Spline, IDW et Natural Neighbors). Les méthodes par krigage et spline ne donnent pas de résultats satisfaisant sur la retenue de Bimont. Les méthodes de pondération par l'inverse de la distance et par les voisins naturels semblent toutes les deux permettre une meilleure représentation de la réalité de la topographie. J'ai donc choisi d'interpoler à l'aide de la dernière méthode.

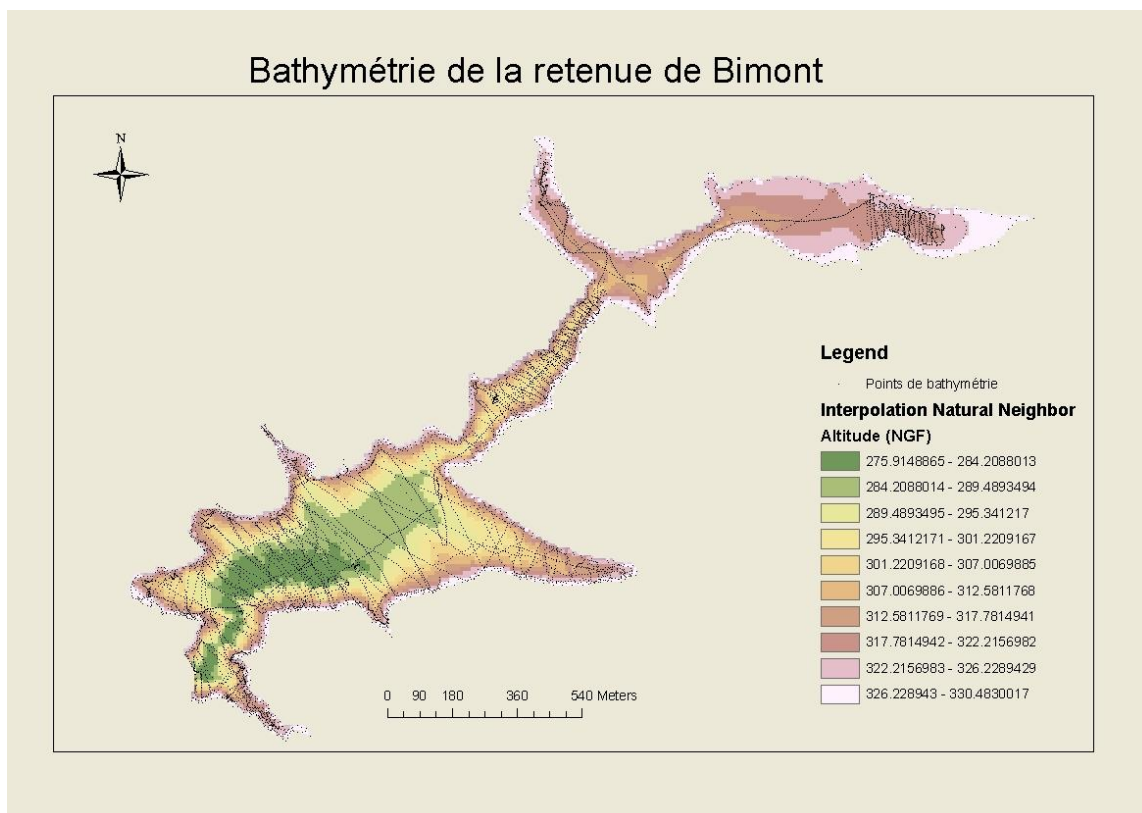


Figure 8 : Bathymétrie de la retenue de Bimont

La bathymétrie a été mesurée jusqu'à la cote 330. Le modèle nécessite de rentrer des données dépassant la cote moyenne d'exploitation en cas de montée du niveau de l'eau. Le MNT n'étant disponible qu'avec une résolution de 25 m, il n'est pas possible de calculer la topographie au dessus du niveau moyen d'exploitation (330 NGF). Au-dessus de cette altitude, la table de correspondance entre l'altitude et la surface du lac est donc extrapolée. Des mesures réalisées par la SCP lors de la vidange décennale de la retenue permettent d'estimer l'erreur sur le calcul de la surface à partir d'un simple script. En se basant sur quelques points de contrôle entre la cote 324 et 332 NGF, la surface semble sous-estimée de 12%. Cette erreur se répercute sur le calcul du volume par DYRESM dont les valeurs sont sous-estimées, toujours par rapport aux points de mesure de la SCP, de 20%. En appliquant un



coefficient de correction sur la surface afin de corriger cette sous-estimation, l'erreur sur le volume calculé par DYRESM est réduite à 3%.

#### 4.2.2. Cote du barrage

L'altitude de la crête du barrage est égale à 350 NGF et l'altitude zéro est de 285 NGF.

#### 4.2.3. Condition initiale et suivi de la variable température

Afin de pouvoir évaluer la valeur des températures simulées, il est nécessaire d'avoir un suivi régulier de la température dans la retenue en fonction de la profondeur. L'acquisition des profils de température s'est effectuée par un suivi mensuel de la retenue de Bimont depuis juin 2009, puis bimensuel depuis février 2010. Ce suivi consiste à effectuer un profil vertical de la température à l'endroit le plus profond du lac (tous les 1 m entre la surface et le fond).

Les enregistrements de profils de température dans la retenue de Bimont entre juillet 2009 et juillet 2010 permettent d'observer un cycle complet du comportement thermodynamique du lac. En 2009, l'homogénéisation des eaux a eu lieu entre septembre et octobre (Figure 9), puis la température de l'eau a chuté de 15 à 5 degrés en quatre mois. L'homogénéisation semble être complète dans la retenue durant la période d'observation.

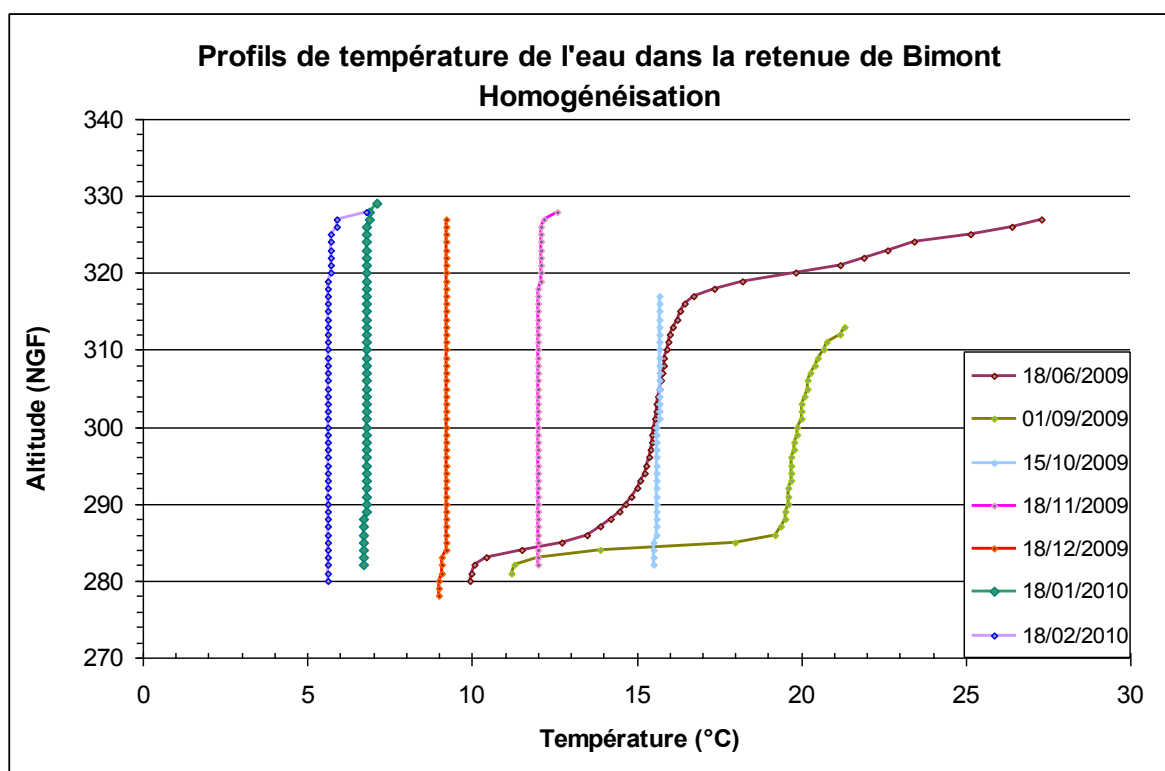


Figure 9 : Profils de température de la retenue de Bimont lors de l'homogénéisation des couches d'eau

Dès mars 2010 (Figure 10), l'eau en surface et jusqu'à 10 m de profondeur environ s'est réchauffée progressivement et a ainsi vu sa température augmenter de plus de 15 degrés entre le printemps et l'été.

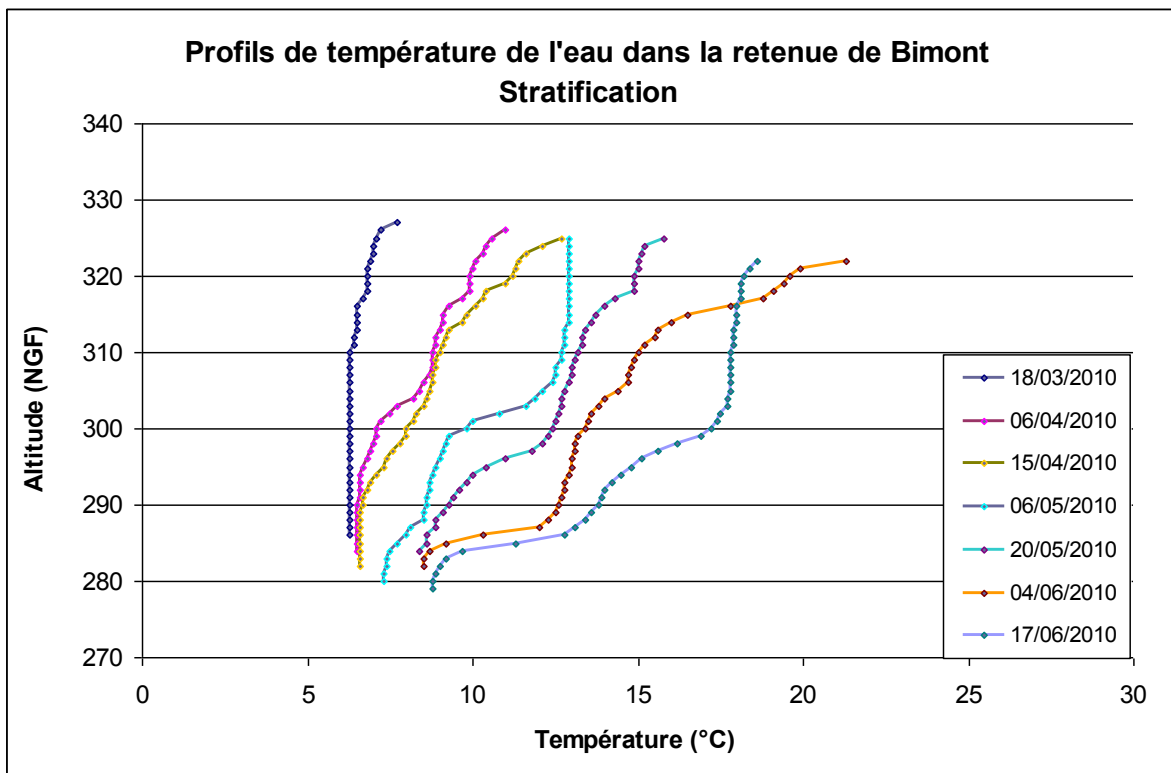


Figure 10 : Profils de température de la retenue de Bimont lors de la mise en place de la stratification

La retenue de Bimont a un comportement monomictique, les eaux de surface et de fond se mélangent intégralement une fois par an, à l'automne. Durant la période de stratification, la profondeur de la thermocline ne se distingue pas nettement, on observe en effet plusieurs gradients de température au sein de chaque profil. A l'altitude 318 NGF, on observe une première chute de la température. Cette altitude correspond à la profondeur de pénétration de la lumière. Plus bas, à l'altitude 305 NGF, on observe un gradient de température plus marqué qui constitue la thermocline saisonnière. Cette zone correspond à la profondeur jusqu'à laquelle l'eau est mélangée grâce à la force apportée par le vent. Cette thermocline s'enfonce légèrement jusqu'à l'altitude 300 NGF en juin, à mesure que le niveau de l'eau diminue dans la retenue. L'influence de l'arrivée d'eau, à l'altitude 310 NGF ne semble pas se distinguer clairement sur ces profils mais peut expliquer que le gradient de température soit très étalé en mars, au moment où le débit entrant dans la retenue augmente.

#### 4.2.4. Coefficient d'extinction de la lumière

Le coefficient d'extinction lumineuse est déterminé de façon empirique d'après les mesures de profondeur  $Z_s$  d'apparition et de disparition du disque de Secchi (disque de 20 cm de diamètre divisé en quatre secteurs égaux peints en noir et blanc, immergé dans l'eau au bout d'un fil étalonné) selon  $\eta=1,7/Z_s$  (Pourriot, Meybeck, Champ, & Arcady-Meyer, 1995). Ces mesures sont réalisées de façon bimensuelle depuis février 2010 à l'occasion de la réalisation des profils de température. Les profondeurs de disparition du disque de Secchi observées varient entre 3 et 6 m sur 6 mois (Figure 11). L'erreur sur la mesure est de 0,25 m. De plus, la mesure n'a pas toujours été effectuée par la même personne, ce qui entraîne un biais supplémentaire. La valeur du coefficient d'extinction est donc à prendre en compte avec une erreur de 0,02. Enfin, nous disposons d'observations sur 6 mois uniquement, ce qui donne un aperçu partiel de la variation du coefficient d'extinction lumineuse annuelle. En effet, le coefficient d'extinction lumineuse est influencé par la biomasse l'été et par les matières en suspension l'hiver. La transparence est plus

faible l'été lors de bloom algaux ou suite à un événement pluvieux intense pouvant entraîner des apports importants de matière en suspension par ruissellement. Les données manquantes sont celles durant l'hiver, au moment où le coefficient d'extinction est généralement faible. Il est donc possible que la valeur moyenne du coefficient d'extinction lumineuse de 0,37, calculée à partir des valeurs observées du disque de Secchi soit légèrement supérieure à la valeur moyenne réelle.

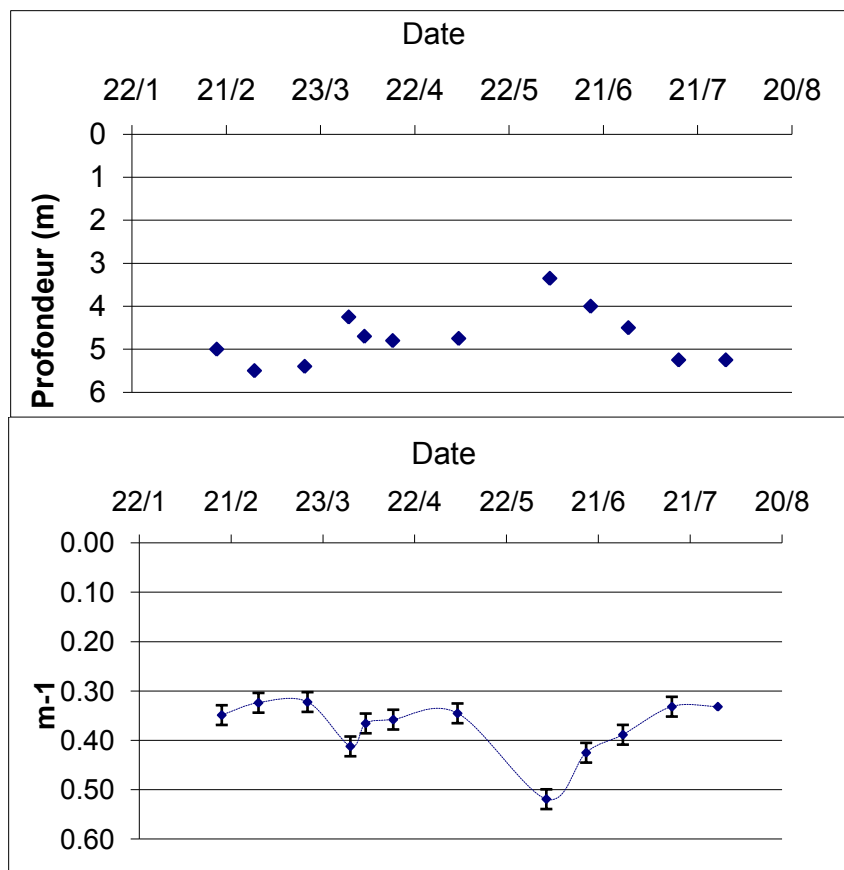


Figure 11 : Valeurs observées de la profondeur du disque de Secchi entre février et juillet 2010 (Haut) et valeurs calculées du coefficient d'extinction lumineuse  $\eta$  calculées à partir de la profondeur du disque de Secchi (Bas)

#### 4.2.5. Données météorologiques

Les conditions météorologiques de la retenue de Bimont ont été obtenues à partir des enregistrements aux stations météorologiques de Vauvenargues et d'Aix en Provence, situées respectivement à 11 km à l'Est et 14 km à l'Ouest de la retenue de Bimont. La situation morphologique de Vauvenargues semble se rapprocher davantage de celle de Bimont et nous avons donc utilisé le maximum de données disponibles dans cette station (température moyenne de l'air, vitesse du vent, pluie et pression atmosphérique). La température moyenne de l'air calculée à partir des valeurs maximales et minimales journalières est de 13°C avec un écart type de 7°C. Le vent, mesuré à 10 m au dessus du sol, oscille autour de 10 km/h et peut atteindre les 30 km/h. Il pleut en moyenne 660 mm d'eau par an à Vauvenargues, et la pluie est plus importante l'hiver.

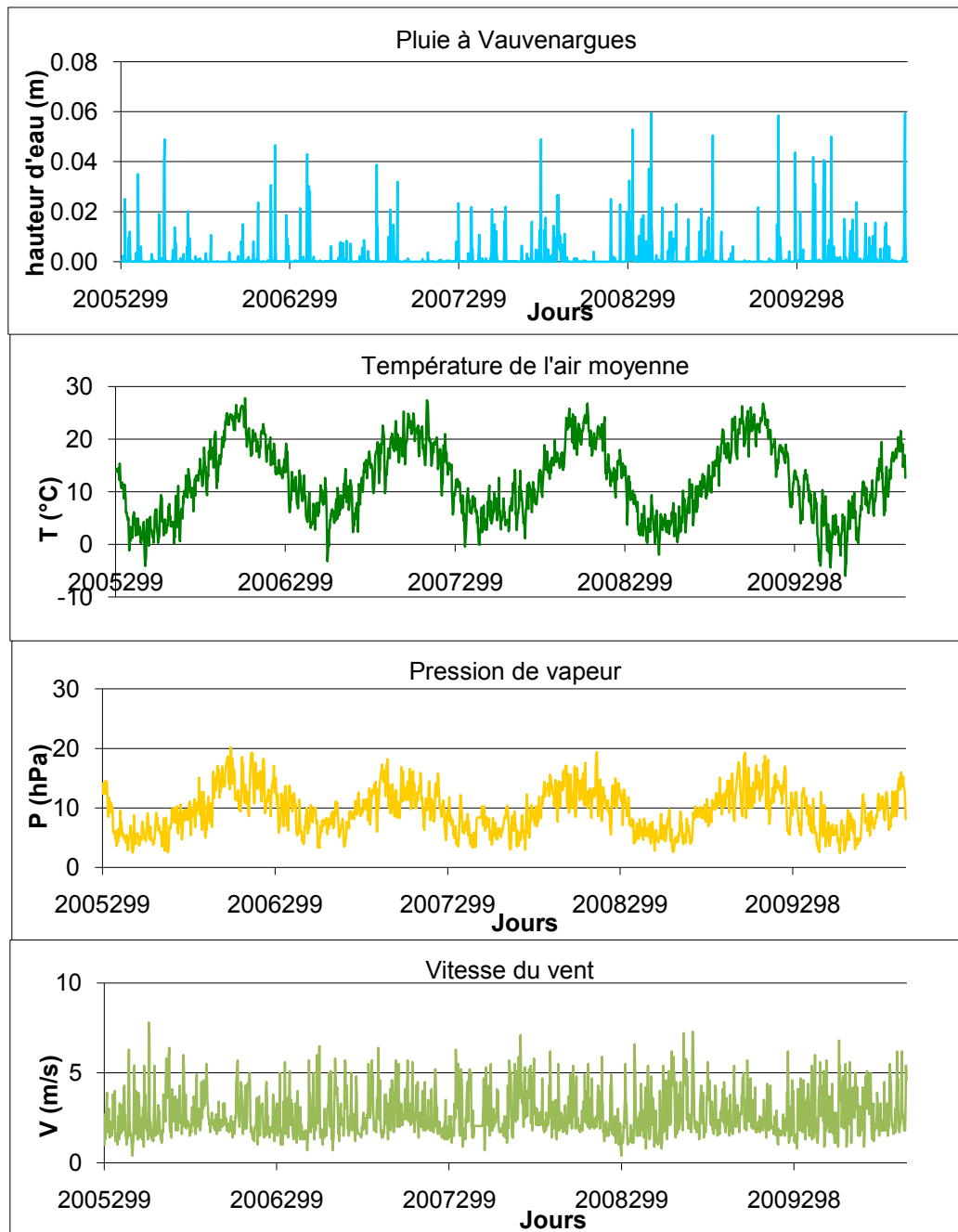


Figure 12 : Paramètres météorologiques enregistrés à la stations de Vauvenargues (source : Météo France)

Le calcul le bilan énergétique à la surface du lac nécessite de connaître les rayonnements de petites et grandes longueurs d'onde.

Le rayonnement de courtes longueurs d'ondes est obtenu à partir du rayonnement solaire global enregistré à la station météorologique d'Aix en Provence. Il est mesuré par un pyranomètre qui enregistre le flux de rayonnement reçu par unité de surface horizontale à partir d'un angle solide de 2 sr (stéradian) en provenance du soleil et du ciel.

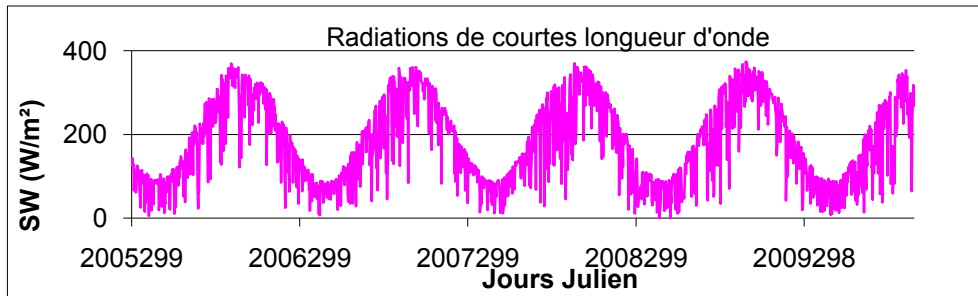


Figure 13 : Radiations de courte longueur d'onde enregistrées à la station d'Aix en Provence (source : Météo France)

Le rayonnement de grandes longueurs d'ondes non mesuré sur les stations alentours peut être remplacé par la couverture nuageuse. Nous ne disposons pas directement de la couverture nuageuse  $C$  mais il est possible de l'évaluer à partir de la durée d'ensoleillement et de la durée théorique d'ensoleillement d'une journée, obtenue à partir de paramètres orbitaux par la formule suivante (Henderson-Sellers, 1986) :

$$C = 1 - \frac{\text{durée d'insolation}}{2 * H * 43200/\pi}$$

$$\text{Cos}(H) = -\tan(\theta) * \tan(\delta)$$

Avec

$\Phi$  : Latitude

$\delta$  : Déclinaison

$$\delta = 0,4093 * \sin \left[ 2\pi * \frac{(I - 79.75)}{365} \right]$$

$I$  : Jour Julien

La durée d'insolation est mesurée à la station d'Aix en Provence par un héliographe à fibre optique qui enregistre le temps durant lequel l'éclairement énergétique du rayonnement solaire direct dépasse un seuil fixé à  $120 \text{ W.m}^{-2}$ .

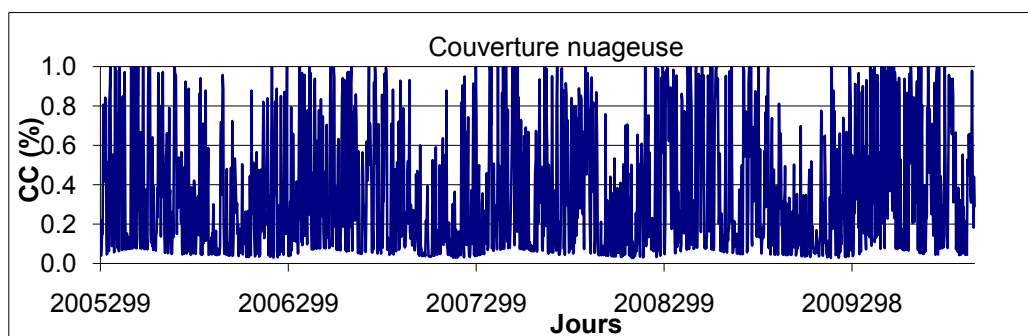


Figure 14 : Couverture nuageuse calculée à partir de la durée d'insolation enregistrée à la station d'Aix en Provence (minimum 0,02)

Ces données reflètent les conditions météorologiques aux stations les plus proches des lacs et non pas directement à la surface des lacs. Ceci peut donc entraîner un biais (gradient vertical de température et variations verticales et latérales de la vitesse du vent, de la couverture nuageuse, de l'humidité relative).

Un pluviomètre installé par la SCP au-dessus du barrage de Bimont permet d'estimer la variation de la pluie entre la station météorologique de Vauvenargues et la retenue (Figure

15). Les enregistrements de pluie sur les deux stations montrent qu'il pleut sensiblement plus à Vauvenargues qu'à Bimont (écart d'environ  $70 \text{ mm.an}^{-1}$  sur la période de simulation). Toutefois, lorsque l'on ramène cette variation en volume, cela représente une quantité d'environ  $4,2.10^4 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$  (Tableau 3), ce qui est faible en comparaison avec les volumes moyens entrant et sortant de la retenue sur un an ( $5,3.10^7 \text{ m}^3$ ).

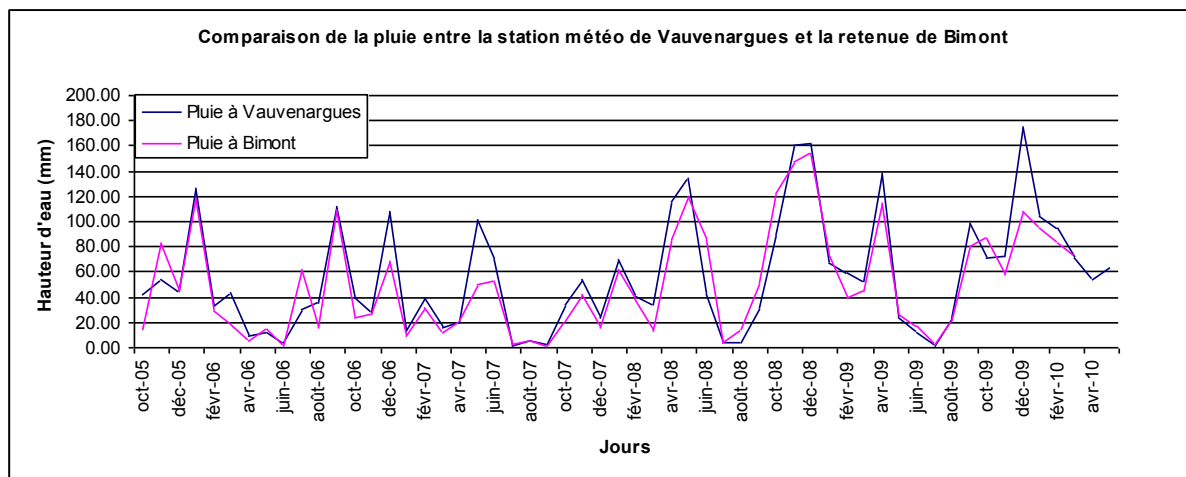


Figure 15 : Pluviométrie à la station de Vauvenargues et à Bimont entre octobre 2005 et avril 2010 (source : Météo France).

	Pluviomètre SCP à Bimont (mm/an)	Pluviomètre Station à Vauvenargues (mm)	Ecart moyen en volume sur un an (1000*m3)
2000-2010	611.42	659.84	-28.08
2005-2010	608.40	680.01	-41.54

Tableau 3 : Ecart de volume de pluie tombée sur les deux stations durant la période de simulation et en 10 ans

#### 4.2.6. Débits et températures des apports en eau

**Eau du Verdon.** La principale alimentation de Bimont est l'eau du Verdon (1643 l.s-1) qui entre dans la retenue en profondeur, par un tuyau situé à l'altitude 310 NGF. L'eau peut également être pompée par ce même tuyau, équipé d'une turbine. Ceci permet d'alimenter le réseau amont afin d'effectuer des travaux de maintenance du système principal. Le surplus d'eau entrant dans la retenue arrive gravitairement par un coursier en béton (alt. 344.7 NGF). Le débit de l'eau issue du Verdon est enregistré tous les quarts d'heure depuis octobre 2005. Les moyennes journalières nous ont été fournies par la SCP (Société du Canal de Provence), avec une précision de  $0,001 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ .

La température de l'eau du Verdon est enregistrée à 25 km en amont de la retenue à Rians. Un thermomètre posé par le Cemagref en juin 2009 et relevé en juin 2010 a permis de comparer la température de l'eau du Verdon entre Rians et la retenue de Bimont (Figure 16). La température de l'eau du Verdon augmente en moyenne de  $0,2^\circ\text{C}$  sur les 25 km avec un écart type de  $0,38^\circ\text{C}$ . Compte tenu de ce faible écart par rapport à l'incertitude sur les mesures de température de l'eau dans la retenue ( $\pm 0,1^\circ\text{C}$ ), les enregistrements de la température à Rians seront donc utilisées pour la température de l'eau du Verdon.

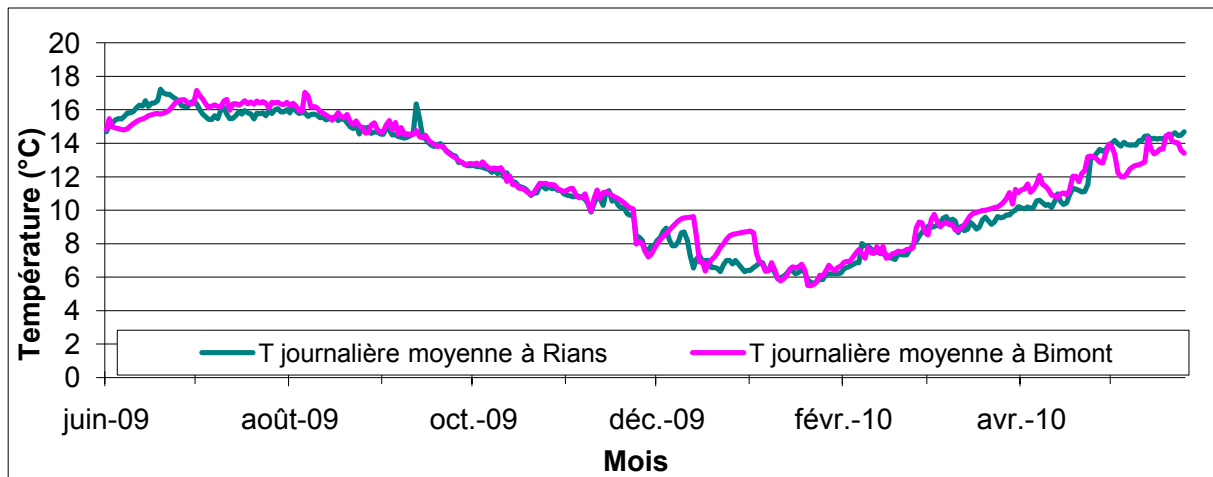


Figure 16 : Comparaison de la température de l'eau du Verdon à Rians et à l'entrée de la retenue de Bimont entre 2009 et 2010 (source : Société du Canal de Provence).

**Bassin versant Est (BV-Est).** Les eaux issues du BV-Est d'une superficie de 27 millions de  $m^2$  (Figure 17) sont drainées par deux ruisseaux : La Cause et l'Infernet qui se rejoignent au niveau de l'exutoire aux Gaudinettes où une station de mesure enregistre les débits par une mesure de hauteur de lame d'eau sur un seuil déversant. Depuis janvier 1991, le débit est enregistré au pas de temps mensuel et a donc été rapporté au pas journalier en le divisant par le nombre de jours. Le débit journalier moyen ainsi obtenu est de  $7,4 \cdot 10^3 m^3 \cdot j^{-1}$  avec un écart type important de  $1,2 \cdot 10^4 m^3 \cdot j^{-1}$ . Cette approximation ne permet donc pas de représenter la variation journalière du débit. Toutefois, durant la plus grande partie de l'année, cet apport est faible comparé au volume total de la retenue ( $14 \cdot 10^6 m^3$ ), cette approximation n'est donc a priori pas gênante. Elle peut l'être davantage en hiver, où le débit de l'Infernet peut atteindre 3160.0 milliers de  $m^3$  par mois (2008). On peut également supposer que des écoulements souterrains alimentent Bimont depuis le BV-Est (nappes d'accompagnement de la Cause et l'Infernet) pendant ces périodes de fortes pluies principalement.

La température des eaux issues du BV-Est n'est pas mesurée en continue. Quelques campagnes de mesures ponctuelles ont été réalisées sur la Cause et l'Infernet par l'équipe « rivière » du Cemagref. La reconstitution d'une chronique annuelle de la température de l'eau à partir de données à la confluence entre la Cause et l'Infernet et en amont de la confluence sur chacun des ruisseaux a permis d'estimer la variation annuelle de la température et de la comparer avec la variation de la température de l'eau du Verdon. La température moyenne de l'eau du Verdon est de  $11,8 \pm 3,3^\circ C$  tandis que la moyenne de l'eau issue du BV-Est est de  $12,2 \pm 3,4^\circ C$ . En supposant que cet écart est négligeable et préférable du fait de l'incertitude sur la représentativité de la chronique de température reconstituée sur un an seulement, la température de l'eau apportée par le BV-Est sera approximée par la température de l'eau du Verdon. Les conséquences de cette incertitude seront estimées lors de la modélisation.



Figure 17 : Carte de délimitation des sous-bassins versant de la retenue de Bimont (source : SCP)

**Bassin versant Ouest (BV-Ouest).** La pluie qui tombe sur le BV-Ouest (14 millions de m<sup>2</sup>) se déverse dans le lac de Bimont directement par ruissellement, écoulements de subsurface ou écoulements souterrains. L'apport en eau du BV-Ouest ( $5,6 \cdot 10^3$  m<sup>3</sup>/j) est évalué par la SCP à partir de l'estimation du coefficient de ruissellement faite sur le BV-Est à l'exutoire aux Gaudinettes. Le calcul s'effectue à partir d'une moyenne mensuelle en faisant la division du volume des pluies par le volume passé aux Gaudinettes (détail de la méthode de calcul en annexe 1). Cette estimation suppose que le coefficient de ruissellement est le même sur les deux BV, et prend en compte uniquement les apports de surface. L'apport du BV-Ouest est parfois nul en été (juillet ou août) mais peut également être important lors de forts événements pluvieux (e.g. 1787 milliers de m<sup>3</sup> en décembre 2008 et >1000 milliers de m<sup>3</sup> en 2002 et 2003; Figure 18).

Pour estimer la température de l'eau apportée par le ruissellement sur le BV-Ouest, j'ai appliqué, comme pour le BV-Est, la chronique de température de l'eau du Verdon.

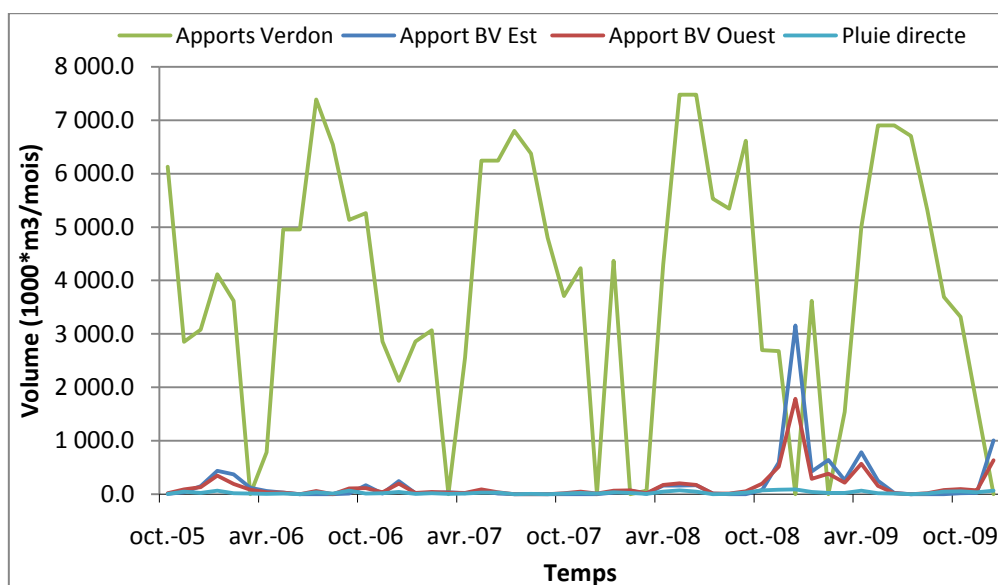


Figure 18 : Volumes entrants dans la retenue de Bimont entre octobre 2005 et décembre 2009 (Pluie directe à Bimont, estimation des apports de surface du BV-Ouest) (source : SCP)



#### 4.2.7. Débits des sorties d'eau

Les sorties d'eau s'effectuent au niveau du barrage par deux vannes, situées aux cotes 287 et 288 NGF. L'eau est alors stockée au niveau d'un contre barrage (cote 285.44 m NGF) afin de tamponner les débits sortants. A partir de ce contre barrage, une partie ( $1,2 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ ) de l'eau est redirigée vers un canal en direction de Marseille. Quelques jours par mois, principalement entre avril et octobre,  $0,9 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{j}$  sont envoyés vers le barrage de Zola, situé en aval de la retenue de Bimont, afin de maintenir un niveau constant vital pour l'écosystème. Pour finir, l'eau est parfois pompée au niveau du canal d'arrivée de l'eau du Verdon. La représentation des débits (Figure 19) montre que la principale sortie d'eau s'effectue par le canal au niveau du contre-barrage. La qualité de l'enregistrement des débits au niveau du barrage étant faible, il s'est avéré préférable d'utiliser les mesures de débits au niveau du contre barrage. La non prise en compte de l'évaporation au niveau du contre barrage entraîne une sous-estimation des débits sortants de la retenue, qu'il serait rigoureux de corriger. Afin de distinguer la part de chaque sortie, le débit sortant par le canal a été affecté à la sortie au niveau du barrage à l'altitude 287 NGF (la plus utilisée) et le débit écoulé vers Zola à la deuxième pompe de sortie du barrage (288 NGF).

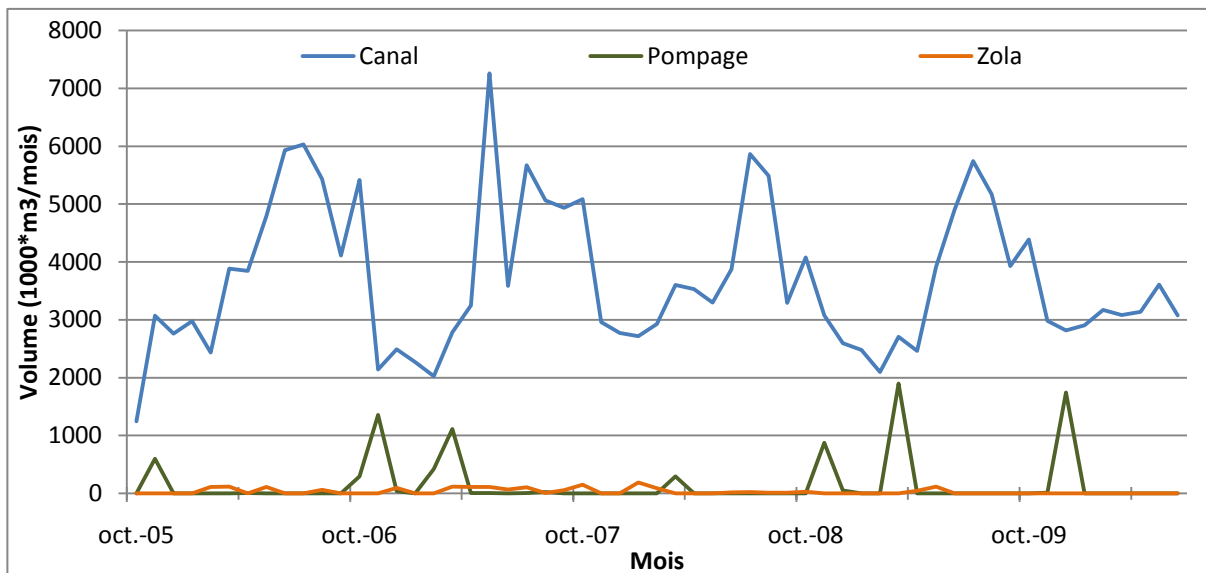


Figure 19 : Volumes mensuels sortants de Bimont entre octobre 2005 et juin 2010 (source : SCP)

#### 4.2.8. Bilan hydrique

Le calcul du bilan d'eau de la retenue, à partir des débits entrants, des débits sortants et de la cote de la retenue, est réalisé par la Société du Canal de Provence à l'échelle mensuelle depuis 1990 (Figure 20) selon l'équation de bilan :

$$Gains - Pertes = \Delta V + V_{entrant} - V_{sortant} + \varepsilon$$

où *Gains* et *Pertes* sont les volumes d'eau entrant et sortant inconnus,  $\Delta V$  est la variation de volume dans la retenue entre le 1<sup>er</sup> et le dernier jour du mois et  $\varepsilon$  est la somme des incertitudes de mesures des volumes (e.g.  $\varepsilon = 40\,000 \text{ m}^3$  pour le volume de la retenue) :

$$V_{sortant} = E + V_{Canal} + V_{Zola} + V_{Pompage}$$

$$V_{entrant} = V_{Canal-Verdon} + V_{BV}$$

où  $E$  est l'évaporation à la surface du plan d'eau et  $\varepsilon$  sont les incertitudes sur les volumes de la retenue et les volumes mesurés (pompage, canalisation, ruissellement). Un bilan positif correspond alors à  $Gains > Pertes$  et un bilan négatif à  $Gains < Pertes$ . Si les incertitudes étaient nulles, un gain pourrait être dû à une sous-estimation de  $V_{sortant}$  (non pris en compte, au niveau du contre barrage, de l'évaporation et des fuites) et une perte pourrait être due à une sous-estimation de  $V_{entrant}$  qui ne prend pas en compte les écoulements souterrains :

$$Gains - Pertes = V_{souterrain-BV} - (Inf. + Fuites)_{Bimont} - (E + Inf. + Fuites)_{Contre-barrage}$$

où  $V_{souterrain-BV}$  représente les écoulements souterrains depuis BV-Est et BV-ouest,  $Inf.$  sont les pertes par infiltrations sous les plans d'eau (Bimont et Contre-barrage),  $Fuites$  sont les pertes au niveau de la structure en béton des barrages (Bimont et Contre-barrage) et  $E$  est l'évaporation. Des pertes par infiltration sont en effet constatées par la SCP qui observe une diminution des pertes lorsqu'il a plu de façon régulière pendant plusieurs semaines voir plusieurs mois, ce qui peut s'expliquer par la saturation des systèmes karstiques.

Le canal de Provence estime que le bilan vaut  $-17,1$  milliers de  $m^3.j^{-1}$  ( $-240$  l.s $^{-1}$ ) en moyenne sur l'année. En rajoutant les apports par le BV-Ouest dans le bilan hydrique, cela diminue la valeur du bilan dans la retenue à  $-22,7$  milliers de  $m^3/j$ . Une première simulation du comportement thermique dans la retenue sans prendre en compte ces pertes et gains montre une montée anormale du niveau de l'eau dans la retenue ainsi qu'une représentation de la température dans la retenue peu satisfaisante. Il est donc nécessaire de considérer ces pertes et gains dans les entrées du modèle.

Dans ce bilan, la pluie directe ( $\sim 660$  mm/an) et l'évaporation sont comptées parmi les gains et pertes, or DYRESM tient compte de la pluie dans les entrées d'eau et calcule l'évaporation à la surface de la retenue. Nous ne disposons pas de mesures d'évaporation directe sur la retenue de Bimont, mais elle est de l'ordre de  $1200$  mm/an sur la retenue de Sainte-Croix (Vachala, 2008) et de  $1100$  mm/an sur les étangs de Camargue (Heurteaux, 1994). Afin de prendre en compte dans la simulation les pertes et les gains estimés à partir du bilan, il faut donc estimer indirectement l'évaporation avec, par exemple, la formule empirique de Penman en unités internationales, basée sur le transfert de masse (Penman, 1948 dans (Vachala, 2008)) :

$$E = a(1 + b * \frac{u}{0.44704} * \frac{es - ea}{3.386389} * 25.4)$$

où :

-  $a$  et  $b$  sont les coefficients de calage de la formule pour la retenue de Sainte-Croix,  $a=0,30$  et  $b=0,208$

-  $u$  (en m/s) est la vitesse moyenne du vent journalier mesuré à  $10$  m du sol à la station de Vauvenargues. Le vent entraîne le renouvellement des masses d'air non saturées à la surface de l'eau, c'est donc un paramètre influençant fortement l'évaporation. La mesure du vent la plus intéressante pour les mesures empiriques est celle à  $2$  m au-dessus du sol, or elle est généralement mesurée à  $10$  m.

-  $es$  (en hPa) est la tension de vapeur saturante calculée à partir de la température de l'air  $T_{air}$  (moyenne journalière calculée à partir de la température minimum et maximum journalière enregistrée à Vauvenargues) par la formule suivante :

$$es = 0.611 * \exp\left(\frac{17.25 * T_{air}}{T_{air} + 273}\right)$$

-  $ea$  (en hPa) est la tension de vapeur de l'air mesurée à la station Météo de Vauvenargues.

Sur la période 2005-2010, l'évaporation moyenne sur la retenue est ainsi estimée à  $1100$  mm.an $^{-1}$ , ce qui est du même ordre de grandeur que les estimations réalisées sur la retenue de Sainte Croix et sur les étangs de Camargue.

Une fois la pluie et l'évaporation enlevées du bilan, ce dernier est de -22,1 milliers de  $m^3 \cdot j^{-1}$ . Lorsque l'on observe le bilan moyen des débits entrants, sortants, et du volume de la retenue (Tableau 4, Figure 20), on constate que la part de la pluie et de l'évaporation est faible comparée aux volumes des entrées et sorties de la retenue compte tenu de son volume.

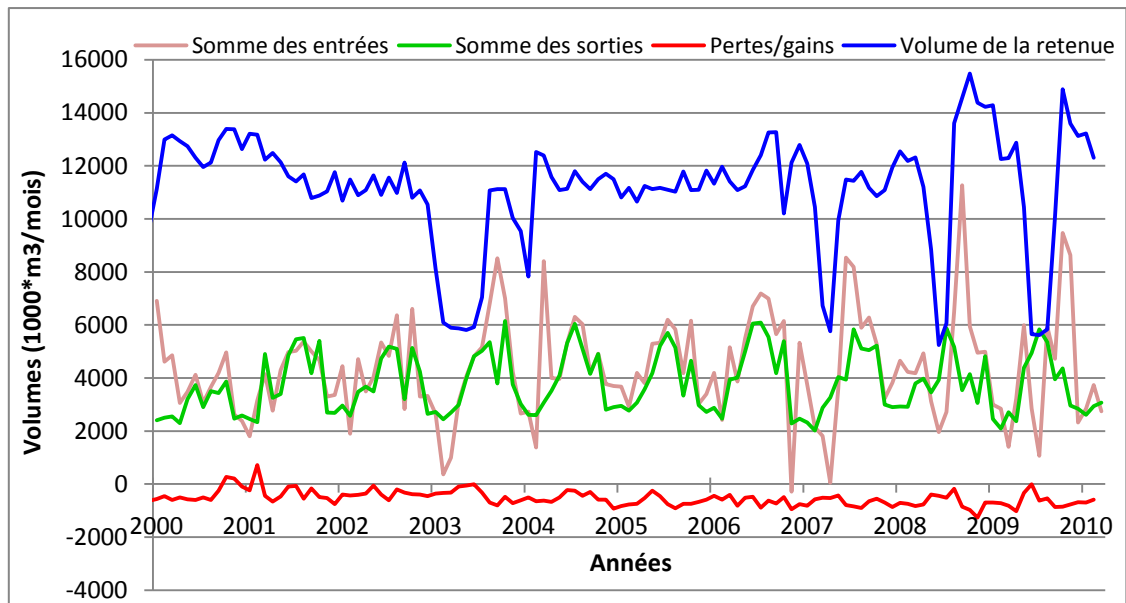


Figure 20 : Bilan hydrique de la retenue en milliers de  $m^3$  par mois sur 10 ans

Pluie	Verdon	Bv- Est	Bv- Ouest	Total entrées	Canal+Zola	Evaporation	Total sorties	Volume Bimont	BILAN
29	4098	225	171	4523	3778	50	3827	11305	-672

Tableau 4 : Tableau de synthèse du bilan hydrique de la retenue de Bimont  
(Débits moyens en milliers de  $m^3$ /mois sur la période de simulation : octobre 2005 à juin 2010)

Les débits entrant et sortant dans la retenue sont entrés dans le modèle au pas de temps journalier. Le bilan d'eau indique des pertes journalières de  $-500 \text{ l.s}^{-1}$  et des gains journaliers de  $250 \text{ l.s}^{-1}$ . Le bilan total est quasiment le même que l'estimation de la SCP ( $\sim -250 \text{ l.s}^{-1}$ ) mais l'origine de ces variations doit être identifiée afin qu'elles soient intégrées à la modélisation en entrées ou en sorties supplémentaires.

### 4.3. Comparaison modèle-données

La compilation de l'ensemble des données d'entrée a permis d'appliquer le modèle sur une période de 1699 jours débutant le 26 octobre 2005, et s'arrêtant le 20 juin 2010. Les résultats des simulations ont été comparés aux profils observés de température enregistrés entre juin 2009 et juillet 2010 et ceci de trois façons :

- la représentation simultanée de l'évolution de la température et du niveau de l'eau en fonction du temps et de la profondeur permet une première observation visuelle de l'évolution de la température dans la retenue. Cette représentation est utile dans la première partie de « calage » des paramètres tels que les Gains/Pertes dans la retenue mais ne permet pas de comparer ces températures avec les observations
- la comparaison des profils de températures simulées et observées sera présentée afin d'analyser la véracité des phénomènes de stratification et d'homogénéisation simulés dans la retenue

- la qualité des simulations est aussi évaluée par un coefficient de corrélation entre les températures en surface, entre les températures à l'altitude des entrées et des sorties d'eau et entre les températures au fond du lac. La qualité de la simulation sur l'ensemble des profils et des profondeurs observées est estimée par la comparaison des températures simulées  $T_{sim}$  et observées  $T_{obs}$ , à partir des calculs de l'erreur moyenne  $T_{me}$ , de la variation standard de l'erreur  $T_{stdev}$ , et de la racine carrée de l'erreur  $T_{rmse}$ , formulés ainsi:

$$\begin{aligned} \text{erreur}(j_i, p_j) &= T_{sim}(j_i, p_j) - T_{obs}(j_i, p_j) \\ T_{me} &= \frac{1}{\sum_{i=1}^n m_i} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{m_i} [\text{erreur}(j_i, p_j)] \\ T_{stdev} &= \sqrt{\left\{ \frac{1}{\sum_{i=1}^n m_i - 1} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{m_i} [\text{erreur}(j_i, p_j) - T_{me}]^2 \right\}} \\ T_{rmse} &= \sqrt{\left[ \frac{1}{\sum_{i=1}^n m_i} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^{m_i} \text{erreur}(j_i, p_j)^2 \right]} \end{aligned}$$

où :  $i$  est le nombre de jours pour lesquels des profils de températures ont été observés, et  $j$  le nombre de couches selon le jour.

## 5. Résultats du modèle

### 5.1. Niveau du plan d'eau, prise en compte des pertes et gains

Le niveau de l'eau dans la retenue est le résultat du forçage externe (débits entrants et sortants et conditions météorologiques). Le réalisme de la simulation de la variation du niveau d'eau dans la retenue indique qu'aucun paramètre significatif n'a été omis. L'augmentation anormale du niveau de l'eau dans la retenue lors de la première simulation (Figure 21) indique que le bilan d'eau n'est pas nul et qu'un paramètre de forçage est manquant. Plusieurs hypothèses sont possibles :

- l'hypothèse d'une augmentation excessive du niveau due à une sous-estimation de la bathymétrie a été écartée par la correction du calcul de la table des surfaces en fonction de l'altitude, calculé à partir de la bathymétrie. En effet, le niveau d'eau monte un peu moins avec la bathymétrie corrigée, mais toujours anormalement (Figure 21), si bien qu'il atteint la crête du barrage avant la fin de la simulation (au 1040ème jours).
- l'hypothèse de la nécessité de prendre en compte des termes Gains/Pertes calculés par le bilan hydrique. En effet, cette augmentation du niveau ne permet pas une bonne représentation de la température qui, bien qu'elle soit satisfaisante en surface, ne l'est pas en profondeur (Figure 22) et aux altitudes 310 et 287 NGF ( $R^2$  de 0,3 et 0,2).

**Les Gains.** On peut émettre plusieurs possibilités sur l'origine de ces gains ( $\sim -250 \text{ l.s}^{-1}$ ) et sur l'altitude et la température à leur imposer. En effet, le débit apporté par le Verdon étant mesuré avec précision ( $1600 \text{ l.s}^{-1}$ ), il est plus acceptable d'imputer ces pertes à une sous-estimation des apports de surface et sub-surface par les BV qui est uniquement estimée ( $\sim 150 \text{ l.s}^{-1}$ ). Plusieurs hypothèses concernant la répartition des gains ont été testées en fixant les

perdes à 280 NGF. L'application de 2/3 des gains en surface à la même température que les BV et d'1/3 des gains rajoutés à l'altitude 310 NGF fournit la meilleure simulation ( $T_{me} = -0.8$ ,  $T_{stdev} = 1,8$  et  $T_{rmse} = 2$ ). En ne prenant en compte que la moitié de ces *Gains/Perdes*, on se rapproche du bilan hydrique calculé à l'échelle mensuelle par la SCP, et surtout ces débits sont plus facilement acceptables. Cependant, le niveau de la retenue augmente toujours anormalement.

**Les Pertes.** Plusieurs scénarios ont également été testés concernant l'application des pertes dans la retenue. L'altitude 280 NGF fournit les simulations les plus satisfaisantes avec un  $R^2$  de 0.8 au fond du lac. Des pertes à une altitude supérieure dans la retenue seraient plus réalistes car elles permettraient d'alimenter les sources connues aux alentours (Roques-Hautes (Legier, 1979)). Toutefois, les différentes altitudes testées, ainsi que la répartition de ces pertes en différentes altitudes, fournissent de moins bonnes simulations de la température du fond ( $R^2$  de 0,7 à 277 NGF et 0,5 en les répartissant aux altitudes 290, 300 et 310 NGF par exemple). En affectant les gains en surface et les pertes en profondeur, on obtient une reproduction satisfaisante de la température en surface et en profondeur (Figure 23) ainsi qu'aux altitudes 310 NGF et 287 NGF ( $R^2$  de 0,8 et 0,9) correspondant aux entrées et sorties d'eau principales.

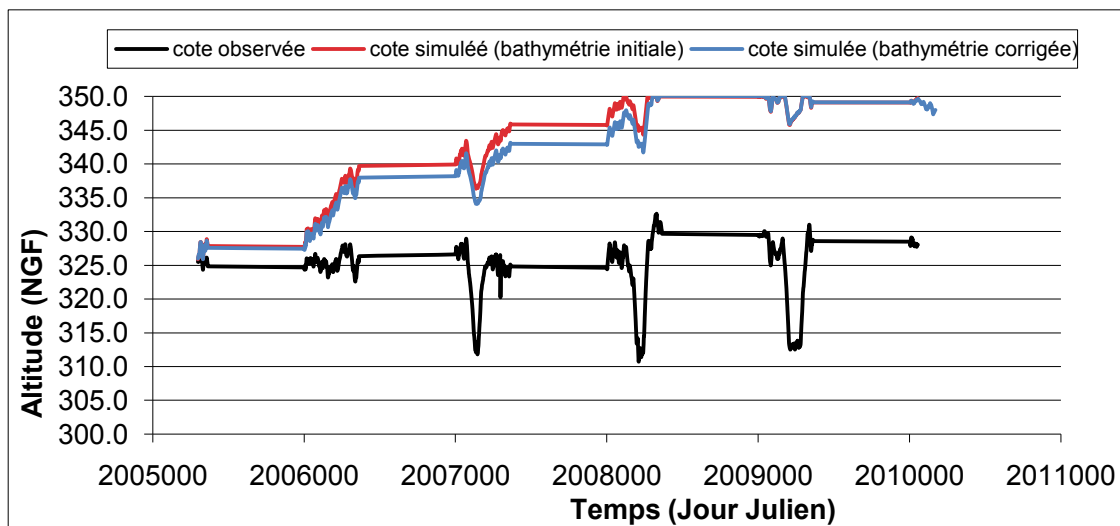


Figure 21 : Comparaison du niveau d'eau de la retenue de Bimont simulé et observé durant la période de simulation

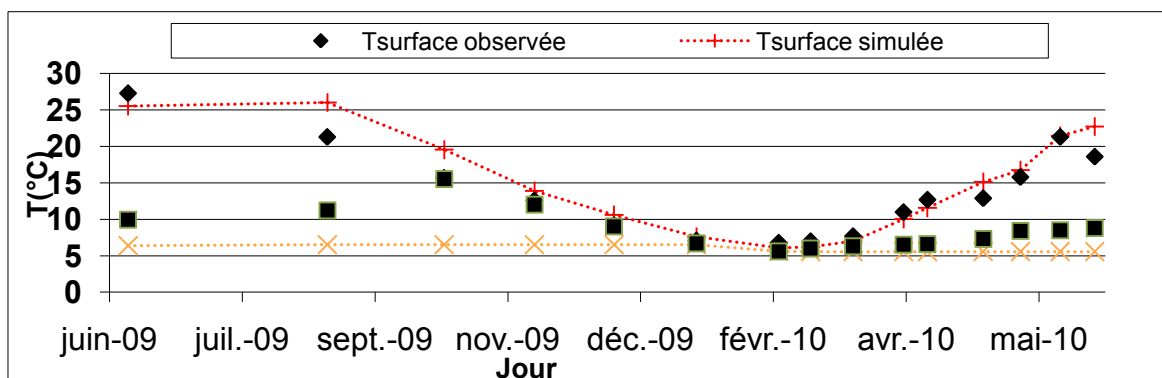


Figure 22 : Evolution des température observées et simulées en surface et au fond du lac sans *Gains/Perdes*

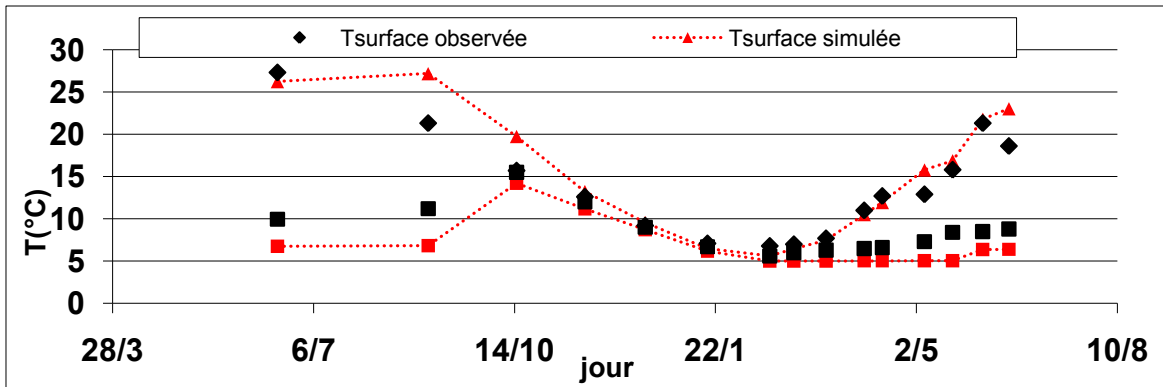


Figure 23 : Evolution des température observées et simulées en surface et au fond du lac

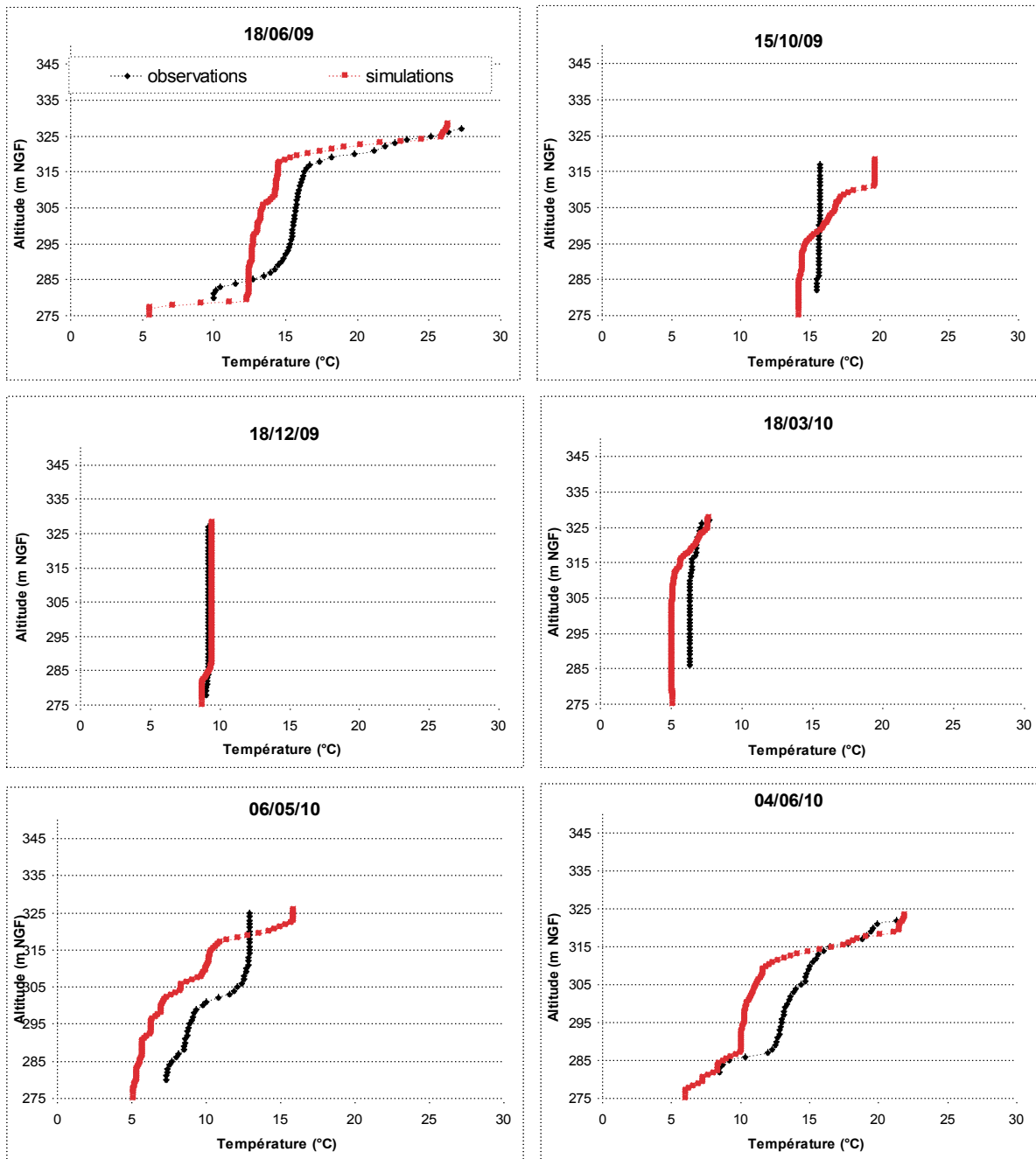


Figure 24 : Evolution de la température du lac en fonction de la profondeur à différents jours (Observations en noir, simulations en rouge)

## 5.2. Profils de température

Les profils de température en fonction de l'altitude permettent d'observer l'écart entre la simulation et les observations dans la mise en place de la stratification et dans l'homogénéisation (Figure 24). Malgré quelques anomalies, le modèle reproduit assez bien la dynamique globale de stratification de la retenue. En effet, la température moyenne dans le lac est sous-estimée de  $0,8^{\circ}\text{C}$  avec  $T_{stdev}=1,8$  et  $T_{rmse}=2$ . L'allure de la stratification est relativement cohérente avec les observations en juin 2009 et 2010, avec tout de même une température au niveau de la thermocline inférieure aux températures observées. Un retard d'environ un mois sur l'homogénéisation simulée est visible sur le profil du 15/10/09. Une fois l'homogénéisation simulée (dès novembre) en revanche, la température du lac est bien reproduite pendant toute la période où les eaux du lac sont mélangées. DYRESM rencontre des difficultés au moment de la mise en place (mars-avril) et de la destruction (septembre-octobre) de la stratification. De plus, la température dans l'épilimnion est surestimée l'été et sous-estimée l'hiver (Figure 23 et Figure 25). La température de surface est globalement surestimée de  $0,9^{\circ}\text{C}$  sur l'ensemble des profils. La reproduction de la température à l'altitude 310 NGF, correspondant à l'entrée de l'eau du Verdon, montre un faible écart ( $-0,9^{\circ}\text{C}$ ) entre les simulations et les observations. La température simulée au niveau des sorties (altitude 287) est inférieure aux observations ( $T_{me} = -1,5^{\circ}\text{C}$ ) sur l'ensemble des profils observés (Figure 26). De même, les températures simulées au fond du lac sont inférieures aux observations (Figure 23 et Figure 24).

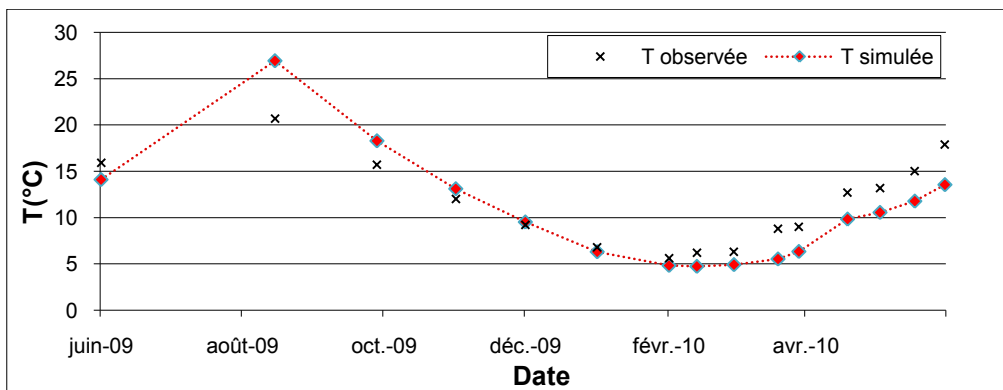


Figure 25 : Evolution de la température observée et simulée à l'altitude 310 NGF en fonction du temps

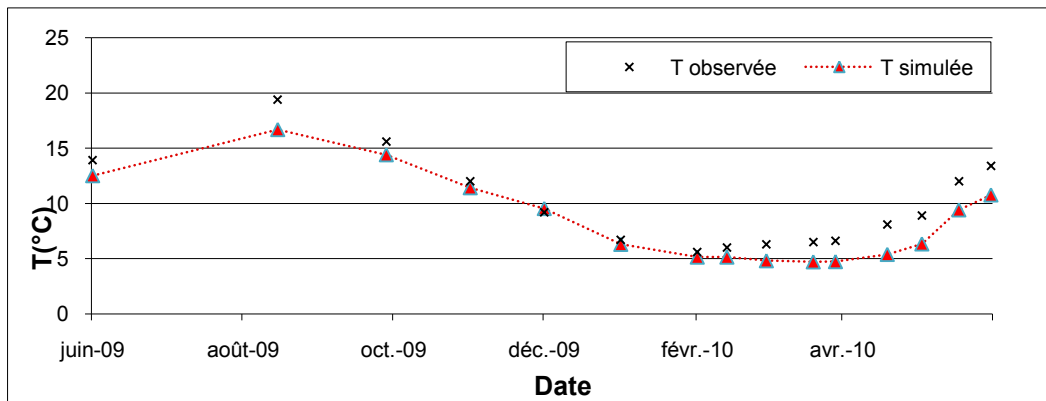


Figure 26 : Evolution de la température observée et simulée à l'altitude 287 NGF en fonction du temps

### 5.3. Sensibilité et limites du modèle

#### 5.3.1. Influence de la température initiale

Nous ne disposons pas de données de température dans la retenue au premier jour de simulation (26 octobre 2005) et avons donc imposé comme température initiale dans le modèle la température observée dans le lac en octobre 2009 (i.e. 15°C). Afin d'évaluer l'impact de l'incertitude sur la température initiale dans la retenue, plusieurs tests ont été effectués. En imposant la température initiale à 12°C et 18°C, l'influence de la température initiale ne semble plus se remarquer au bout de quelques mois (Fig. 27). La mise en place de la stratification, puis l'homogénéisation de la retenue se font toujours au même moment et la température moyenne simulée reste inchangée ( $T_{me} = -0,8^\circ\text{C}$ ). Cependant, les résultats montrent que la température au fond du lac est affectée, même après 4 ans ( $R^2$  de 0,7 lorsque la température initiale est imposée à 18°C et  $R^2$  de 0,8 pour  $T_{ini} = 12^\circ\text{C}$  contre  $R^2$  de 0,9 quand  $T_{ini} = 15^\circ\text{C}$ ). Malgré le temps de séjour courts de la retenue de Bimont (~3mois), l'influence de la température initiale dans la retenue n'est donc pas négligeable sur la température de fond.

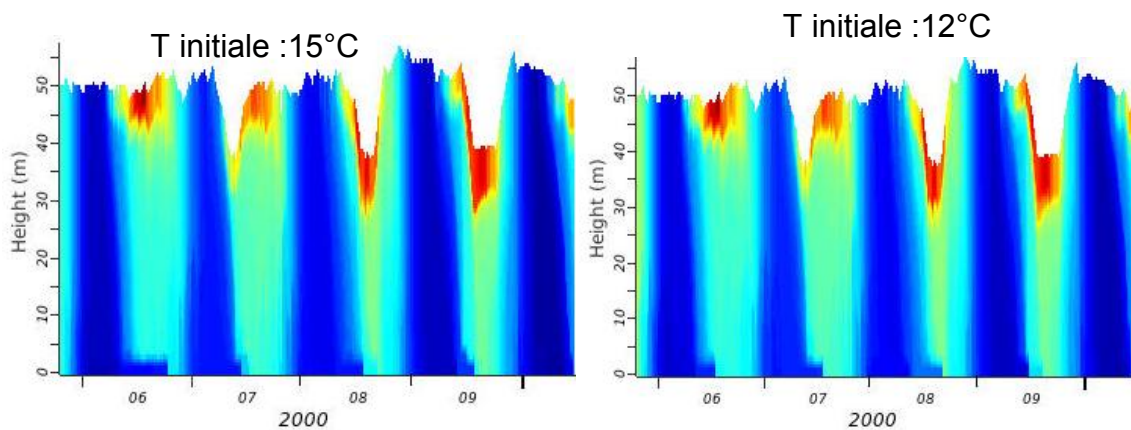


Figure 27 : Influence de la température initiale imposée dans la retenue en fonction du temps et de la profondeur

#### 5.3.2. Influence de la température d'entrée de l'eau du Verdon

La comparaison des simulations sur 2009-2010, où nous disposons de la température de l'eau directement à l'entrée de la retenue et des simulations obtenues avec la température de l'eau à Rians, montre une légère diminution de l'erreur sur la température (diminution de  $T_{stddev}$  de 1,8 à 1,6). La température en surface n'est pas affectée par la température de l'eau en entrée ( $R^2$  constant de 0,9). L'écart de température du Verdon n'explique donc pas à lui seul la sous-estimation de la température dans le lac mais influe sur la température de fond du lac. En effet, la température de cette eau en entrée détermine à quelle profondeur cette eau va s'insérer dans la colonne d'eau. Ainsi, l'application de la température de l'eau enregistrée directement à l'entrée du Verdon permet une légère amélioration de la représentation des températures au fond du lac (diminution de l'écart de  $-1,7$  à  $-1^\circ\text{C}$ ) et à l'altitude 287 NGF (diminution de l'écart de 1,5 à 1,1°C).

#### 5.3.4. Influence du coefficient d'extinction de la lumière

DYRESM utilise une valeur constante du coefficient d'extinction de la lumière sans tenir compte de ses variations saisonnières observées (Fig. 11). Afin de tester dans quelle mesure la



valeur constante du coefficient d'extinction peut affecter la qualité des résultats, j'ai réalisé une étude de sensibilité des températures simulées à une variation de la valeur du coefficient d'extinction entre ses valeurs extrêmes observées. Lorsque l'on impose la valeur minimum observée du coefficient d'extinction lumineuse, l'erreur moyenne sur la température est améliorée de 30% par rapport à l'application de la valeur maximum observée du coefficient d'extinction lumineuse. La valeur du coefficient d'extinction lumineuse a donc une influence significative sur la qualité de la simulation de la température dans la retenue.

La représentation du comportement thermodynamique de la retenue de Bimont par DYRESM m'a permis d'utiliser DYRESM comme un outil de simulation de scénarios de gestion.

#### 5.4. Simulation de scénarios de gestion

Pour répondre à la demande croissante en eau, la SCP souhaite augmenter l'exploitation de la capacité de stockage dans la retenue de Bimont en augmentant sa cote d'exploitation moyenne de 11,5 m. La réserve actuelle d'eau dans la retenue de Bimont est de 14 M° de m<sup>3</sup> à la cote 329,5 NGF et peut atteindre 25 M° de m<sup>3</sup> à la cote 341 NGF. Afin d'évaluer l'impact éventuel d'un tel changement de gestion sur le comportement thermodynamique de la retenue, plusieurs scénarios de montée du niveau d'eau dans la retenue ont été testés : différents temps de montée du niveau et à différentes périodes de l'année. Ces scénarios ont été appliqués sur le jeu de données météorologiques passées (2005-2010), et ne tient donc pas compte des probables changements climatiques dans le futur. L'observation d'un éventuel impact se fera en comparant les résultats avec le comportement thermodynamique simulé entre 2005 et 2010, tenant lieu de niveau de référence. Les simulations d'une montée du niveau de l'eau dans la retenue en trois mois, en débutant à différentes saisons ont été testées.

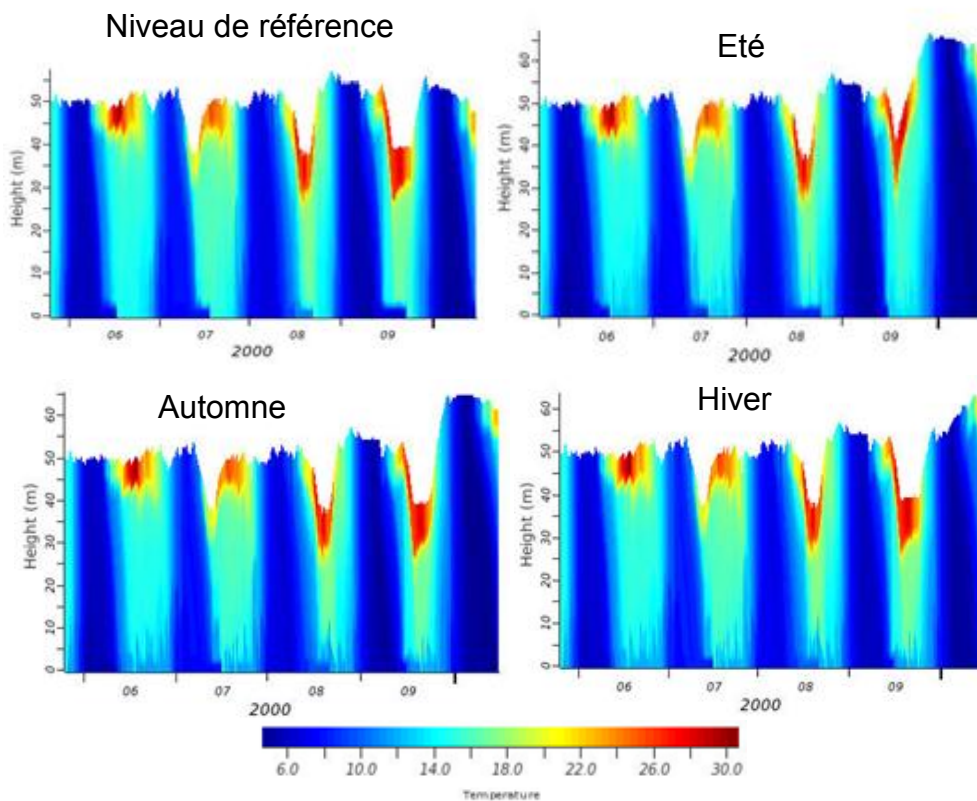


Figure 28 : Augmentation du niveau de l'eau dans la retenue en trois mois débutant en été, en automne ou en hiver

En fonction de la saison à laquelle l'augmentation des débits entrant commence, les résultats montrent ou non une perturbation de la profondeur de la thermocline (Figure 28). En effet, l'augmentation du niveau en automne ou en hiver ne semble pas affecter le fonctionnement thermodynamique du lac. En revanche, l'été, une diminution de l'épaisseur de l'épilimnion, ainsi qu'une diminution de la température dans l'épilimnion sont observés par rapport à la simulation de référence, représentant la reproduction du comportement thermique dans la retenue sous la gestion observée depuis 2005 (Figure 29).

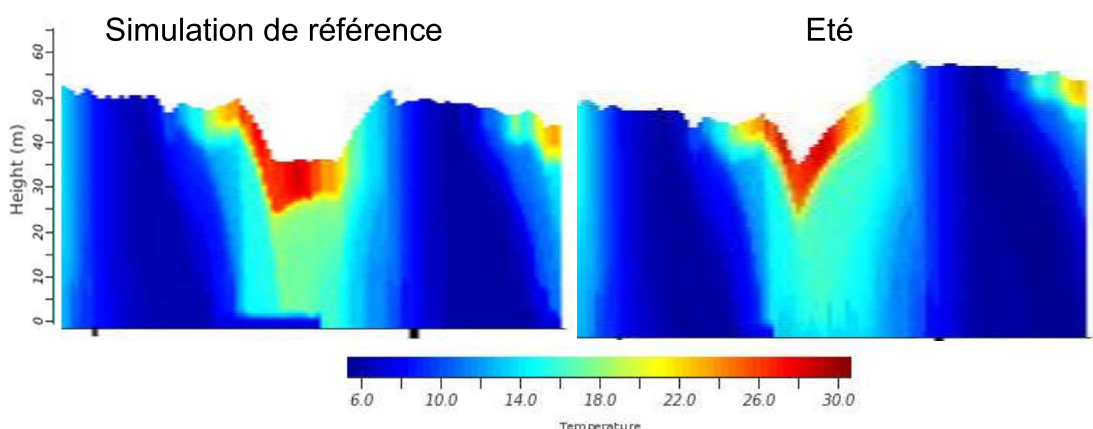


Figure 29 : Détail de l'augmentation du niveau d'eau dans la retenue en été en comparaison avec la simulation de référence (sans montée du niveau d'eau)

La simulation de montée du niveau d'eau sur une plus longue durée ne semble pas avoir d'effet sur la thermodynamique du lac. En effet en répartissant l'augmentation du niveau de la retenue sur 6 mois, on observe un simple décalage du profil thermique simulé sans augmentation du niveau de l'eau (Figure 30).

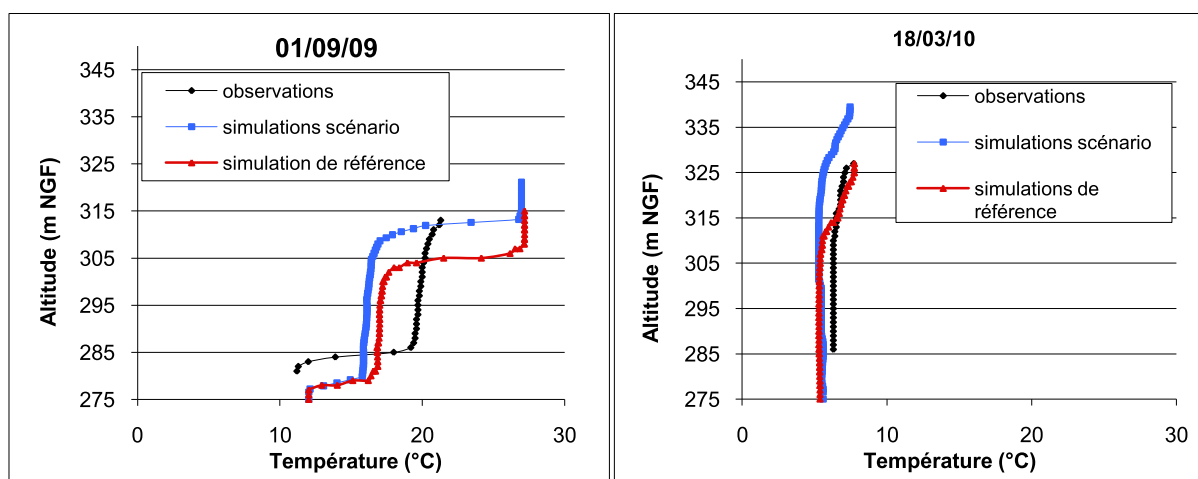


Figure 30 : Profils de température des observations, des simulations de référence et du scénario de montée du niveau de l'eau en 6 mois

Ces scénarios simulent uniquement la période pour atteindre le niveau d'eau souhaité, mais ne prennent pas en compte l'augmentation future des sorties d'eau pour faire face à la demande croissante. Ainsi il serait intéressant de tester le futur comportement de la retenue en modifiant également les débits de sortie.

## 6. Discussion

### $T_{stdev} T_{rmse}$ Températures de l'eau en surface et au fond

La bonne reproduction de la température de l'eau en surface ( $R^2=0,9$ ) quelque soit la température de l'eau en entrée indique que la température de l'eau en surface est principalement dépendante des conditions météorologiques. Sa sous-estimation en hiver et sa surestimation l'été peuvent être liées à un écart entre les paramètres météorologiques entre les stations et la retenue. La température de fond en revanche est affectée par la température de l'eau en entrée. Or il existe plusieurs incertitudes sur les différentes températures de l'eau en entrée. L'écart entre la température de l'eau du Verdon à Rians où elle est enregistrée depuis 2005, et à l'entrée de la retenue enregistrée depuis juin 2009, a une influence sur la température au fond du lac. La prise en compte de la température directement en entrée de Bimont sur un an permet une amélioration sensible de la simulation de la température du fond. On peut donc penser qu'une correction de l'ensemble de la chronique de température du Verdon depuis 2005 pourrait améliorer de façon significative la représentation de la température de fond. L'incertitude sur la température des apports par les BV peut également participer à la sous-estimation de la température au fond du lac. L'acquisition de la température du BV-Ouest en continue proche de l'entrée dans Bimont, ou son calcul à l'aide d'un modèle thermique de rivière (Gilbert 1986 dans Salençon & Thébault, 1997), pourrait améliorer l'écart entre les simulations et les observations. De plus cette température pourrait être appliquée au BV-Est et aux gains en surface. Enfin, l'incertitude sur l'origine des *Gains/Pertes*, et donc sur leur représentation, affecte probablement la qualité de la simulation. Cependant, étant donné le faible débit des gains comparé à celui du Verdon, il semble que l'altitude à laquelle cet apport est renseigné influe peu. La température de ces apports est en revanche plus déterminante, puisque qu'elle influe sur la hauteur à laquelle ils vont s'insérer dans la colonne d'eau. L'affectation des pertes à l'altitude 280 NGF fournit les meilleures simulations, toutefois la réalité de cette altitude est discutable, et d'autres mécanismes peuvent rentrer en jeu dans ce résultat. Il pourrait être intéressant d'appliquer les *Gains/Pertes* mensuels ramenés à l'échelle journalière afin de comparer l'influence sur les simulations. Toutefois, si les températures des BV et gains semblent avoir un impact significatif sur la température de fond du lac, compte tenu des faibles débits qu'ils représentent, la dynamique de la retenue semble principalement gouvernée par les apports hors-bassin versant du Verdon. Enfin, une valeur excessive du coefficient d'extinction lumineuse peut aussi être à l'origine d'une trop faible température en profondeur entraînant une sous-estimation de la pénétration de la lumière.

### Profils thermiques

L'allure générale des profils de température les mois où le lac est stratifié est proche des observations (profils du 18/06/09 et du 04/06/10, Figure 24). Toutefois, la température simulée au niveau de la thermocline est inférieure de 3°C environ, ce qui peut être lié à l'entrée d'eau vu Verdon à l'altitude 310 NGF. En effet, la retenue de Bimont est sensible aux entrées d'eau, comme l'indique le Nombre de Froude pour les entrées, supérieur à 1 quatre fois sur les 8 profils de température réalisés pendant la mise en place de la stratification et de la déstratification. Le modèle peut donc à ces périodes faillir dans la représentation de la circulation dans le lac en raison de mouvements horizontaux dominants. En avril notamment, lorsque les débits entrant augmentent fortement, la stratification encore faible semble affectée. L'eau qui entre ( $T=8^\circ\text{C}$ ), est plus chaude que l'eau dans l'hypolimnion et moins chaude que l'eau en surface qui commence à se réchauffer. L'eau s'insère donc au niveau de la thermocline naissante (310 NGF) ce qui peut expliquer son « étalement ». La retenue est d'autant plus influencée par les débits entrant car le temps de séjour est faible (3 mois). Or

l'advection des masses joue un rôle non négligeable dans la dynamique de tels écosystèmes (Salençon M. , 1997).

### **Mises en place de la stratification et de l'homogénéisation**

Le retard dans la simulation de l'homogénéisation du lac peut être dû à un manque d'énergie disponible pour provoquer le mélange vertical des eaux. Ceci peut s'expliquer par un écrasement des vitesses du vent. En effet, comme le fait remarquer Imberger (1979), prendre en compte une vitesse moyenne du vent représente une perte d'énergie considérable. Par exemple, un vent constant à  $5 \text{ m.s}^{-1}$  fournit 16 fois moins d'énergie qu'un vent à  $20 \text{ m.s}^{-1}$  pendant 6h, bien que les moyennes journalières soient identiques. DYRESM répartit le vent « en bosse », malgré cela, il est possible que cela ne représente pas la quantité d'énergie effectivement apportée par les vents au niveau de la retenue. La vitesse journalière moyenne du vent à la station météorologique de Vauvenargues est de  $3 \text{ m.s}^{-1}$  avec des maximums proches de  $8 \text{ m.s}^{-1}$  enregistrés entre 2005 et 2010. Il se peut qu'une perte d'énergie supplémentaire soit engendrée par un écart entre le vent observé à la station météorologique et sur la retenue. En effet, la retenue de Bimont se situe dans une vallée très encaissée orientée Sud-Ouest - Nord-Est, il est donc possible qu'elle soit soumise à des vents plus importants qu'à la station météorologique. Comme la vitesse du vent influe directement sur la quantité d'énergie cinétique turbulente fournie à la surface du lac, une série de vents non représentatifs des conditions locales peut conduire à des structures thermales erronées qui resteront pendant l'année et perturberont la mise en place de la stratification (Salençon M., 1997). Afin d'apprécier l'impact du vent de façon plus détaillée, la réponse de la colonne d'eau au pas de temps journalier peut être analysée à partir du Nombre de Lac et du Nombre de Wedderburn (Steven et Imberger, 1996 dans Rueda & Fleenor, 2007). Cependant, ces nombres se basent sur la température de l'eau simulée en surface au pas de temps journalier. La portée de ces nombres dépend donc de la précision des données simulées.

### **Limites des indicateurs de qualité des simulations**

Enfin, il est important de noter que ces méthodes d'estimation de la qualité des simulations sont limitées car elles fournissent une estimation ponctuelle des résultats. Une autre possibilité aurait été d'interpoler les observations afin de comparer en continu l'évolution de la température dans la retenue. Toutefois, cette solution est également critiquable puisqu'elle ne se base plus uniquement sur des observations, ce qui entraîne un biais dans l'évaluation. De plus, nous disposons de données de températures précises que sur un an, ce qui ne permet pas une évaluation des performances de DYRESM à reproduire la variation inter-annuelle.

## **7. Conclusion et perspectives**

L'application du modèle thermodynamique 1D DYRESM sur la retenue de Bimont permet de reproduire le comportement thermique du lac de façon relativement satisfaisante dans son ensemble, avec tout de même quelques difficultés. En effet, la température moyenne dans la retenue est sous-estimée de  $0,8^\circ\text{C}$  ( $T_{stdev}=1,8$  et  $T_{rmse}=2$ ) ce qui est relativement faible car la température dans l'épilimnion est surestimée tandis qu'elle est sous-estimée dans l'hypolimnion. Un retard sur l'homogénéisation d'un mois est observé. Enfin, la température au niveau de la thermocline est représentée avec un écart visible de  $-3^\circ\text{C}$ .

L'objectif de cette étude était d'appliquer le modèle 1-D DYRESM sur la retenue de Bimont, afin d'évaluer la capacité du modèle à reproduire le comportement thermodynamique

du plan d'eau. Bien que DYRESM soit basé sur des processus physiques ne nécessitant pas de calibration, ses performances dans le cas de Bimont nécessitent d'améliorer quelques points. Tout d'abord, il est nécessaire de bien reproduire la dynamique des entrées d'eau dans la retenue. Il est également nécessaire que les hypothèses impliquées par la modélisation 1D soient acceptables. Enfin, il est important que les conditions météorologiques soient représentatives des conditions locales. Malgré ces points et compte tenu des incertitudes sur les températures en entrée et sur les *Gains/Pertes* dans la retenue, compte tenu de la forte influence thermique des entrées sur la retenue, et compte tenu de la distance entre les stations météorologiques les plus proches et la retenue, le modèle reproduit assez bien la dynamique de la retenue. Bien que cela constitue une avancée certaine en comparaison de l'utilisation de la température de l'air, cette représentation présente des écarts avec les observations non négligeables. En effet, la difficulté du modèle à représenter les variations de la température avec précision au niveau de la thermocline rend difficile l'étude de la dynamique des organismes vivant au niveau de ce gradient de température par exemple. De même, l'écart d'un mois dans la simulation de l'homogénéisation ne permet pas d'étudier avec précision l'impact d'un éventuel changement climatique sur la ponte des poissons. Des améliorations de cette représentation de la température sont donc nécessaires pour utiliser DYRESM comme une base physique pour un modèle biogéochimique de qualité de l'eau dans l'objectif d'étudier l'impact du changement climatique sur la biologie.

L'application de DYRESM sur la retenue de Trapan, plus petite et moins complexe et pour laquelle les données d'entrée ont été récoltées, pourrait permettre de tester l'habilité du modèle sur une retenue de plus petite taille.

L'application d'un autre modèle sur la retenue de Bimont afin de comparer les résultats obtenus avec ceux du modèle DYRESM pourrait permettre de déterminer l'origine des écarts entre les simulations et les observations. En effet, si une meilleure représentation de l'évolution de la température dans le lac est obtenue, ceci appuierait l'hypothèse selon laquelle DYRESM ne permet pas une bonne représentation des phénomènes prédominants dans la retenue de Bimont. Toutefois, DYRESM a montré ses preuves sur de nombreuses retenues (e.g. Wellington reservoir (Australie) (Imberger & Patterson, 1981), Sparkling lake (USA) (Stepanenko, Goyette, Martynov, Perroud, & Fang, 2010)), et cette hypothèse n'est donc pas la plus probable. Si les résultats montrent les mêmes écarts avec les observations, ceci pourrait alors être dû aux incertitudes sur les conditions de forçage externe. Dans le cas où l'utilisation d'un autre modèle sur la retenue de Bimont ne permet pas d'améliorer le retard sur l'homogénéisation et les écarts sur la température de surface, l'ajustement des données météorologiques par l'application de fonctions de transfert pourrait s'avérer utile. En effet, ces écarts peuvent être dus à des paramètres météorologiques non représentatifs des conditions effectives au dessus de la retenue. Enfin, le maintien d'une sous-estimation de la température de fond amènerait à penser que la cause est plutôt imputable à une trop grande incertitude sur les débits et températures d'entrée.

Enfin, l'utilisation d'un modèle 3D, plus coûteux en temps mais plus apte à représenter certains processus dans un lac, peut également être envisagée. Ces modèles sont de plus en plus utilisés pour étudier le devenir de l'eau des rivières dans les réservoirs (e.g. Dallimore et al 2001, 2003 ; Fernandez et Imberger, 2006 dans Rueda & Fleenor, 2007). Imberger travaille actuellement sur un modèle 3D visant à améliorer la version actuelle de DYRESM (Imberger, communication personnelle, 2010). Il pourrait être envisagé de tester cette version une fois disponible.

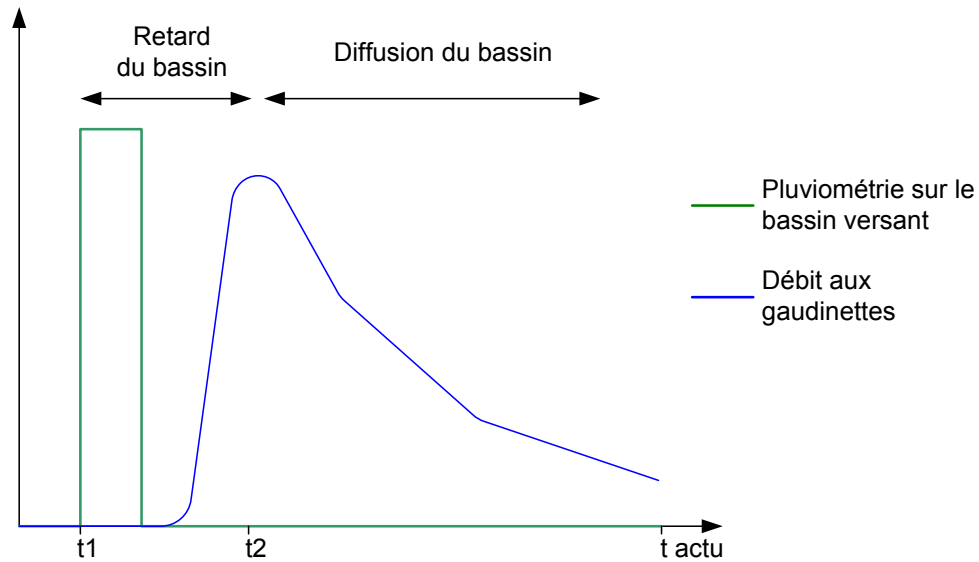


## Bibliographie

- Henderson-Sellers. (1986). Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modelling: A review. *Reviews of Geophysics* , 24:625-649.
- Heurteux, P. (1994). Essai de quantification des termes du bilan hydrique des étangs du système Vaccarès (Camargue, France). *Annales de Limnologie-International Journal of Limnology* , 30(2):131-144.
- Imberger, J., & Patterson, J. (1981). A Dynamic Reservoir Simulation Model -DYRESM:5. *Transport Models for Inland and Coastal Waters* , 310-361.
- Imerito, A. (2007). *DYNAMIC RESERVOIR Science manual*. University of Western Australia:Centre for Water Research.
- Irz, P., Michonneau, F., Oberdorff, T., Whittier, T., Lamouroux, N., Mouillot, D., et al. (2007). Fish community comparisons along environmental gradients in lakes of France and north-east USA. *Global Ecology and Biogeography* , 16:350–366.
- Legier, P. (1979). *Recherches sur l'écologie des ruisseaux temporaires*. Aix-Marseille.
- Mason, N., Irz, P., Lanoiselé, C., & Mouillot, D. (2008). Evidence that niche specialization explains species-energy relationship in lake fish communities. *Journal of Animal Ecology* , 77:285-296.
- Meybeck, M., & Pourriot, R. (1995). *Limnologie générale*. Paris: Masson.
- Mooji, W., De Senerpont Domis, L., & Hülsmann, 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* , 60:32–43.
- Patterson, J., Hamblin, P., & Imberger, J. (1984). Classification and dynamic simulation of the vertical structure of lakes. *American Society of Limnology and Oceanography* , 29(4):845-861.
- Perroud, M., Goyette, S., Martynov, A., Beniston, M., & Anneville, O. (2009). Simulation of multiannual thermal profiles in deep Lake Geneva: A comparison of one-dimensionnal lake models. *Limnology and Oceanography* , 54(5):1574-1594.
- Rueda, F., & Fleenor, W. D. (2007). Pathways of river nutrients towards the euphotic zone in a deep-reservoir of small size: Uncertainty analysis. *Ecological Modelling* , 202: 345-361.
- Salençon, M. (1997). Study of the thermal dynamics of two dammed lakes (Pareloup and Rochebut, France), using the EOLE model. *Ecological Modelling* , 104:15-38.
- Salençon, M.-J., & Thébault, J.-M. (1997). *Modélisation d'écosystème lacustre*. Masson.
- Salençon, M.-J., & Thébault, J.-M. (1996). Simulation model of a mesotrophic reservoir (Lac de Pareloup, France)" MELODIA, an ecosystem reservoir management model. *Ecological Modelling* , 84:163-187.
- Stepanenko, V., Goyette, S., Martynov, A., Perroud, M., & Fang, X. (2010). First step of a Lake Model Intercomparison Project: LakeMIP. *Boreal environment research* , 15:191-202.
- Vachala, S. (2008). *Evaporatin sur les retenues EDF du sud de la France*. Grenoble: Rapport de stage de Master Parcours Hydrologie Hydrogéologie.

## Annexes

### Annexe 1 : Calcul du coefficient de ruissèlement sur le bassin-versant Est de la retenue de Bimont (Source :SCP)



Dynamique de l'hydrologie du bassin dans le cas d'un phénomène pluvieux momentané.

$$C = \frac{V_p}{V_Q} = \frac{S \times P}{\overline{Q}_{\text{Gaudinette}} \times T}$$

Avec :

$V_p$  le volume de la pluie pour le phénomène pluvieux  
 $V_Q$  le volume passé aux gaudinettes correspondant à ces pluies

$S$  la surface du bassin versant Est  
 $P$  la somme de la pluviométrie pendant l'évènement  
 $\tau$  le retard du bassin versant  
 $\overline{Q}_{\text{Gaudinette}}$  le débit moyen aux Gaudinettes pour l'hydrogramme résultant  
 $T$  la durée de l'hydrogramme résultant aux Gaudinettes suite à l'évènement pluvieux



## Résumé

L'impact du changement climatique sur les organismes lacustres intéresse de nombreux chercheurs. Pour étudier cet impact, il est nécessaire de connaître le fonctionnement thermodynamique des lacs car il influence la répartition et le développement des organismes en particulier dans le cas des lacs stratifiés. Actuellement, le suivi de la température dans les lacs n'est pas systématique et cette température est souvent approximée par la température de l'air, ce qui ne permet pas une bonne représentation des phénomènes thermiques dans un lac. L'objectif de cette étude est de tester l'application d'un modèle thermodynamique, DYRESM, déjà appliqué sur de nombreux réservoirs avec succès, sur la retenue de Bimont (France). Les résultats montrent que DYRESM permet de représenter le comportement thermique global de la retenue avec une erreur de  $-0,8$  °C et avec quelques écarts notables aux observations. En effet, la température de surface est surestimée en été et sous-estimée en hiver, tandis que la température du fond du lac et au niveau de la thermocline est sous-estimée tout au long de l'année. L'homogénéisation du lac est représentée avec un retard d'un mois. Malgré ces écarts, DYRESM permet une estimation de l'évolution des profils de températures dans la retenue. Toutefois, dans l'objectif d'étudier l'impact du changement climatique sur les communautés de poisson, des améliorations sont nécessaires afin de fournir une base solide pour un modèle de qualité de l'eau.