

UNIVERSITÉ FRANÇOIS – RABELAIS DE TOURS

ÉCOLE DOCTORALE EMSTU

E.A. 6293 GéoHydrosystèmes Continentaux (GÉHCO)

THÈSE

présentée par :

Aurélien BEAUFORT

Soutenance prévue le : 17 février 2015

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université François – Rabelais de Tours**

Discipline/ Spécialité : **Géosciences Environnement**

Modélisation physique de la température des cours d'eau à l'échelle régionale : Application au bassin versant de la Loire

THÈSE dirigée par :

Florentina MOATAR
Florence CURIE

Professeur, université François – Rabelais de Tours
Maître de conférences, université François – Rabelais de Tours

RAPPORTEURS :

David HANNAH
André ST-HILAIRE

Professeur, université de Birmingham, UK
Professeur, INRS – Centre Eau Terre Environnement, Canada

JURY :

Bénédicte AUGÉARD
Florence CURIE
Anik DAIGLE
Agnès DUCHARNE
David HANNAH
Florentina MOATAR
André ST-HILAIRE
Zahra THOMAS

Chargée de mission, ONEMA, Vincennes
Maître de conférences, université François – Rabelais de Tours
Associée de recherche, INRS – CETE, Canada
Directrice de recherche, université Pierre et Marie Curie, Paris 6
Professeur, université de Birmingham, UK
Professeur, université François – Rabelais de Tours
Professeur, INRS – Centre Eau Terre Environnement, Canada
Maître de conférences, INRA – Agrocampus, Rennes

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier David Hannah et André St-Hilaire pour avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail. Je remercie également Agnès Ducharne, Anik Daigle, Zahra Thomas et Bénédicte Augeard pour l'intérêt qu'ils témoignent à ce travail en participant à mon jury de thèse.

J'adresse tout particulièrement mes remerciements à Florentina Moatar et Florence Curie pour m'avoir offert l'opportunité de réaliser cette thèse. Leurs nombreux conseils avisés, leur disponibilité et leur confiance ont largement contribué à mon développement scientifique. Pour cela je vous adresse un remerciement sincère et profond.

Je remercie les membres du comité de pilotage : Agnès Ducharne, Bénédicte Augeard, Charles Perrin, Philippe Gosse, Dominique Thiéry, Vincent Bustillo et Emmanuel Melin pour leur intérêt, leurs conseils et leurs nombreuses remarques qui m'ont permis d'améliorer significativement ce travail. J'adresse des remerciements tout particulièrement à Agnès Ducharne et Vincent Bustillo pour tous les échanges que nous avons pu avoir au cours de ces trois ans et leurs remarques constructives qui ont grandement participé à l'amélioration de ce travail.

Mes remerciements vont également à Pascal Maugis et Bénédicte Augeard ainsi qu'à l'Office National de l'Eau et des Milieux aquatiques (ONEMA) pour avoir permis le financement de ce projet sans lequel je n'aurais pu réaliser cette thèse. Je remercie Nicolas Poulet ainsi que les délégations de l'ONEMA qui ont pu nous fournir les données thermiques sur le bassin de la Loire.

Je remercie également Dominique Thiéry pour nous avoir fourni les données hydrologiques ainsi que pour les échanges très intéressants que nous avons pu avoir concernant la modélisation du bassin de la Loire.

Un grand merci à Emmanuel Melin, Aurélien Cavelan et Jérôme Richard du LIFO d'Orléans, ainsi qu'à Yann Jullian de l'Université de Tours pour leur aide précieuse et leurs nombreux conseils prodigués pendant la phase de développement du code.

J'adresse également mes remerciements à André Chandèsris de l'IRSTEA pour nous avoir fait bénéficier des données de végétation rivulaire.

Je remercie Eric Lalot et Alban De Lavenne pour les différents échanges intéressants que nous avons pu avoir concernant la thermie ou l'hydrologie ainsi que Camille Minaudo pour son aide linguistique précieuse pour la rédaction des derniers articles.

J'adresse également un grand merci aux étudiants : Quentin, Tom et Romain qui dans le cadre de divers stages, ont grandement participé à ce travail.

Ce travail de thèse a été réalisé dans les locaux du laboratoire Géhco à Tours et je remercie Marc Desmet de m'avoir accueilli dans les meilleures conditions. Je tiens ensuite à remercier tous les

membres du Géhco de Tours pour leur accueil chaleureux avec qui on a passé de très bons moments et des bonnes crises de fous rires : Camille (aka. Robocop®, mon compagnon d'échappée suédoise), Laurent (aka. Lolotte, le plus grand dessinateur de bassin versant des temps modernes), Paul-Antoine (Ca c'est mon pote polo !, la force tranquille du bureau), Cécile (Charente représente !), Elie (le grand maître torrificateur qui fait couler du café en cascade à 7h du mat'), Ovidiu (géologue le jour, pizaiolo la nuit, c'est pas faux !), Anthony (la Tortue Ninja orléanaise), Coraline (le Scanlaser : le scan à tout faire, Deutsche Qualität), Francesca (la gardienne du bac à sable), Lauren (la première personne qui a réussi à mettre la Loire en bouteille), Nico (Dr Claude ! Le premier à nous avoir montré la voie vers l'adoubement), Aurore (l'exilée d'Orléans), Aurélien (on refait un apéro en chambre froide quand tu veux !), Stéphane (Leader de la Team Rodriguez et célèbre contrepéteur), Seb (t'aurais pas oublié de laver ta vaisselle ?), Mme Pene (aka. Isaboule, experte en Touraine du Nord de la Loire et en filmographie d'autrefois), Jean-Paul (le sportif du labo, pongiste/bodybuilder), Laurence (on attend toujours la table de ping-pong/billard !) et enfin Aurélia, Eric, Alban et Pierre aka. les 4 fantastiques de la Team raclette ! Sans oublier nos collègues du premier qui nous rejoignaient pour les repas, dégustations ou réunions (Florent, Isa, Cécile, Vanessa, Nathalie, Maryse, Martine...). Merci beaucoup à tous pour ces très bons moments que l'on a partagé!

J'adresse mes sincères remerciements à ma famille, et plus particulièrement à mes parents, pour m'avoir toujours encouragé, accompagné et soutenu au cours de ces années d'études, ce qui m'a permis d'en arriver là.

Mes pensées vont également à tous mes amis qui m'ont permis de décompresser et pour tous ces moments de détente, d'évasion et de fête.

Enfin je remercie tout particulièrement celle qui m'a tant apporté et qui a su me remonter le moral du premier au dernier jour de cette thèse. Merci pour tout Caroline et vivement nos prochaines vacances !

Résumé

La température de l'eau joue un rôle majeur dans le fonctionnement des écosystèmes aquatiques fluviaux notamment dans une perspective de réchauffement climatique. L'objectif de ce travail a consisté à tester et développer deux approches de modélisation à base physique à une échelle régionale (10^5 km²). Le site d'étude sélectionné est le bassin de la Loire qui est caractérisé par des variabilités climatique, hydrologique et géomorphologique importantes. Nous avons développé deux approches de modélisation basée sur le concept de température d'équilibre : une approche stationnelle qui résout un bilan énergétique à l'échelle de la station et une approche par propagation qui inclut la propagation et la déformation du signal thermique dans le réseau hydrographique. La performance de ces deux approches de modélisation est analysée via des chroniques horaires issues du réseau national thermique associé aux cours d'eau (RNT), mis en place par l'ONEMA en 2008 dont les principaux facteurs de contrôle du régime thermique sont préalablement identifiés et classifiés en fonction de l'influence des forçages atmosphériques, hydrologiques, hydrogéologiques, dans différents contextes géomorphologiques.

Une première partie est consacrée à l'étude de l'approche de modélisation stationnelle où la température est simulée uniquement en fonction des forçages locaux. Cette approche a été testée selon une discrétisation simplifiée par ordre de Strahler puis selon une discrétisation à l'échelle du tronçon hydrographique. Ces deux discrétisations montrent de bonnes capacités à restituer la dynamique temporelle de la température de l'eau au cours d'une année. Elles simulent avec une très bonne précision la température horaire et journalière pour les grands cours d'eau, notamment les tronçons situés à plus de 100 km depuis leurs sources où l'influence des conditions aux limites amont devient limitée. L'influence de ces discrétisations des données d'entrée sur le niveau de performance du modèle et sur la sensibilité des simulations est discutée.

La deuxième partie concerne la modélisation dite « par propagation ». Nous avons développé un nouveau modèle, basé sur une topologie de réseau dans le but d'intégrer, à haute résolution spatiale (tronçon hydrographique de 1.7 km) et temporelle (Δt : heure), la propagation du signal thermique de l'amont vers l'aval des cours d'eau à une échelle régionale. Elle permet d'améliorer la performance sur les cours d'eau situés à proximité des sources et de bien restituer la dynamique des profils thermiques longitudinaux des grands cours d'eau en intégrant une mémoire thermique des conditions amont.

Ce travail a bénéficié du financement de l'Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques. Il a aussi permis de développer des collaborations avec des mathématiciens et informaticiens pour la mise en place de codes de calcul en calcul parallèle (UFR Sciences et Techniques-Tours et LIFO-Orléans).

Mots clés : température des cours d'eau, modélisation à base physique, échelle régionale, température d'équilibre, approche stationnelle, approche par propagation, bilan énergétique, végétation rivulaire, apports eaux souterraines.

Abstract

River temperature plays a major role on the functioning of fluvial aquatic ecosystems particularly in a perspective of climate change. The objective of this work was to test and develop several physically based modeling approaches at a regional scale (105 km²). The study site is the Loire basin which displays contrasted meteorological, hydrological and geomorphological features. We have developed two modelling approaches based on the equilibrium temperature concept: a 0D approach which solves the heat budget at the local scale and an approach by propagation which includes the propagation and the distortion of the thermal signal in the hydrographical network. The performances of these two approaches are analyzed with hourly provided by the national thermal network associated with rivers (RNT), set up by the ONEMA in 2008 and major controlling factors of thermal regimes are beforehand identified and classified as function of meteorological, hydrological, hydrogeological forcing influence, in different geomorphological contexts.

A first part focuses on the study of the 0D approach where the simulated stream temperature depends only on local forcing. This approach has been tested with a simplified discretization by Strahler order and then with a discretization at the hydrographical reach scale. These both approaches show a good capacity to reproduce the temporal dynamics of stream temperature during a year. They simulated accurately hourly and daily temperatures for large rivers, especially for reaches located at more than 100 km from headwaters where the upstream influence becomes limited. The influence of these two discretizations of inputs data on the model performance level and sensitivity of simulations is discussed.

The second part focuses on the approach by propagation. We have developed a new model based on a network topology with the goal to integrate the upstream-downstream propagation of the thermal signal with high spatial (hydrographical reach length = 1.7 km) and temporal (Δt : hour) resolution at a regional scale. This approach improves performances for rivers located near headwaters and reproduces very well the dynamics of longitudinal thermal profiles for large rivers in integrating a thermal memory from upstream conditions.

This work benefitted from financial supports by the Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques (ONEMA). It also permits to develop partnerships with mathematicians and computer specialists to implement the model and to compute parallel computations (UFR Sciences and Techniques-Tours and LIFO-Orléans).

Key words: stream temperature, physically-based modelling, regional scale, equilibrium temperature, heat budget, 0D approach, approach by propagation, riparian vegetation, groundwater inputs.

Table des matières

Chapitre 1. Introduction	21
1.1. Contexte scientifique.....	21
1.1.1. Les régimes thermiques des cours d'eau	21
1.1.2. Modélisation des régimes thermiques.....	29
1.2. Objectifs de la thèse	34
1.2.1. Objectifs.....	34
1.2.2. Choix du bassin de la Loire	35
1.2.3. Plan du mémoire	36
Chapitre 2. Matériels et méthodes.....	37
2.1. Présentation du bassin de la Loire	37
2.1.1. Présentation géographique du bassin de la Loire	37
2.1.2. Occupation du sol.....	38
2.1.3. Pentés des cours d'eau et végétation rivulaire	39
2.1.4. Caractéristiques hydroclimatiques annuelles	40
2.1.5. Caractéristiques hydrogéologiques.....	45
2.1.6. Prélèvements, rejets et stockages.....	47
2.2. Présentation des chroniques de températures de l'eau.....	49
2.2.1. Critique des données de validations	51
2.2.2. Jeu de données – Période estivale 2000-2006.....	53
2.2.3. Jeu de données du RNT – Période annuelle 2008-2012.....	54
2.3. Métriques des températures et classification des stations par facteurs de contrôle.....	57
2.3.1. Métriques de températures	57
2.3.2. Protocole de sélection des stations influencées par les apports de nappe	60
2.3.3. Protocole de sélection des stations influencées par la végétation rivulaire.....	61
2.4. Présentation des approches de modélisation.....	62
2.4.1. Principe de modélisation.....	62
2.4.2. Modèle thermique - Approche stationnelle.....	67
2.4.3. Modèle thermique - Approche par propagation.....	67
2.4.4. Parallélisation des calculs.....	71
2.4.5. Critères de validation des modèles	74
2.5. Données en entrée des modèles et mode d'intégration	74
2.5.1. Forçage météorologique SAFRAN	74
2.5.2. Forçage hydrologique.....	76
2.5.3. Données géomorphologiques	82
2.5.4. Végétation rivulaire et ombrage	83
2.6. Stratégie de modélisation spatialisée de la température de l'eau	93
Chapitre 3. Stations étudiées et classification par facteur de contrôle de leur régime thermique ..	99
3.1. Variabilité spatio-temporelle des métriques de la température de l'eau	99
3.1.1. Moyennes annuelles et saisonnières	99
3.1.2. Différences des températures saisonnières eau-air.....	102
3.1.3. Amplitudes annuelles.....	104
3.1.4. Valeurs maximales sur 7 jours.....	104
3.1.5. Variations diurnes	105

3.1.6. Evolution longitudinale des valeurs maximales sur 7 jours : Loire et Vienne	106
3.2. Identification des stations influencées par les eaux souterraines	107
3.2.1 Identification des stations par classification ascendante hiérarchique	107
3.2.2 Identification des stations sur la base de la relation Teau – Tair.....	109
3.2.3 Mise en commun des résultats	112
3.3. Identification des stations influencées par l’ombrage	114
3.3.1 Analyse spatiale du coefficient d’ombrage	114
3.3.2 Identification des stations influencées par l’ombrage	115
3.4. Caractéristiques hydromorphologiques des groupes de stations	118
3.5. Identification des stations influencées par les apports de nappe dans le jeu de données « période estivale »	122
Chapitre 4. Approche stationnelle – Discrétisation par ordre de Strahler et par sous bassin.....	125
4.1. Introduction.....	126
4.2. Etude de l’influence de la prise en compte des échanges à l’interface nappe/rivière dans la modélisation spatialisée de la température de l’eau.....	126
4.2.1. Performances pluri-estivales des simulations S0 et S1	127
4.2.2. Contribution du 6 ^{ème} flux énergétique dans le bilan énergétique	130
4.3. River temperature modelling by Strahler order at the regional scale in the Loire River basin	134
4.3.1. Abstract	134
4.3.2. Introduction.....	134
4.3.3. Study site	136
4.3.4. Model and datasets	138
4.3.5. Results	143
4.3.6. Discussion	146
4.3.7. Conclusion	151
4.4. Validation en période annuelle	153
4.5. Application du modèle pour l’étude de la sensibilité de la température de l’eau sous changement climatique : comparaison entre un bassin versant de montagne et de plaine.....	155
4.6. Synthèse	158
Chapitre 5. Approche stationnelle – Discrétisation par tronçon de rivière	159
5.1. Introduction.....	160
5.2. Comparison between two spatial discretizations to simulate water temperature at the regional scale in the Loire River basin	161
5.2.1. Abstract	161
5.2.2. Introduction.....	161
5.2.3. Study site and validation data	163
5.2.4. Model and data set	165
5.2.5. Results	169
5.2.6. Discussion	173
5.2.7. Conclusion	178
5.3. Etude de l’influence de la simulation des débits selon 68 SW et 368 SW	180
5.3.1. Performances du modèle hydrologique EROS	180
5.3.2. Performances pluriannuelles du modèle thermique	181
5.4. Synthèse	183

Chapitre 6. Approche par propagation	185
6.1. Introduction.....	186
6.2. A dynamic model for simulating stream temperature at the regional scale based on a network topology.....	187
6.2.1. Abstract	187
6.2.2. Introduction.....	188
6.2.3. Study site	189
6.2.4. Model and datasets.....	190
6.2.5. Results and discussion.....	196
6.2.6. Conclusion	206
6.3. Influence d'un coefficient d'ombrage complexifié et variable dans le temps sur la simulation de la température	207
6.3.1. Performances saisonnières	208
6.3.2. Influence de la hauteur de canopée.....	210
6.3.3. Influence de la largeur.....	212
6.4. Synthèse	214
Conclusion et perspectives	217

Liste des tableaux

Tab. 2.1. Débits spécifiques observés par année hydrologique.....	44
Tab. 2.2. Estimation des contributions des aquifères au débit de la Loire	47
Tab. 2.3. Volumes prélevés et évaporés en 2007	48
Tab. 2.4. Bilan des volumes prélevés - période 1998-2006.....	48
Tab. 2.5. Présentation des pourcentages de valeurs éliminées aux stations.	53
Tab. 2.6. Métriques de températures utilisées	57
Tab. 2.7. Formulations et paramètres utilisés pour calculer les flux énergétiques.....	66
Tab. 2.8. Distribution des critères d'efficience: modèle hydrologique EROS – 68SW	79
Tab. 2.9. Distribution des critères d'efficience: modèle hydrologique EROS – 368SW	79
Tab. 2.10. Coefficient de pondération des taux de recouvrement de végétation rivulaire	87
Tab. 2.11. Coefficient d'atténuation (k) de la surface ombrée	91
Tab. 3.1. Matrice de corrélation de Pearson sur les métriques de températures.....	108
Tab. 3.2. Barycentres des métriques calculées pour chaque classe de stations - CAH.....	108
Tab. 3.3. Métriques - stations les plus influencées par les apports d'eaux souterraines.	113
Tab. 3.4. Métriques - stations d'influences atmosphériques en fonction de l'ombrage	116
Tab. 3.5. Métriques - stations du groupe 2 en fonction de l'ombrage.....	117
Tab. 3.6. Métriques - stations du groupe 3 en fonction de l'ombrage.....	117
Tab. 4.1. Performances de S0 et S1 aux 7 stations influencées par les nappes.	129
Tab. 4.2. Contribution des flux aux pertes énergétiques moyennes-étés (2000-2006).	131
Tab. 4.3. K_e moyens calculés pour les stations influencées par les apports de nappe.....	132
Tab. 4.4. River characteristics by lithological area and Strahler order.	137
Tab. 4.5. Formulations and parameters used to determine heat fluxes	139
Tab. 4.6. Air and water temperature in summer (July-August) 2000-2006.	145
Tab. 5.1. Mean seasonal stream temperatures observed at 128 stations (2008- 2012).	165
Tab. 5.2. RMSE of S3 vs. features discretized by couple SW-SO and integrated in S3.....	175
Tab. 5.3. Distribution des critères d'efficience d'EROS pour les 100 stations RNT	180
Tab. 6.1. Formulations and parameters used to determine heat fluxes	192
Tab. 6.2. Largeur moyenne annuelle calculée via les équations « Estimkart ».....	211
Tab. 7.1. RMSE moyennes calculées avec les différentes approches de modélisation.....	220

Liste des figures

Fig. 1.1. Facteurs de contrôle de la température de l'eau	23
Fig. 1.2. Schématisation de la variabilité de la température moyenne journalière.	28
Fig. 2.1. Bassin versant de la Loire avec ses 3 grands ensembles..	38
Fig. 2.2. Occupation des sols du bassin de la Loire	39
Fig. 2.3. Distribution des pentes, de l'altitude et du pourcentage de végétation rivulaire.....	40
Fig. 2.4. Caractéristiques hydroclimatiques du bassin de la Loire	42
Fig. 2.5. Débits spécifiques interannuels (1985-2012)	43
Fig. 2.6. Carte des principales formations aquifères du bassin de la Loire.....	46
Fig. 2.7. Chronique des températures de la Loire en amont et aval de la centrale d'Avoine. .	47
Fig. 2.8. Carte de localisation des stations de mesures de la température de l'eau.....	50
Fig. 2.9. Mise en évidence de défauts d'enregistrement sur les chroniques de température ..	51
Fig. 2.10. Mise en évidence d'exondement	52
Fig. 2.11. Chronique horaire de la température de l'eau mesurée au niveau de la Loire.....	54
Fig. 2.12. Présentation des 67 stations « périodes estivales », des 128 stations du RNT	56
Fig. 2.13. Représentation des métriques de températures	58
Fig. 2.14. Températures mensuelles de l'air observées aux stations RNT (2008-2012.)	59
Fig. 2.15. Résultats des travaux de O'Driscoll et DeWalle (2006).....	61
Fig. 2.16. Principe du modèle thermique de la température des cours d'eau	63
Fig. 2.17. Cartographie du réseau hydrographique sur le bassin de la Loire.....	64
Fig. 2.18. Calcul de la température d'équilibre par bouclage du bilan énergétique	65
Fig. 2.19. Principe de modélisation de l'approche incluant la propagation.....	71
Fig. 2.20. Principe de de système distribué pour paralléliser des calculs	72
Fig. 2.21. Temps d'exécution des calculs du modèle dynamique entre 1976 à 2012.....	73
Fig. 2.22. Principe de discrétisation des données du modèle Tronçon vs. SW-SO.	76
Fig. 2.23. Cartes des sous bassins versant servant à la simulation des débits journaliers	77
Fig. 2.24. Répartition du taux de végétation rivulaire sur les tronçons du bassin de la Loire. .	84
Fig. 2.25. Répartition de la végétation en fonction de l'ordre de Strahler	85
Fig. 2.26. Numérisation de la végétation sur les tronçons situés en amont des stations RNT. .	86
Fig. 2.27. Diagramme de dispersion : végétation numérisée vs.végétation IRSTEA.....	86
Fig. 2.28. Représentation de l'ombrage en fonction de la végétation rivulaire.....	90
Fig. 2.29. Exemples de variations saisonnière d'indice foliaire.	91
Fig. 2.30. Evolutions horaires de l'ombrage dû aux positions du cours d'eau et du soleil.....	93
Fig. 2.31. Stratégie de modélisation développée dans le cadre de la thèse.....	94
Fig. 3.1. Représentation spatiale des températures moyennes annuelles de l'eau.	100

Fig. 3.2. Evolution des températures mensuelles sur la période 2008-2012.....	101
Fig. 3.3. Représentation spatiale des Teau au mois le plus chaud et au mois le plus froid. ..	102
Fig. 3.4. Représentation des différences de températures entre l'eau et l'air mensuelles	103
Fig. 3.5. Représentation spatiale l'amplitude annuelle de la température de l'eau.....	104
Fig. 3.6. Représentation spatiale des températures moyennes maximales sur 7 jours.....	105
Fig. 3.7. Représentation spatiale des variations diurnes moyennes	105
Fig. 3.8. Evol. longitudinale - température hebdomadaire max et amplitude journalière.	107
Fig. 3.9. Températures hebdomadaires de l'eau vs. températures hebdomadaires de l'air. ..	110
Fig. 3.10. Représentation des paramètres des régressions linéaires.....	111
Fig. 3.11. Résultats obtenus par régressions linéaires effectuées aux 128 stations RNT	112
Fig. 3.12. Température de l'eau moyenne mensuelle normalisée par la moyenne	114
Fig. 3.13. Coefficients d'ombrage moyennés en été entre 7h et 21h.....	115
Fig. 3.14. Récapitulatif classification des stations en fonction de leur facteur de contrôle ...	118
Fig. 3.15. Distribution des caractéristiques des stations suivant leur facteur de contrôle.	120
Fig. 3.16. Représentation des stations en fonction de leur facteur de contrôle identifié	121
Fig. 3.17. Ecarts entre les moyennes estivales de la Tair vs. Teau (2000-2006).	123
Fig. 4.1. Distribution des biais (Tsim – Tobs) et des écarts-types des erreurs (2000-2006) .	127
Fig. 4.2. Comparaison (S0 – 5 flux éner. vs. S1 – 6 flux éner.) des biais.....	128
Fig. 4.3. Répartition des Δ RMSE (S1-S0) aux stations dans le bassin.....	129
Fig. 4.4. Teau mesurée et simulée à 2 stations influencées par les apports de nappes	130
Fig. 4.5. Proportions de pertes énergétiques - échanges nappe/rivières (2000-2006).....	131
Fig. 4.6. Exemple de K_e calculés avec les simulations S0 et S1	132
Fig. 4.7. Map location of the 68 subwatersheds in the Loire River basin.....	137
Fig. 4.8. Principle of the model used to simulate water temperature at a regional scale.	140
Fig. 4.9. Thermal model performance at 67 stations during the summer (2000-2006)	144
Fig. 4.10. Model sensitivity	146
Fig. 4.11. Daily observed and simulated water temperatures for two SW-SO couples.....	147
Fig. 4.12. Mean temperature simulated (2000-2006) vs. distance from headwater.....	148
Fig. 4.13. Simulated temperature vs. observed temperature in 2002 and in 2003	151
Fig. 4.14. Biais annuels, écarts-types des erreurs annuels - 128 stations RNT (2008-2012). 153	
Fig. 4.15. RMSEs biais, écarts-types des erreurs annuels - stations RNT (2008 et 2012)	154
Fig. 4.16. Biais mensuels, écarts-types des erreurs vs. point kilométrique amont.	155
Fig. 4.17. Débits spécifiques, Tw simulées - BV montagne vs. plaine (fin - 21ème siècle) .	157
Fig. 5.1. Presentation of 128 monitoring stations in the Loire River basin.	164
Fig. 5.2. Principle of input data discretization of the thermal model.....	166

Fig. 5.3. Performances S3 vs. simulation SW-SO (2008-2012)	169
Fig. 5.4. Daily observed and simulated water temperatures at one station	170
Fig. 5.5. Mean multi-monthly biases standard deviations of errors calculated at stations. ...	171
Fig. 5.6. RMSE calculated with simulation S3 at 128 measurement stations.....	172
Fig. 5.7. Mean annual temperature simulated with the simulation S3 (2008-2012).....	173
Fig. 5.8. Discretization of meteorological features and shading factor by individual reach..	176
Fig. 5.9. RMSE, biases S3 vs. meteo. features averaged over a distance from upstream.....	177
Fig. 5.10. RMSE calculated S2 discretized by SW-SO vs. S3 optimized	178
Fig. 5.11. Critères d'efficience du modèle EROS calculés aux stations RNT – 368 SW.....	181
Fig. 5.12. Biais annuels, écarts-types des erreurs annuels de S3 (68 SW) et S4 (368 SW)...	181
Fig. 5.13. RMSE, profondeur, flux de nappe - S3 (68 SW) vs. S4 (368 SW).	182
Fig. 6.1. Presentation of 128 stations, 368 subwatersheds and the hydrographical network.	190
Fig. 6.2. Principle of the model used to simulate daily water temperature.....	191
Fig. 6.3. Modelling pattern of the upstream-downstream propagation.....	195
Fig. 6.4. Daily observed and simulated water temperatures: a large river vs. small river ...	197
Fig. 6.5. Mean multi-monthly biases and standard deviations of errors.....	198
Fig. 6.6. RMSE, biases and standard deviations of errors 0D model vs. T-NET model.	198
Fig. 6.7. Distribution of mean diurnal thermal amplitudes.....	200
Fig. 6.8. Hourly observed simulated temperatures - T-NET model - large vs. small river. ..	201
Fig. 6.9. Hourly observed and simulated water temperatures.....	201
Fig. 6.10. Differences (Sim – Obs) monthly diurnal temperatures range and lag time.	202
Fig. 6.11. Longitudinal daily temperatures observed on the Loire River.	203
Fig. 6.12. Influence of the upstream boundary temperature on RMSEs calculated.	204
Fig. 6.13. Longitudinal monthly Tw obs. and sim. with different headwater temperatures..	205
Fig. 6.14. Biais et écarts-types des erreurs moyens pluri-mensuels - S5 vs. S6.	208
Fig. 6.15. RMSEs calculées selon S6 (ombrage variable) vs. S5 (ombrage constant)	209
Fig. 6.16. Différence d'amplitude diurne (Sim-Obs) S6 et S5 (SF constant)	210
Fig. 6.17. Tw mensuelles calculées avec S6 en faisant varier la hauteur de canopée (He). ..	212
Fig. 6.18. Tw mensuelles calculées avec S6 en faisant varier la largeur du cours d'eau.....	213
Fig. 6.19. Tw simulées selon S6 avec largeur $\pm 50\%$ vs. S5 et Tobs.....	214

Annexes

Annexe 1. Période de suivi et caractéristiques hydroclimatiques et géomorphologiques des stations RNT « période 2008-2012 ».....	236
Annexe 2. Période de suivi et caractéristiques hydroclimatiques et géomorphologiques des stations provenant des Fédérations de Pêche et de la DREAL Auvergne « période estivale 2000-2006 ».....	249
Annexe 3. Water temperature sensitivity under climatic change: comparison between mountain and lowland rivers in the Loire basin.....	253

Chapitre 1. Introduction

1.1. Contexte scientifique

1.1.1. Les régimes thermiques des cours d'eau

1.1.1.1. Importance de la température de l'eau

La température de l'eau joue un rôle prépondérant au niveau des écosystèmes aquatiques fluviaux (Daufresne *et al.*, 2003 ; Caissie, 2006). En effet, elle est un élément essentiel pour la qualité physico-chimique et écologique de l'eau et conditionne les cinétiques des réactions chimiques (décomposition de la matière organique et de l'oxygène dissous) et peut influencer sur les aires de répartition de nombreuses espèces aquatiques (Coutant, 1999 ; Tissot et Souchon, 2010 ; Milner *et al.*, 2001 ; Bornette et Puijalon, 2011). L'augmentation de la teneur atmosphérique en gaz à effets de serre entraîne des modifications du climat qui sont appelées à s'intensifier au cours du XXI^e siècle (rapports du GIEC). Les impacts de ces changements sur les hydrosystèmes sont potentiellement nombreux, et concernent notamment les régimes hydrologiques, via le manteau neigeux, l'évapotranspiration depuis les surfaces continentales, et les écoulements superficiels (débits des cours d'eau) et souterrains (nappes aquifères). La qualité physico-chimique et écologique des cours d'eaux est aussi susceptible d'être affectée, via le réchauffement de l'eau et la modification des écoulements. Ces changements ont pour conséquence de déplacer temporellement et spatialement les optima écologiques auxquels sont adaptés les organismes (Walther *et al.*, 2002). Toutefois, l'intensité et la rapidité de ces changements ne permettent pas toujours une réponse adaptée des organismes et il a été estimé que le taux actuel d'extinction des espèces est mille fois plus élevé que le taux moyen d'extinction des espèces depuis l'apparition de la vie sur Terre (Pimm *et al.*, 2014). Si l'intensité et le rythme des pressions extérieures (naturelles ou anthropiques) sont suffisamment limitées pour assurer le maintien de l'organisme dans sa gamme de tolérance environnementale, ce dernier peut répondre de trois grandes façons. La première est une réaction physiologique. En effet, les différents optima environnementaux d'une espèce aquatique donnée sont rarement réunis en même temps et les organismes disposent d'une marge d'adaptation. Cela peut se traduire par la production de protéines résistantes à la chaleur (*heat-shock proteins*), par une augmentation de la ventilation dans un environnement hypoxique (Weber 1982), par une modification comportementale (Kramer et McClure 1982) ou par une réduction de leur taille (Gardner *et al.*, 2011). Le deuxième type de réponse est une modification de la phénologie, c'est-à-dire du calendrier des événements saisonniers. Le décalage temporel de certains événements peut en effet diminuer les impacts d'une désynchronisation entre les conditions environnementales optimales et les dates clés comme celles

de la reproduction, la ponte ou la floraison (Blaustein et al., 2010 ; Johansson *et al.*, 2013). La troisième réponse est le déplacement vers des zones plus favorables à la survie en termes de conditions environnementales. Ce phénomène a déjà été observé chez les espèces piscicoles d'eau douce avec des déplacements vers des latitudes ou altitude plus élevées (Booth *et al.*, 2011 ; Grenouillet et Comte, 2014). La compréhension des évolutions temporelles et spatiales du régime thermique des cours d'eau est ainsi primordiale pour anticiper les impacts écologiques potentiels du changement climatique.

Les premières études permettant d'améliorer les connaissances des régimes thermiques des cours d'eau sont antérieures à 1970 et étaient destinées à étudier l'impact des aménagements hydrauliques (centrales nucléaires et barrages : Raphael, 1962; Brown, 1969). Cependant, c'est depuis les années 90 que l'intérêt de la communauté scientifique internationale s'est accru dans le but de mieux comprendre les processus d'échanges d'énergie dans les hydrosystèmes. L'utilisation de thermomètres digitaux programmables, permettant de réaliser des mesures à un pas de temps fin sur de longues périodes, a permis d'améliorer la compréhension des régimes thermiques des cours d'eau (Webb et al., 2008). Une majorité des études sur la température des cours d'eau s'appuie sur ce type d'appareils ce qui a permis de réaliser de nouvelles avancées en terme de modélisation (Caissie, 2006 ; Benyahya *et al.*, 2007) et ont relancé les recherches sur le régime thermique des cours d'eau (Webb *et al.*, 2008). Malgré cela, en France les études dans ce domaine sont très peu nombreuses et concernent en général les grands fleuves (Loire : Moatar et Gailhard, 2006 ; Rhône : Poirel *et al.*, 2008). Depuis quelques années, la fibre optique permet de mesurer la température le long d'un câble avec une haute résolution spatiale (mètre) et temporelle (minute) (Selker et al., 2006 ; Tyler et al., 2009 ; Vogt et al., 2010). Cependant cette approche reste onéreuse et limitée à des linéaires inférieurs à 30 km. Il existe également une méthode non-invasive pour mesurer la température des cours d'eau, la télédétection infrarouge thermique (TIR), qui reste cependant limitée à des grands cours d'eau (Handcock *et al.*, 2006b; Wawrzyniak, 2012). A l'heure actuelle, aucune étude n'a été effectuée à l'échelle des grands bassins fluviaux, or de très fortes disparités spatiales peuvent être observées. De plus, au contraire des données hydrologiques (débits), acquises pour certains fleuves depuis la fin du XIXème, l'analyse des tendances dans les séries observées de température de l'eau se heurte au manque de séries chronologiques longues et disponibles à haute fréquence temporelle (pas de temps horaire ou journalier). Compte tenu de la grande variabilité journalière observée (e.g, sur la Loire moyenne, l'amplitude moyenne journalière est de 2.4°C et peut atteindre 4°C en période estivale, Moatar *et al.*, 2009), il n'est pas possible d'analyser des tendances à partir des températures ponctuelles, mesurées une fois par mois à une heure qui n'est souvent pas indiquée (cas des données acquises par les Agences de l'eau). Depuis 2008, l'ONEMA a mis en place

le Réseau National de suivi de la Température (RNT) qui assure un suivi horaire de la température de l'eau au niveau de 400 stations implantées à l'échelle de la France.

1.1.1.2. Facteurs de contrôle du régime thermique des cours d'eau

Le régime thermique des cours d'eau a trait à la quantité de chaleur emmagasinée dans la masse d'eau et se caractérise par des variations moyennes de la température de l'eau en fonction du temps (Poole et Berman, 2001). Ces variations peuvent suivre des cycles diurnes, saisonniers ou annuels. La température d'un cours d'eau peut être définie comme étant une mesure de concentration en chaleur qui est contrôlée par un nombre important de facteurs que l'on peut classer en quatre catégories (Caissie *et al.*, 2006) : les conditions atmosphériques, l'hydrologie, la géomorphologie et les échanges à l'interface eau/sédiments (Fig. 1.1). Ces facteurs et mécanismes de contrôle influencent la variabilité des régimes thermiques et interviennent de manière très hétérogène à différentes échelles spatiales et temporelles.

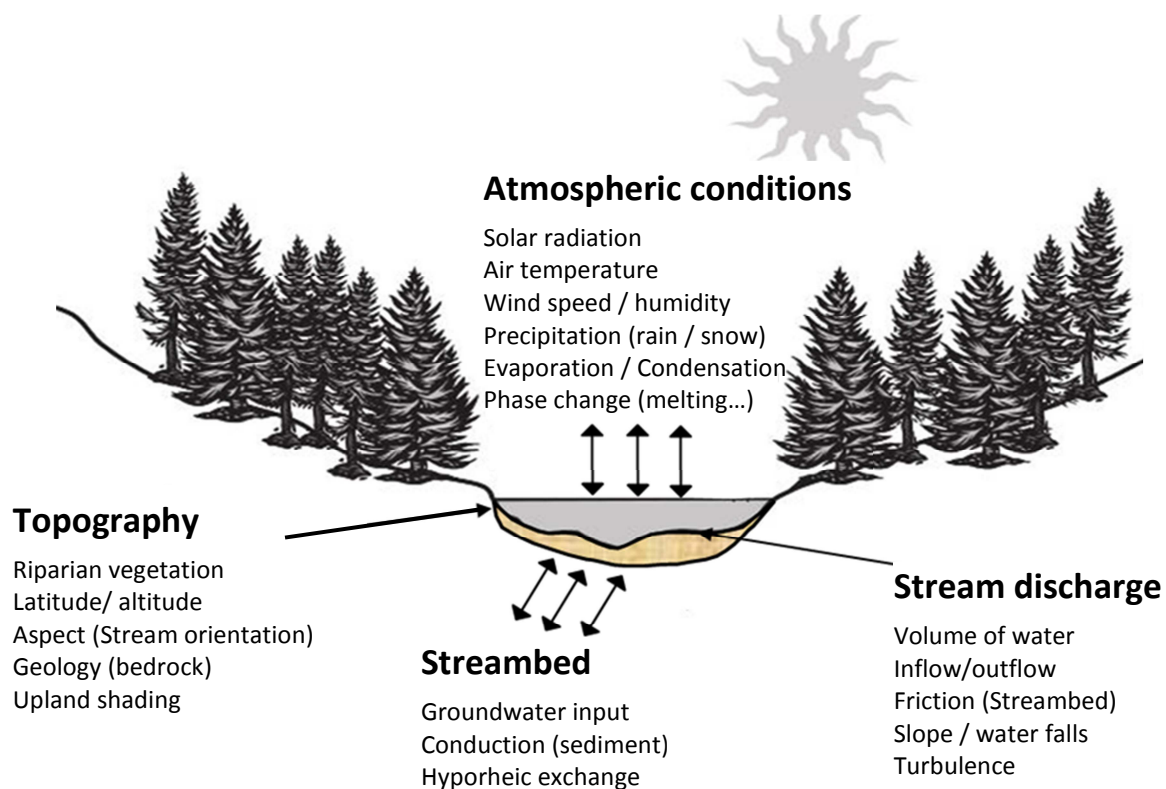


Figure 1.1. Facteurs de contrôle de la température de l'eau (Schéma modifié issu de Caissie *et al.*, 2006).

A l'échelle régionale, sur les cours d'eau de taille importante (largeur > 3 m), il a été estimé que 80% des échanges thermiques ont lieu à l'interface eau/atmosphère, 15% à l'interface eau/sédiments, les 5% restant sont gouvernés par d'autres processus (Evans *et al.*, 1998, Sinokrot et Stefan. 1994). Les conditions atmosphériques représentent la catégorie de forçage ayant le plus d'influence sur le régime thermique des cours d'eau. Les principaux facteurs de contrôle des échanges thermiques à

cette interface sont : la température de l'air, le rayonnement solaire par ondes-courtes et le rayonnement atmosphérique par ondes-longues (Mohseni et Stefan, 1999 ; Webb et Walsh 2004 ; Kinouchi *et al.*, 2007 ; Hebert *et al.*, 2010). Plusieurs études montrent qu'il existe une relation linéaire entre la température de l'eau et de l'air au cours de l'année (Kinouchi *et al.*, 2007 ; Mohseni et Stefan, 1999 ; Webb et Walsh 2004, Ducharme *et al.*, 2008). Cette relation est particulièrement forte ($R^2 > 0.9$) sur les grands cours d'eau ayant une aire de drainage importante ($> 10^3 \text{ km}^2$) et où le substrat est le moins perméable (Garner *et al.*, 2013). A l'inverse elle devient moins bien définie pour les cours d'eau ayant un bassin versant plus petit et localisés sur un substrat très perméable (O'Driscoll et DeWalle, 2006 ; Tague *et al.*, 2007 ; Garner *et al.*, 2013). La corrélation entre la température de l'eau et de l'air devient plus faible en cas de températures extrêmes chaudes (perte énergétique par évaporation) ou froides (apport de chaleur par les nappes ou approche de 0°C pour les rivières des régions nordiques) (Crisp et Howson, 1982 ; Mohseni et Stefan, 1999 ; Webb *et al.*, 2008). Le rayonnement par ondes-courtes correspond à l'énergie émise par les rayonnements incidents du soleil. Il représente la source principale des apports énergétiques reçus par la masse d'eau (Webb et Zhang, 1997, 1999, 2004; Younus *et al.*, 2000; Johnson, 2004; Webb et Crisp, 2006; Caissie *et al.*, 2007). Il suit un cycle diurne et son apport énergétique devient maximal durant la journée ce qui donne lieu à une augmentation des températures (Langan *et al.*, 2001). Son influence sur le réchauffement de la colonne d'eau est variable selon la longueur des ondes solaires reçues par le cours d'eau, de la latitude, de la saison, de la couverture nuageuse et de l'albédo de surface (Zhang *et al.*, 2000). Il est également facteur de la limpidité de l'eau (taux de matières en suspension influençant le pourcentage d'absorption et de réflexion de l'onde par l'eau) et l'épaisseur de la colonne d'eau (Wetzel, 2001). Le rayonnement net ondes-longues représente la différence entre les radiations issues de l'atmosphère et de la ripisylve et celles émises par la surface de l'eau. Ce rayonnement net représente la principale source de pertes énergétiques dans la masse d'eau (Webb et Zhang, 2004; Caissie *et al.*, 2007). Ce rayonnement ondes-longues est relativement constant tout au long de la journée et atteint des valeurs maximales en été lorsque le ciel est dégagé (Sridhar *et al.*, 2004). Les flux convectifs entre l'atmosphère et la masse d'eau dépendent de la vitesse du vent et du gradient thermique entre l'eau et l'air. Ils peuvent influencer la température de l'eau en atténuant les valeurs extrêmes (Dong *et al.*, 1998 ; Cassie, 2006). Ils suivent une tendance saisonnière et provoquent une perte d'énergie en hiver ou un gain d'énergie en été, reflétant ainsi les cycles saisonniers de la température de l'air et de l'eau (Webb et Zhang, 2004). L'évaporation et la condensation vont être respectivement à l'origine d'une perte ou d'un gain de chaleur par les effets de la chaleur latente de ces changements de phase. Ces facteurs sont fonction de la vitesse du vent et des gradients de pression de vapeur d'eau dépendant de la température de l'air et de l'humidité relative (Ouellet *et al.*, 2014b). En moyenne sur l'année, ces flux issus des processus

d'évaporation/condensation engendrent des pertes énergétiques. Toutefois d'après Caissie (2006) l'impact de ces trois derniers facteurs (flux de chaleur sensible, évaporation/condensation) est minime face aux variations de température de l'air et aux flux radiatifs. Le débit et les conditions hydrauliques fluviales (vitesse du courant, pente du lit) jouent un rôle prépondérant dans l'inertie thermique des cours d'eau en conditionnant le volume de la masse d'eau. Ainsi les cours d'eau de faible profondeur sont plus sensibles aux variations des forçages externes. D'un point de vue général, lorsque les débits sont forts (période de crue), la colonne d'eau se réchauffe peu (pas de stagnation d'eau). A l'inverse, en période d'étiage, la vitesse de circulation de l'eau étant plus faible, le temps de réchauffement de la masse d'eau est plus important. De plus des phénomènes de frictions entre la masse d'eau et le lit et les berges du chenal peuvent apporter de l'énergie (Webb *et al.*, 2004). Pour les cours d'eau ayant un régime hydrologique nival ou pluvio-nival, la fonte des neiges provoque un refroidissement du cours d'eau (Poole et Berman, 2001 ; Caissie *et al.*, 2005 ; Leach et Moore, 2011). Ce phénomène reste peu étudié sur le cours d'eau alors qu'il joue un rôle essentiel sur la température des cours d'eau situés en haute altitude (MacDonald *et al.*, 2014).

A une **échelle locale**, les facteurs de contrôle du régime thermique des cours d'eau peuvent être sensiblement différents. Le premier de ces facteurs est l'ombre projetée par la ripisylve ou par la topographie à la surface des cours d'eau. Les effets de l'ombrage sur la variation de la température de l'eau ont été particulièrement étudiés (St-Hilaire *et al.*, 2000 ; Sridhar *et al.*, 2004 ; Moore *et al.*, 2005a ; Malcom *et al.*, 2008 ; Johnson *et al.*, 2014). L'augmentation de l'indice foliaire pendant la période estivale limite les apports d'énergie provenant du rayonnement solaire ce qui conduit à réduire l'augmentation de la température de l'eau au cours de la journée (Hannah *et al.*, 2008 ; Garner *et al.*, 2014). L'influence de l'ombrage sur la température est dépendante de la morphologie (largeur), de l'orientation du chenal, de la position du soleil et des espèces arborées présentes (Li *et al.*, 2012 ; Moore *et al.*, 2014). La couverture végétale au-dessus du cours d'eau minimise les pertes énergétiques dues à l'évaporation et au rayonnement par ondes-longues ce qui limite la baisse de la température localement au cours de la journée (Webb et Zang, 2004). L'ombrage issu de la ripisylve ne se limite pas à un effet local mais peut également limiter l'augmentation de la température de plus de 2.5°C sur un segment d'un kilomètre (Garner *et al.*, 2014). La présence de ripisylve permet également de réduire la vitesse du vent ce qui limite les échanges de chaleur sensible et latente (Story *et al.*, 2003). Les précipitations influencent la température de l'eau localement même si les échanges observés sont assez faibles (Evans *et al.*, 1998 ; Langan *et al.*, 2001 ; Hannah *et al.*, 2008 ; Ouellet *et al.*, 2014b). En période estivale, le sol emmagasine de la chaleur durant la journée. Lors des précipitations, la pluie capte l'énergie thermique du sol avant d'arriver dans le cours d'eau ce qui provoque un apport énergétique plus important et un réchauffement de la masse d'eau.

Les échanges énergétiques à l'interface eau/sédiments résultent d'une combinaison de transport de chaleur par convection (transport de chaleur par l'eau provenant des résurgences des eaux souterraines dans la rivière et des échanges hyporhéiques) et par conduction (transport de chaleur par conduction thermique à travers les sédiments et l'eau). Des études récentes ont montré que leur fonctionnement est complexe car les échanges entre l'eau du lit de la rivière et les eaux hyporhéiques sont responsables des apports énergétiques mais conditionnent également le gradient thermique entre les eaux souterraines et les eaux de surface (Silliman et Booth, 1993; Alexander et Caissie, 2003; Story *et al.*, 2003; Cardenas et Wilson, 2006; Cozzetto *et al.*, 2006). La conduction de chaleur entre les sédiments et l'eau contribue à environ 10% du bilan énergétique dans des conditions ensoleillées (Moore *et al.*, 2005). De plus, il est apparu que les flux provenant des nappes influençaient la température des cours d'eau principalement en été et en hiver. Les eaux souterraines subissent peu de variations de températures au cours du temps mais gardent un cycle saisonnier similaire à celui de la température de l'eau (Caissie et Giberson, 2003 ; Smith, 2005 ; Hannah *et al.*, 2009). En période estivale, les cours d'eau alimentés par les apports de nappes sont refroidis alors qu'en hiver ces apports vont amener une température plus chaude et contribuent à augmenter la température de l'eau. Story *et al.* (2003) ont montré que les apports de nappe sur un petit cours d'eau pouvaient être responsables de 40% du refroidissement de 3°C de la température maximum journalière. Les échanges entre les cours d'eau et les eaux de la zone hyporhéique peuvent avoir une influence importante sur la température des cours d'eau (Loheide et Gorelick, 2006; Burkolder *et al.*, 2008; Hannah *et al.*, 2009). Les eaux hyporhéiques contribuent à la mise en réserve d'eaux de surface qui intègrent les influences climatiques de périodes pluri-journalière et peuvent montrer des décalages temporels et des amplitudes plus faibles (Arrigoni *et al.*, 2008). La réémergence des eaux hyporhéiques dans les cours d'eau va donc avoir un impact sur la température de surface. La composition géologique du substrat (Karst) et la géométrie du cours d'eau (surface d'échange nappe/ri vière) peuvent affecter la quantité des apports d'eau souterraine dans la rivière et modifier les apports ou pertes énergétiques (O'Driscoll et DeWalle, 2006 ; Garner *et al.*, 2013).

1.1.1.3. Variabilité spatio-temporelle de la température

La variation spatiale de la température de l'eau peut être étudiée aussi bien à l'échelle d'un bassin versant (superficie > 10³ km²) que d'un tronçon de rivière (quelques kilomètres) mais son ampleur est sensiblement différente (Imholt *et al.*, 2011).

A l'échelle régionale, on distingue des gradients longitudinaux de la température moyenne des cours d'eau qui augmentent vers l'aval. La dynamique thermique des cours d'eau situés à l'amont des bassins est généralement semblable à celle des eaux souterraines car ils sont situés près des sources

de la rivière et l'eau ont eu un temps d'exposition insuffisant pour s'équilibrer avec l'atmosphère (Benson, 1953 ; Edinger *et al.*, 1968; Poole et Berman, 2001; Tague *et al.*, 2007; Kelleher *et al.*, 2012). Avec l'augmentation de la distance depuis la source, le régime thermique du cours d'eau est moins contrôlé par les conditions aux limites amont et s'équilibre avec les conditions atmosphériques (Mohseni *et al.*, 1999). Les variations du régime thermique sont ainsi principalement contrôlées par la latitude, l'altitude et la région climatique (Webb et Walling, 1997). Le gradient thermique longitudinal est de l'ordre de 0.1°C/km pour les grands cours d'eau de plaine (Torgersen *et al.*, 2001) et peut atteindre 0.6°C/km pour les petits cours d'eau (Zwieniecki et Newton, 1999). A une échelle spatiale plus fine, des variations latérales de la température peuvent être observées au niveau des zones de confluences (Ebersole *et al.*, 2003) ou au niveau des zones préférentielles d'infiltration ou d'exfiltration de la nappe (Tonina et Buffington, 2009). Clark *et al.* (1999) observent des différences de 7°C entre la température au milieu du chenal et celle du bord. Les échanges entre la masse d'eau et la nappe ont lieu à plusieurs échelles spatiales (de quelques centimètres à plusieurs kilomètres) et varient en fonction de la taille du cours d'eau (Tonina et Buffington, 2009). La morphologie du chenal est aussi un facteur de contrôle. Ainsi de très fortes températures peuvent être observées sur les grands cours d'eau en tresses du fait de leur faible profondeur et de leur largeur importante (Mosley, 1983). Des variations thermiques verticales peuvent être observées dans des zones de faible turbulence où la profondeur est importante et les vitesses d'écoulement sont faibles (Torgersen *et al.*, 2001 ; Ebersole *et al.*, 2003) ce qui donne lieu à une stratification thermique. Les hétérogénéités thermiques observées dans la colonne d'eau de petits cours d'eau peuvent être dues à l'influence simultanée de plusieurs facteurs tels que l'ombre projetée par la végétation rivulaire, les apports de nappe ou les échanges avec la zone hyporhéique (Story *et al.*, 2003 ; Malcolm *et al.*, 2004b ; Moore *et al.*, 2005b).

La variabilité temporelle de la température des cours d'eau suit les fluctuations saisonnières et journalières des apports énergétiques (Webb et Walling, 1986). La variation thermique horaire au cours de la journée est gouvernée par le cycle solaire tandis que les fluctuations journalières, hebdomadaires et mensuelles dépendent d'autres facteurs (conditions climatiques, débits, apports des affluents, d'eau souterraine et activité anthropique) (Kinouchi *et al.*, 2007 ; Johnson *et al.*, 2014). Caissie (2006) explique que la température maximale de la journée est généralement observée en fin d'après-midi alors que la température minimale est observée à l'aube. L'amplitude diurne est généralement faible à l'amont des cours qui sont sous l'influence des apports de nappe. Ils ont tendance à augmenter en direction de l'aval et ils atteignent un maximum estimé lorsque le cours d'eau a une largeur supérieure à 50 mètres et une profondeur inférieure à 1.5 mètre (Caissie, 2006 ; Fig. 1.2). Le cours d'eau est alors éloigné de l'amont et la température de l'eau est contrôlée

par les conditions atmosphériques (Mohseni *et al.*, 1999). Sur les plus grands cours d'eau, une profondeur plus importante implique une augmentation de l'inertie thermique ce qui limite les variations diurnes. L'hydrologie a également une influence sur le cycle diurne de la température. Ainsi, une baisse de l'amplitude journalière est observée lors d'épisode de crues (Moatar *et al.*, 2009). Plusieurs études ont montré que la présence de ripisylve pouvait diminuer l'amplitude du cycle diurne ainsi que la température maximale et moyenne journalière (Brown *et al.*, 2010 ; Imholt *et al.*, 2012 ; Garner *et al.*, 2014). Associé aux variations diurnes, le régime thermique des cours d'eau suit également un cycle saisonnier qui peut être décrit par une fonction sinusoïdale (Webb et Walling, 1993a). En milieu tempéré de l'hémisphère nord, les températures maximales sont observées en juillet et août et les valeurs minimales en janvier. Les cours d'eau situés dans les zones plus froides peuvent être gelés durant l'hiver et leur cycle thermique annuel ne s'étend qu'entre le printemps et l'automne (Caissie *et al.*, 1998). L'amplitude de ce cycle annuel peut fortement varier (Caissie *et al.*, 1998 ; O'Driscoll et DeWalle, 2006 ; Hannah *et al.*, 2008). Ainsi des températures très élevées peuvent être observées en période estivale, sur des cours d'eau influencés par les conditions atmosphériques, alors que la température est plus modérée sur les cours d'eau dont le régime thermique est contrôlé par les apports de nappe ou par l'ombrage issu de la végétation rivulaire.

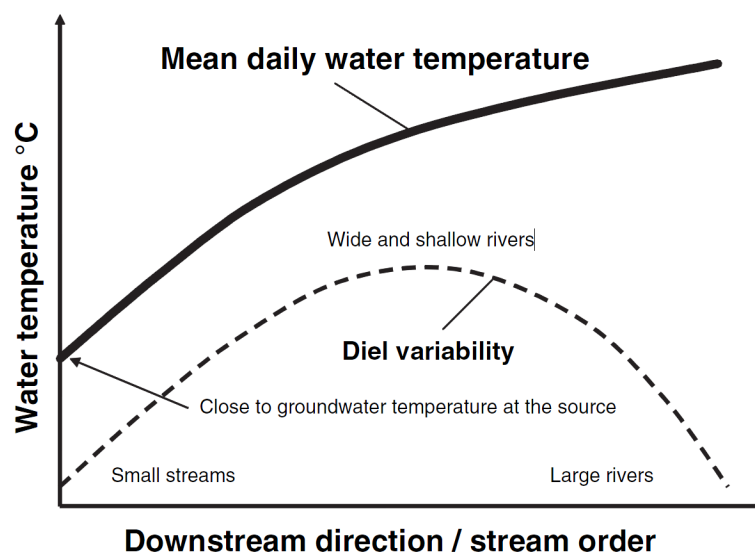


Figure 1.2. Schématisation de la variation de la température moyenne journalière et de l'amplitude diurne en fonction de la distance à l'aval/l'ordre de Strahler (Caissie, 2006).

1.1.2 Modélisation des régimes thermiques

1.1.2.1. Modèles déterministes

Les modèles thermiques déterministes simulent la température de l'eau par résolution des équations physiques régissant les échanges énergétiques entre l'eau, l'atmosphère, les sédiments et les zones hyporhéiques. Ils ont été appliqués sur des problématiques variées comme l'étude de l'impact des rejets des effluents thermiques (industries, centrales nucléaires ou des barrages hydroélectriques) (Sinokrot et Stefan, 1993 ; Kim et Chapra, 1997 ; Younus *et al.*, 2000), sur l'impact du changement climatique (van Vliet *et al.*, 2013) ou encore pour comprendre l'importance des différents facteurs de contrôle (Ouellet *et al.*, 2014b). Ce sont les modèles les mieux adaptés à ce type de problématique car ils considèrent l'ensemble des échanges énergétiques entre la rivière et son environnement (Benyahyah *et al.*, 2007). Ces modèles se distinguent par le nombre de dimensions et de variables prises en compte. Les phénomènes sont généralement variables selon les 3 dimensions de l'espace mais certaines simplifications peuvent être effectuées permettant de réduire la complexité du modèle.

Dans le cadre de la modélisation thermique, l'approche de modélisation monodimensionnelle (1D) a été davantage utilisée notamment sur des rivières larges et peu profondes. En effet, il est possible de négliger les effets de la dispersion car la stratification thermique n'est généralement pas observée pour des hauteurs d'eau inférieures à 4 - 5m (Bornmans et Webster 1998) et les gradients transversaux sont majoritairement observés aux confluences des affluents majeurs (Clark *et al.*, 1999). Le premier modèle monodimensionnel à avoir été développé est le modèle SNTMP (Stream Network Temperature model) par Theurer *et al.*, (1984), qui a été largement utilisé dans le cadre des études menées par l'USGS (Bartholow *et al.*, 1991 ; Hendrick et Monahan, 2003 ; Hunt *et al.*, 2013). Des modèles dérivés de SNTMP ont également été développés pour simuler des régimes transitoires (Herb et Stefan, 2011). Ce modèle ne simule que la température de l'eau et les débits sont nécessaires en entrée du modèle. Boyd et Casper (2003) ont développé le modèle monodimensionnel, Heat Source, qui est un modèle simulant la température par la méthode des différences finies. Ce modèle permet de quantifier les flux intervenant dans les échanges énergétiques à une échelle très locale (5 mètres). Il a notamment été utilisé pour identifier et quantifier les échanges entre les cours d'eau et la zone hyporhéique (Loheide et Gorelick, 2006 ; Westhoff *et al.*, 2007). La principale contrainte de ce modèle est que l'ensemble des données requises doivent être intégrées à une résolution spatiale très fine ce qui limite son utilisation à quelques kilomètres de linéaire. Plusieurs modèles déterministes simulent le transport de chaleur de manière couplée avec l'hydrodynamique des cours d'eau (Sinokrot et Stephan, 1993; Kim et Chapra,

1997; Younus *et al.*, 2000; Boyd et Kasper, 2003). Ils permettent de résoudre les équations de Saint Venant en une dimension pour simuler les écoulements hydrauliques et les phénomènes d'advection/dispersion du transport de l'énergie. Ces modèles 1D ont montré de très bonnes performances que ce soit à un pas de temps journalier ou horaire. Cependant, du fait de la quantité importante des données à renseigner en entrée et de la complexité à les implémenter à une échelle régionale, leur application reste limitée à l'échelle du segment de rivière (10 à 100 km). De plus certains de ces modèles ont été calibrés sur des sites spécifiques et ne sont validés que sur une seule station (Sinokrot et Stefan, 1993 ; Westhoff *et al.*, 2007). Il en est de même sur les modèles bidimensionnels ou tridimensionnels, tels que le modèle Delft3D (WLDelft, 2011 ; Carivick *et al.*, 2012) ou le modèle H2D2 (Ouellet *et al.*, 2014a ; 2014b), ou sa stratification verticale dans le cas des modèles 2D verticaux tel que le modèle CE-QUAL2E (Brown et Barnwell, 1987 ; Norton et Bradford, 2009) afin d'étudier la stratification thermique des rivières profondes, des lacs ou des retenues de barrages. Ces modèles sont complexes à implémenter et sont utilisés sur des linéaires de rivière limités (< 50km).

La modélisation thermique appliquée à l'ensemble des cours d'eau d'un bassin versant commence à être développée. Le modèle WET-Temp (Watershed Evaluation Tool - Temperature) vise à comprendre les phénomènes de diffusion de la chaleur au sein d'un réseau de cours d'eau connecté (Cox *et al.*, 2006). Un modèle spatialement distribué couplant les modules Mike 11 et Mike SHE (DHI, 2009a ; DHI, 2009b), permet de prendre en compte les phénomènes d'advection/dispersion et s'est montré très pertinent pour simuler la température des cours d'eau sur un bassin versant (231 km²) situé dans l'état de l'Idaho aux Etats Unis (Loiaz *et al.*, 2013). Cependant ces deux derniers modèles (WET-Temp et Mike SHE) sont très lourds en temps de calculs et n'ont été appliqués qu'à l'échelle de petits bassins versants dont les aires de drainage sont respectivement de 62 km² et 231 km². Le modèle thermique RBM est un modèle monodimensionnel qui résout l'équation de transport d'énergie en fonction du temps (Yearsley, 2009, 2012). Il est basé sur une méthode numérique semi-lagrangienne ce qui lui permet d'être transposable à divers pas de temps et d'espace. Ce modèle a été appliqué plusieurs fleuves à travers le monde (bassins versants compris entre 4x10⁴ km² et 3x10⁶ km² ; van Vliet *et al.*, 2012a) pour étudier l'impact du changement climatique ainsi que sur des petits bassins versant (31 km² ; Sun *et al.*, 2014) pour étudier l'impact des effets anthropiques sur la température. Malgré son potentiel indéniable pour la simulation de la température à grande échelle, le niveau de performance reste globalement bien inférieur à celui des modèles déterministes utilisés localement (Yearsley, 2012).

1.1.2.2. Concept de température d'équilibre

Certains modèles utilisent le concept de température d'équilibre, dans le but de simplifier la détermination du bilan énergétique à l'interface eau/atmosphère (Edinger *et al.*, 1968; Chaudhry *et al.*, 1983; Jeppesen et Iversen 1987). Ce concept repose sur deux variables dépendantes des conditions météorologiques : la température d'équilibre (T_e) et le coefficient d'échange thermique (K_e) (Edinger *et al.*, 1974). La température d'équilibre est définie comme étant la température à laquelle les échanges énergétiques entrant et sortant de la masse d'eau s'équilibrent. Le flux de chaleur à la surface totale de l'eau est supposé proportionnel à la différence entre la température de l'eau et la température d'équilibre (Edinger *et al.*, 1968 ; Caissie *et al.*, 2005). Le coefficient d'échange thermique représente le taux auquel la température de l'eau va converger vers la température d'équilibre. Plusieurs études ont utilisé ce concept pour estimer la température des cours d'eau (Edinger *et al.*, 1968; Novotny et Krenkel, 1973; Mohseni et Stefan, 1999; Bogan *et al.*, 2003, 2004; Caissie *et al.*, 2005; Marcé et Armengol 2008; Larnier *et al.* 2010 ; Bustillo *et al.*, 2014).

Krajewski *et al.* (1982) ont développé une technique graphique pour estimer la température d'équilibre et le coefficient d'échange thermique en utilisant des variables météorologiques telles que le rayonnement solaire, la température de l'air, la vitesse du vent, l'humidité relative et la pression atmosphérique. D'autres modèles de température d'équilibre ont été implémentés pour étudier l'effet des différentes variables météorologiques. Gu (1998) a utilisé un modèle par température d'équilibre pour montrer que la variation de la température maximale journalière en été était plus liée au débit qu'à la température journalière moyenne.

Mohseni et Stefan (1999) ont utilisé le concept de température d'équilibre pour étudier la relation entre la température des cours d'eau et la température de l'air au pas de temps hebdomadaire en s'intéressant particulièrement aux fortes températures sous l'effet du changement climatique. Ils ont montré qu'une relation linéaire pouvait être supposée entre les températures hebdomadaires de l'air et de l'eau pour des températures comprises entre 0°C et 20°C. Cette relation devient non linéaire lorsque la température de l'air dépasse 20°C à cause de l'augmentation de l'évaporation qui provoque un refroidissement de la température de l'eau. Ils expliquent également que la température d'un cours d'eau tend vers la température d'équilibre lorsque la distance depuis la source augmente. Lorsque cette distance augmente, la température de l'eau est moins dépendante des conditions amont (alimentation des nappes) et est davantage contrôlée par les conditions météorologiques.

Bogan *et al.* (2003) ont montré que la température hebdomadaire des cours d'eau était liée à la température d'équilibre pour 596 stations situées dans l'Est des Etats-Unis (USGS). Ils ont mis en

évidence que la température hebdomadaire des cours d'eau était mieux estimée par la température d'équilibre lorsque l'ombrage était important.

Caissie *et al.* (2005) ont testé un modèle où la température d'équilibre était définie à partir d'une relation linéaire avec la température de l'air et où le coefficient d'échange thermique était considéré comme constant. Ce modèle a montré de bonnes performances pour simuler les températures journalières de deux rivières au comportement thermique différent (Catamaran Brook et Little Southwest Miramichi, Canada) notamment pendant l'été et l'automne où le niveau de l'eau est le plus bas. Toutefois, ils ont mis en évidence la difficulté du modèle à simuler la température au printemps à cause de la fonte des neiges.

Marcé et Armengol (2008) ont comparé la performance entre un modèle par température d'équilibre, un modèle numérique et un modèle hybride combinant ces deux approches. Le modèle basé sur le concept de température d'équilibre a montré de bonnes performances mais il s'est avéré limité pour des températures de l'air dépassant 19°C et où la relation entre la température de l'eau et de l'air n'est plus linéaire.

Larnier *et al.* (2010) ont développé un modèle basé sur le concept de température d'équilibre dans le but d'estimer la température journalière sur la Garonne entre 1988 et 2005. Ce modèle a été calibré pour des températures supérieures à 20°C, pour étudier les conditions de migration des populations piscicoles. Ils ont notamment montré que ce type de modèle pouvait être intéressant pour la simulation de la température sous changement climatique.

Herb et Stefan (2011) sont les premiers à avoir développé un modèle basé sur une température d'équilibre modifiée en considérant les échanges de chaleur à l'interface eau/sédiments en plus des échanges énergétiques entre la masse d'eau et l'atmosphère. Ils ont appliqué ce modèle sur deux petits affluents (4.3 km et 8 km) du fleuve Mississippi en introduisant dans le bilan énergétique, le débit de nappe et la température des eaux souterraines. Les simulations comparées à celles issues d'un autre modèle déterministe numérique ont montré des résultats très satisfaisants pour un pas de temps journalier.

Bustillo *et al.* (2014) ont comparé la capacité de deux modèles de régression, linéaire et logistique, et d'un modèle basé sur le concept de température d'équilibre, à simuler le régime thermique de la Loire moyenne (Avoine, 60 000 km²). Le modèle basé sur la température d'équilibre obtenait des performances légèrement meilleures que les modèles basés sur les régressions. De plus il a montré des bonnes capacités à simuler la température lors de vagues de fortes chaleurs où la température simulée n'est que très peu surestimée (Biais < 0.5C°) alors que la température de l'air dépasse 39°C

(août 2003). Ce modèle par température d'équilibre semble particulièrement adapté pour prédire l'impact du changement climatique car la température d'équilibre et le coefficient d'échange thermique sont déterminés par des variables météorologiques dont l'évolution est simulée à l'aide de modèles de circulation générale. Cependant, le modèle surestime la température au printemps et la sous-estime pendant l'hiver. Ils expliquent que cette structure saisonnière des erreurs peut être en partie expliquée par le fait d'avoir négligé les échanges énergétiques entre la nappe et la masse d'eau dans le bilan énergétique.

1.1.2.3. Les lacunes dans la modélisation

Actuellement, de nombreux travaux en écologie étudient l'impact du changement climatique sur la répartition des aires géographiques des poissons (Buisson, 2009 ; Tisseuil *et al.*, 2012 ; Domisch *et al.*, 2013). Leur répartition spatiale est très fortement influencée par la température et la position des assemblages de poissons au sein des réseaux hydrographiques (Buisson *et al.*, 2008a). Ces études peuvent être effectuées à grande échelle régionale (> 50 000km²) et s'appuient sur des variables climatiques décrites de manière grossière (Buisson *et al.*, 2008; Buisson et Grenouillet, 2009). En effet, la température de l'air est utilisée comme substitut à la température de l'eau, cette dernière n'étant pas disponible à l'échelle des études réalisées (Buisson *et al.*, 2008; Sharma *et al.*, 2007; Lassalle et Rochard, 2009). Il est reconnu que les températures de l'air et de l'eau sont relativement corrélées, mais travailler directement avec les températures de l'eau pourraient permettre d'affiner les prédictions.

Malgré leur bonne capacité à simuler la température des cours d'eau, les modèles déterministes 1D restent très complexes à mettre en œuvre et n'ont jamais été appliqués, à notre connaissance, à l'échelle d'un grand bassin versant régional (> 10⁵ km²). Ceci s'explique par le nombre important de données à renseigner en entrée des modèles, difficilement accessibles à cette échelle, mais aussi par le temps de calcul considérable généré par ce type de modélisation. Des approches par modélisation simplifiée peuvent être utilisées, notamment pour les grands cours d'eau dont le régime thermique peut être estimé à partir de quelques variables hydroclimatiques judicieusement choisies (Moatar et Gailhard, 2006). Cette méthodologie a été reprise par Van Vliet *et al.*, (2011) pour étudier la sensibilité de la température des cours d'eau à l'échelle globale au réchauffement climatique et aux modifications probables des débits aux cours du XXI^{ème} siècle. Cependant ces méthodes n'ont été appliquées que sur des grands cours d'eau.

La modélisation basée sur le concept de température d'équilibre pourrait permettre de surmonter ces difficultés. Ce type de modèle a montré de bonnes capacités à simuler la température à la fois sur des grandes rivières (Larnier *et al.*, 2010 ; Bustillo *et al.*, 2014) et sur des petits cours d'eau (Herb et

Stefan, 2011). L'avantage de ces modèles réside dans le fait qu'ils peuvent être implémentés sans aucune calibration spécifique, en ne tenant compte que d'un nombre de variables limité et facilement accessible. Leur implémentation à l'ensemble des cours d'eau d'un grand bassin versant peut ainsi s'avérer plus aisée.

1.2. Objectifs de la thèse

1.2.1. Objectifs

Ce travail de thèse a consisté à tester plusieurs approches de modélisation à base physique basées sur le concept de température d'équilibre à une échelle régionale (10^5 km^2).

Tout d'abord, nous considérons une modélisation stationnelle, la température étant simulée en fonction des forçages locaux, sans tenir compte des conditions amont. La modélisation stationnelle est relativement performante quand la température de l'eau est proche de la température d'équilibre, notamment en période estivale. Cependant cette affirmation, issue surtout des études théoriques (Mohseni *et al.*, 1999) a été assez peu exploitée (Bustillo *et al.*, 2014). Une approche de modélisation stationnelle a ainsi été implémentée à l'échelle régionale, selon une discrétisation simplifiée et en tenant compte uniquement des échanges énergétiques à l'interface eau-atmosphère. Dans un premier temps, la pertinence de ce modèle pour simuler la température sur l'ensemble des cours d'eau situés dans un grand bassin versant régional est évaluée à la fois en période estivale et annuelle. Il s'agit ensuite d'étudier si une complexification du bilan énergétique, permettant d'intégrer les échanges à l'interface eau-sédiments, conduit à améliorer la capacité du modèle à simuler la température des cours d'eau les plus influencés par les apports d'eaux souterraines. Dans un second temps, la capacité du modèle à simuler les réponses thermiques des cours d'eau aux conditions de forçages extérieurs est évaluée selon deux méthodes de discrétisation. L'influence de ces discrétisations des données d'entrée sur le niveau de performance du modèle et sur la sensibilité des simulations est testée. Une seconde approche de modélisation dite « par propagation » a été développée dans le but d'intégrer la propagation du signal thermique de l'amont vers l'aval des cours d'eau à une échelle régionale. Ce type d'approche n'a encore jamais été appliqué à une échelle régionale et permet tout d'abord d'estimer la distance d'influence des conditions amont sur la température des cours d'eau situés plus en aval. Il s'agit ensuite d'évaluer si cette approche par propagation permet d'augmenter significativement le niveau de performance du modèle et d'analyser de manière plus fine l'évolution du régime thermique le long d'axes longitudinaux en comparaison à une approche stationnelle. Enfin un dernier objectif consiste à tester si une définition à haute résolution temporelle et spatiale de l'ombrage provenant de la ripisylve permet d'améliorer la simulation de la dynamique horaire des cours d'eau en période annuelle.

Afin d'analyser la performance de ces approches de modélisation, nous utilisons les chroniques horaires issues du réseau national thermique associé aux cours d'eau (RNT), mis en place par l'ONEMA en 2008. La variabilité de la température de l'eau est caractérisée à différentes échelles de temps (saisonnière, journalière et intra-journalière) avec un double objectif ; i) identifier les principaux facteurs de contrôle du régime thermique des cours d'eau à l'échelle d'un grand bassin versant régional (10^5 km²), ii) de classer le régime thermique aux stations disponibles en fonction de l'influence des forçages atmosphériques, hydrologiques, hydrogéologiques, dans différents contextes géomorphologiques. Cette classification permettra de tester différentes améliorations des approches de modélisation dans la représentation des processus sur des bassins versants spécifiques. Par exemple, l'apport de la paramétrisation nouvelle des apports de nappe sera testé principalement sur les cours d'eau catégorisés comme influencés par les eaux souterraines.

1.2.2. Choix du bassin de la Loire

Le site d'étude sélectionné pour répondre à l'ensemble de ces objectifs est le bassin de la Loire qui a été étudié au cours du projet ICC-Hydroqual (Impact du changement climatique sur l'hydrosystème Loire : Hydrologie, régime thermique, QUALité ; Bustillo *et al.*, 2011 ; Ducharne *et al.*, 2011 Moatar *et al.*, 2010). Ce bassin versant (117 000 km²) est caractérisé par des variabilités climatique et hydrologique importantes. Le Massif central, en amont du bassin, bénéficie d'un climat de transition entre régime océanique et continental et les cours d'eau situés en altitude peuvent avoir des influences nivales. La partie située plus en aval, dans le bassin sédimentaire, bénéficie d'un climat d'influence océanique. Les cours d'eau situés dans la plaine sédimentaire sont marqués par des comportements thermiques et hydrologiques contrastés. Par exemple, alors que les eaux de la Loire dépassaient 30°C à Montjean début août 2003 (Maine-et-Loire), les températures maximales observées sur certains petits cours d'eau (e.g., la Creuse à Saint-Gaultier, dans l'Indre) n'ont pas excédé 20°C (Moatar *et al.*, 2010). Sur une grande partie de la plaine sédimentaire, les rivières sont en relation avec des systèmes aquifères. Ces apports ou pertes souterrains contribuent ainsi à leur débit mais modifient également leur comportement thermique. Ainsi, le régime thermique de la Loire Moyenne entre Orléans et Blois est sensiblement modifié par les apports d'eaux souterraines provenant de l'aquifère des calcaires de Beauce (-1 à 2°C pendant l'étiage en août ; Moatar et Gailhard, 2006). La compréhension et la caractérisation des facteurs de contrôle régissant les régimes thermiques du réseau hydrographique du bassin de la Loire par le biais de la modélisation permettraient de mieux appréhender l'impact du changement climatique sur les milieux aquatiques mais aussi sur les nombreuses activités socio-économiques du bassin de Loire (refroidissement des centrales nucléaires, prises d'eau potable, récréation).

1.2.3. Plan du mémoire

Ce mémoire est présenté de la manière suivante :

- Le chapitre 2 présente les caractéristiques naturelles et anthropiques du bassin de la Loire ainsi que les données de température utilisées pour la validation des différentes approches de modélisation. Les méthodes de classification des stations et d'identification des facteurs de contrôle des régimes thermiques sont détaillées. Les concepts sur lesquels repose le modèle sont exposés. L'architecture du modèle, la stratégie de modélisation et la structuration des données d'entrée et des paramètres requis sont présentées.
- Le chapitre 3 analyse la variabilité spatio-temporelle des métriques de température à l'échelle du bassin de la Loire et identifie une classification des stations de suivi en fonction des facteurs contrôlant leur régime thermique.
- Le chapitre 4 est consacré à la validation du modèle utilisant une approche stationnelle et définie selon une discrétisation simplifiée. Le modèle est testé à la fois en prenant en compte uniquement les échanges énergétiques à l'interface eau-atmosphère et en intégrant les échanges entre l'eau et les apports d'eaux souterraines. Le modèle est validé en période estivale (2000-2006) et en période annuelle (2008-2012). Un premier article est intégré dans ce chapitre : ***River temperature modelling by Strahler order at the regional scale in the Loire River basin, France*** (accepté à la publication dans River Research and Applications le 27 novembre 2014).
- Le chapitre 5 teste le modèle utilisant l'approche stationnelle en intégrant une discrétisation plus locale à l'échelle du tronçon hydrographique en période annuelle (2008-2012). L'influence de la discrétisation des données en entrée des modèles sur la qualité des simulations de la température est détaillée et les résultats sont exposés. Un deuxième article est intégré dans ce chapitre : ***Comparison of two river temperature modelling discretization at the regional scale in the Loire River basin*** (en préparation pour soumission).
- Le chapitre 6 est consacré au modèle basé sur une nouvelle approche dite « par propagation ». Il est validé et son niveau de performance est comparé à l'approche stationnelle à une résolution temporelle journalière et horaire (2008-2012). Une méthode d'intégration à haute résolution temporelle et spatiale de l'ombrage provenant de la ripisylve est testée. Un troisième article est intégré dans ce chapitre : ***A dynamic model for simulating stream temperature at the regional scale based on a network topology*** (en préparation pour soumission).

Chapitre 2. Matériels et méthodes

2.1. Présentation du bassin de la Loire

2.1.1. Présentation géographique du bassin de la Loire

Le bassin versant de la Loire a des caractéristiques géologiques, hydrologiques et climatiques contrastées tout en ayant des pressions anthropiques plus faibles que sur d'autres bassins fluviaux français (Rhône, Seine). La géologie du bassin-versant de la Loire (Fig. 2.1) permet d'identifier trois ensembles :

- Le **Massif Central (MC)** (45 600 km²) situé dans la partie amont du bassin partie de la chaîne Hercynienne.
- Le **Bassin parisien (BP)** (53 200 km²) situé dans la partie centrale du bassin est composé de roches sédimentaires déposées à partir du Trias disposées en auréoles concentriques dont les plus récentes affleurent au centre et les plus anciennes en périphérie.
- Le **Massif armoricain (MA)** (11 200 km²) situé dans la partie aval, au Nord-Ouest du bassin, est constitué de roches métamorphiques et volcaniques résultat de l'orogénèse Hercynienne.

La surface de drainage de la Loire à Saint-Nazaire est d'environ 117 500 km² ce qui représente 20% du territoire français, la Loire étant le plus long fleuve de France (1 012 km). Elle prend sa source au Mont Gerbier de Jonc dans les Cévennes et se jette dans l'océan Atlantique à Saint-Nazaire. Depuis sa source jusqu'à Orléans (~635 km), son parcours est orienté selon la direction SSE-NNO puis son tracé s'infléchit pour suivre une direction Est-Ouest jusqu'à son exutoire. Le bassin est composé de 5 affluents principaux dont 4 affluents en rive gauche avec l'Allier (18 700 km²), le Cher (13 700 km²), l'Indre (4 000 km²) et la Vienne (20 000 km²) et un affluent en rive droite, la Maine (21 300 km²) (Fig. 2.1). La partie aval du bassin n'a pas été considérée dans cette étude car son hydrologie et sa dynamique sont influencées par la marée. De ce fait, nous nous limiterons à un bassin versant s'étendant jusqu'à Montjean sur Loire (dernière station hydrométrique non influencée par la marée) situé à 20 km en aval du bec de Maine, représentant une zone de 110 000 km² (980 km de linéaire).

L'altitude¹ des cours d'eau situés dans le Massif armoricain et le bassin sédimentaire est équivalente avec une médiane de 115m et avec 90% des cours d'eau ayant une altitude inférieure à 200m

¹ Altitude des tronçons issus de la BD Carthage déterminée par MNT 25mx25m.

(Fig. 2.3b). Les cours d'eau du Massif central ont une altitude bien plus élevée (médiane = 385 m) avec 70% des tronçons situés à plus de 300m.



Figure 2.1. Bassin versant de la Loire en amont de Montjean avec ses trois grands ensembles. Représentation du réseau hydrographique principal, des villes, des barrages et des centrales nucléaires.

2.1.2. Occupation du sol

Selon la base de données CORINE Land Cover 2006 (MEEDDAT), la surface du bassin est essentiellement occupée par des territoires agricoles (75%) et par une couverture forestière (25%), les territoires artificialisés ne représentant que 3.5% du territoire (Fig. 2.2). La couverture forestière est plus importante dans le Massif central (30%) que dans le Massif armoricain (7.5%) où les territoires agricoles occupent une majeure partie des sols (89%). L'occupation des sols dans le bassin

sédimentaire est similaire à la moyenne sur l'ensemble du bassin avec 74% de territoires agricoles, 22% de forêts et 3.7% de territoires artificialisés.

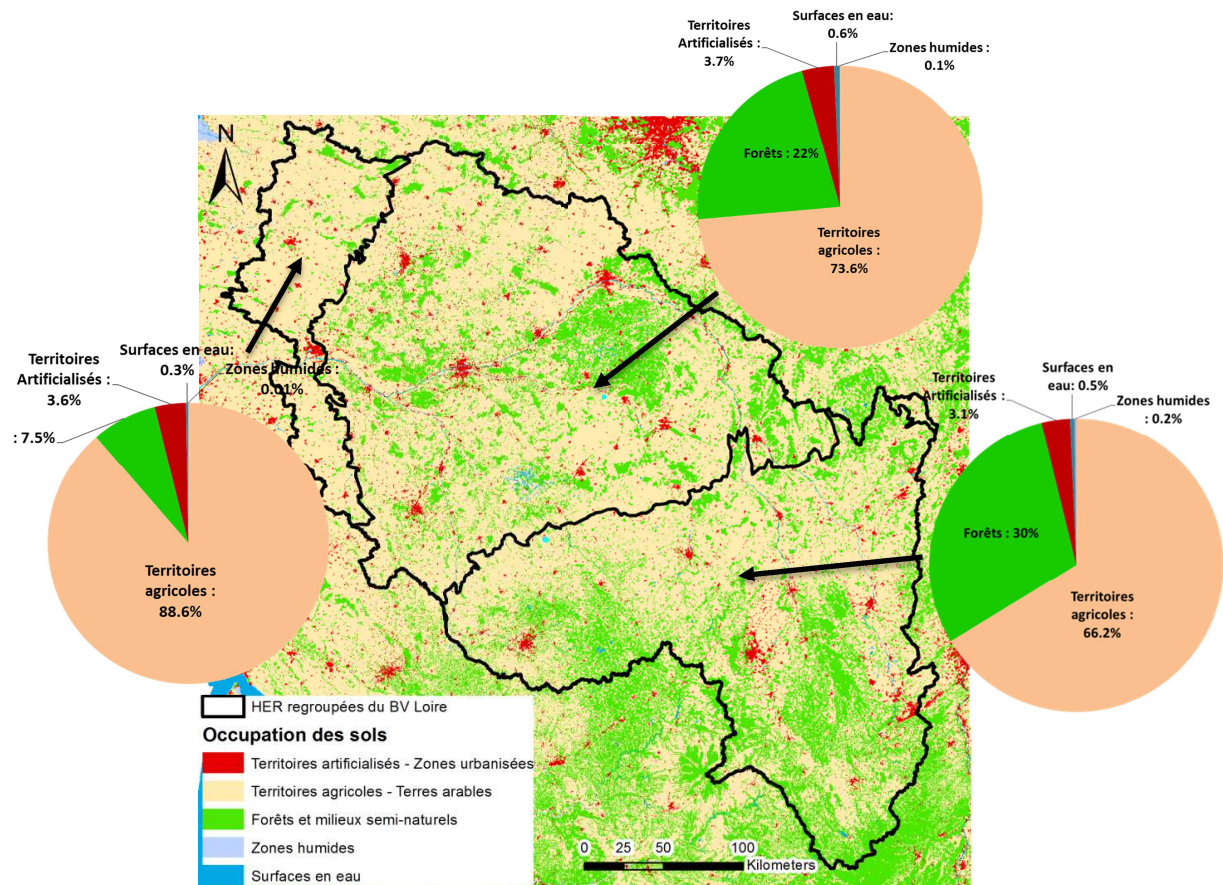


Figure 2.2. Occupation des sols du bassin de la Loire en fonction des 3 ensembles géologiques (CORINE Land Cover 2006).

2.1.3. Pentés des cours d'eau et végétation rivulaire

Les pentes² des cours d'eau du Massif central sont les plus fortes (médiane = 20 m/km) et 70% des pentes des tronçons sont supérieures à 10 m/km (Fig. 2.3a). Les pentes des tronçons situés dans le Massif armoricain sont moins élevées (médiane = 9.3m/km). Les pentes des cours d'eau les plus faibles se trouvent dans le bassin sédimentaire (médiane = 4.6m/km) où 75% des tronçons de rivières ont une pente inférieure à 5m/km.

Le pourcentage de végétation rivulaire³, défini sur zone tampon de 10 m de part et d'autre des cours d'eau, est globalement plus importante dans le massif central (médiane = 73 %) et dans le bassin sédimentaire (médiane = 68 %) (Fig. 2.3c). Dans ces deux régions, la végétation rivulaire est supérieure à 80 % sur environ 40 % des cours d'eau. Dans le massif armoricain, la présence de

² Valeurs des distributions calculées sur la base des 52 200 tronçons de la BD Carthage par un MNT 25m x 25m.

³ Pourcentage de végétation rivulaire fournie par l'IRSTEA (Valette *et al.*, 2012).

2. Matériels et méthodes

végétation rivulaire est assez hétérogène (médiane = 50%) et est comprise entre 20 et 80 % sur 75% des cours d'eau.

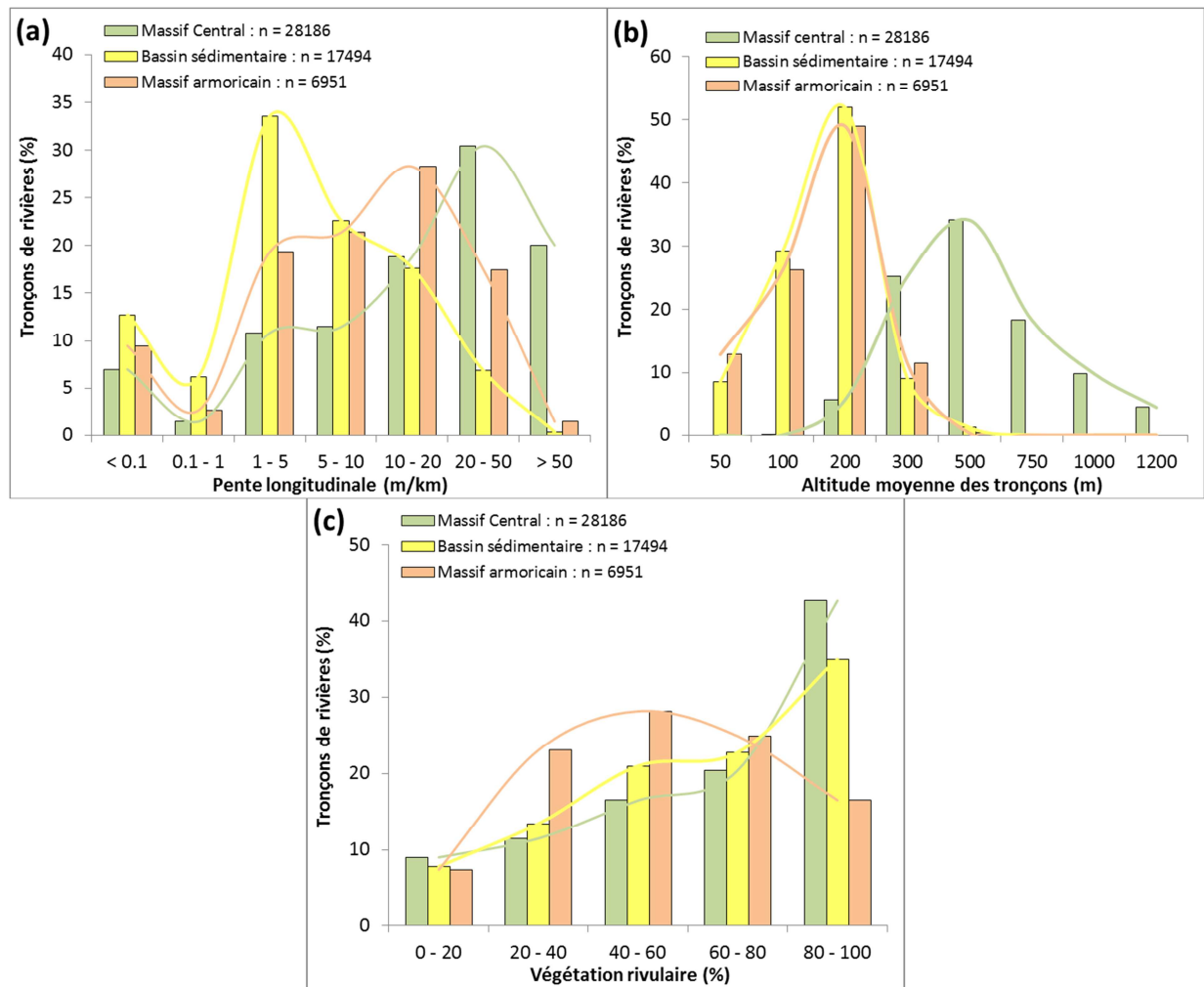


Figure 2.3. Distribution des pentes longitudinales (a), de l'altitude (b) et du pourcentage de végétation rivulaire présente de sur une zone tampon de 10 mètres des cours d'eau en fonction de leur localisation (Source : BD Alti IGN® – MNT 25 mètres, BD CARTHAGE® et Valette *et al.*, 2012, IRSTEA).

2.1.4. Caractéristiques hydroclimatiques annuelles

La température atmosphérique moyenne annuelle (1985-2012) du bassin de la Loire est de 10.8°C (Fig. 2.5a). Le Massif central est marqué par des températures moyennes de l'air froides (10.2°C) et inférieures à 9.5°C sur 25% de sa superficie (mailles vertes ; Fig. 2.5b,c). La température annuelle moyenne est similaire dans le Massif armoricain et le bassin sédimentaire avec une température moyenne de 11.2°C et supérieure à 10.5°C pour 90% de la surface. Les cumuls annuels de pluie sont de 800 mm (1985-2012). Les cumuls annuels les plus importants sont observés dans le Massif central et dans le Morvan (Fig. 2.5b) où ils sont supérieurs à 900 mm sur 40% de la superficie (mailles bleu foncé ; Fig. 2.5d). Cette partie sud du bassin correspond à un climat de transition entre un régime océanique et continental où les précipitations sous forme solide sont importantes sur les hauts

reliefs (moyenne = 55 mm/an) (Fig. 2.4c). L'évapotranspiration potentielle⁴ est légèrement moins élevée que dans le reste du bassin (moyenne = 730 mm/an) et est inférieure à 800 mm/an sur une surface de 90% (Fig. 2.4d). Les régions situées les plus au sud sont soumises aux influences méditerranéennes et peuvent subir les remontées des perturbations cévenoles.

La partie ouest du bassin est influencée par un climat océanique qui est plus doux et moins pluvieux. Les précipitations interannuelles observées sont en moyenne de 730 mm dans le Massif armoricain et dans le bassin sédimentaire et respectivement 70% et 90% de leur surface ayant des précipitations inférieures à 800mm (maille bleu clair ; Fig. 2.5b). Les précipitations sous forme solide sont inférieures à 20 mm/an sur plus de 90% de ces deux ensembles (Fig. 2.4c). L'évapotranspiration est par contre bien supérieure à celle observée dans le Massif central (moyenne BP = 790 mm/an; moyenne MA = 780 mm/an) et sont supérieures à 800 mm/an sur plus de 40% de la superficie de ces deux grands ensembles (Fig. 2.4d).

⁴ ETP déterminée par la formule de PENMAN – MONTEITH.

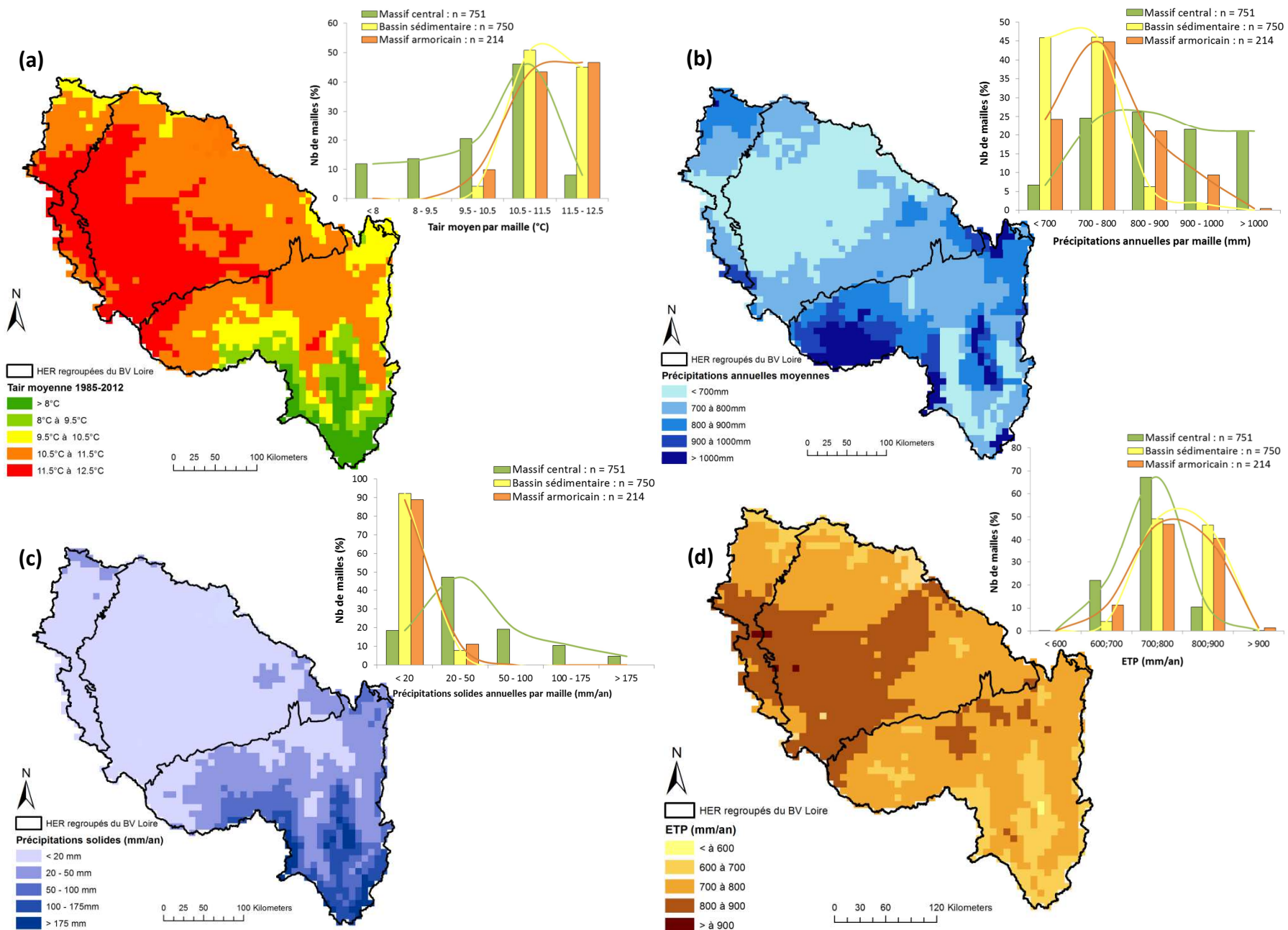


Figure 2.4. Température moyenne annuelle de l'air (a), précipitations moyennes annuelles (b), précipitations moyennes solides (c) évapotranspiration potentielle entre 1985 et 2012 avec leur distribution associée en fonction des 3 ensembles géologiques (Source BD SAFRAN® Météofrance – Mailles 8km).

Les débits spécifiques interannuels sont bien supérieurs dans le Massif central (médiane = 365 mm/an ; min = 40 mm/an ; max = 1170 mm/an) en comparaison à ceux observés dans le Massif armoricain (médiane = 365 mm/an ; min = 40 mm/an ; max = 1170 mm/an) ou dans le bassin parisien (médiane = 365 mm/an ; min = 40 mm/an ; max = 1170 mm/an) (Fig. 2.5a, b). Les débits spécifiques très élevés dans le Massif central (50% de stations > 350 mm/an) sont liés aux fortes précipitations (liquides et solides) qui sont bien supérieures à l'évapotranspiration potentielle avec un ratio P/ETP supérieur à 1 sur 70% de la surface (Fig. 2.5c, d). Cette zone amont du bassin est formée principalement de granites ce qui peut également favoriser le ruissellement. En revanche, la demande évaporative de l'atmosphère est supérieure aux précipitations (ratio P/ETP < 1) sur 85% de la surface du bassin parisien et sur 60% du Massif armoricain ce qui explique les plus faibles débits spécifiques observés (Fig. 2.5d). Les débits spécifiques supérieurs du Massif armoricain par rapport à ceux du bassin parisien alors que le ratio P/ETP est globalement similaire, est vraisemblablement lié à la lithologie formant ces deux ensembles et aux prélèvements plus importants dans la région sédimentaire. Le bassin parisien étant majoritairement composé de calcaires, l'infiltration est favorisée et l'alimentation des débits de surface est ainsi limitée, alors que dans le massif armoricain, composé de schistes, le ruissellement est favorisé.

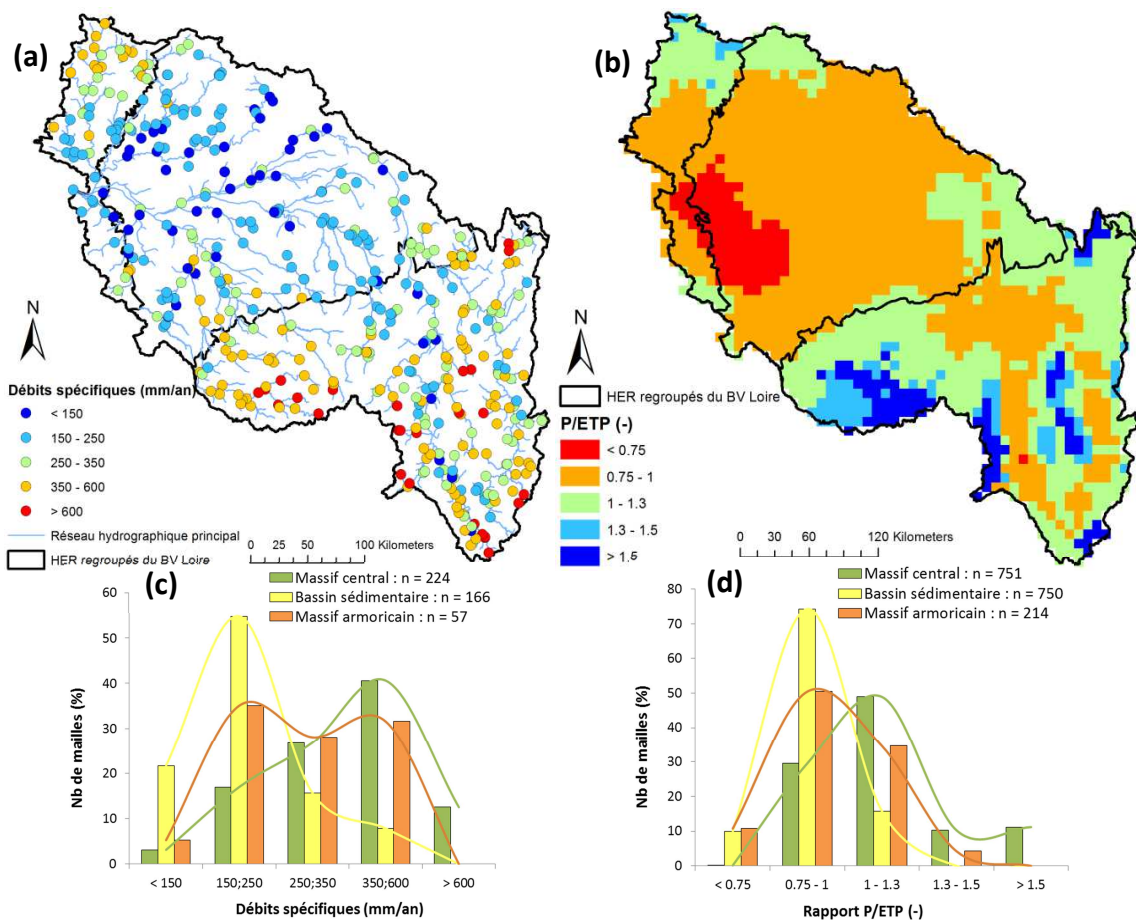


Figure 2.5. Débits spécifiques interannuels (1985-2012) observés à 440 stations de suivi hydrologiques disponibles (a) et ratio des précipitations sur l'évapotranspiration (1985-2012) (b) avec leur distribution associée (c et d). (sources : Banque Hydro ; BD SAFRAN® Météofrance).

Le tableau 2.1 présente les débits spécifiques de la période étudiée dans cette thèse : 2000-2006 (températures mesurées en période estivale par les Fédérations de Pêche) ; 2008-2012 (réseau RNT de l'ONEMA). La période 1999-2008 est très contrastée en termes d'écoulements avec l'année 2000-2001 particulièrement humide (16 l/s/km²), et les années 2001-2002, avec des écoulements beaucoup plus faibles pour chacune des trois zones (moyenne 6 l/s/km²). Par contre, la période 2008-2012 est assez homogène, avec des débits moyens légèrement déficitaires (7 l/s/km² à comparer par rapport à 9 l/s/km² pour la période des 30 ans).

Qsp (l.s ⁻¹ .km ²)	Massif central N = 217			Bassin parisien N = 166			Massif armoricain N = 57		
	Moy	Max	Min	Moy	Max	Min	Moy	Max	Min
1999-2000	12.9	36.0	2.5	8.7	17.1	3.9	12.8	21.6	5.7
2000-2001	17.3	46.3	3.2	12.2	20.0	6.2	19.4	29.3	8.4
2001-2002	7.9	24.5	1.0	5.1	12.5	2.1	6.2	12.6	2.4
2002-2003	12.2	36.1	2.5	7.4	14.4	3.6	10.4	16.0	3.6
2003-2004	14.1	50.6	3.1	6.5	13.6	2.0	6.2	13.1	1.9
2004-2005	11.9	34.4	3.3	4.3	14.5	0.8	3.6	8.6	0.8
2005-2006	9.9	31.0	1.8	4.6	12.5	0.8	5.0	8.7	2.1
2006-2007	11.5	39.2	1.0	6.8	19.7	1.6	10.5	20.8	4.6
2007-2008	13.2	41.5	1.3	7.2	16.8	2.7	9.9	16.4	3.8
2008-2009	12.5	41.2	3.7	4.9	11.3	1.4	6.9	12.9	1.9
2009-2010	10.8	39.9	2.4	5.0	13.8	1.3	7.5	12.6	2.7
2010-2011	9.3	34.7	3.1	3.9	12.7	1.1	5.0	8.6	1.4
2011-2012	11.5	46.6	2.0	4.9	15.5	0.9	5.2	11.0	1.2
Moy. 1985-2012	12.5	69.9	1.0	6.5	27.2	0.4	9.1	29.3	0.7

Tableau 2.1. Débits spécifiques moyens, maximum et minimum observés par année hydrologique (du 01/10 au 31/09) aux stations de suivi hydrologique disponibles sur les trois grands ensembles géologiques. (source : Banque Hydro).

Les régimes hydrologiques des cours d'eau du bassin de la Loire sont de type pluvial (Loire moyenne et aval) ou pluvio-nival et nival pour certains cours d'eau du Massif central. Le régime hydrologique de la Loire est marqué par une forte variabilité entre des étiages très prononcés et des épisodes de fortes crues. Le débit de la Loire interannuel est caractérisé par une période d'étiage en été et par de plus forts débits entre octobre et juin. L'Allier est le premier affluent à se jeter dans la Loire au niveau du bec d'Allier près de Nevers. A cet endroit le bassin versant de la Loire draine une surface de 32 600 km² (point kilométrique amont : 460 km ; Q_{moy} = 147 m³/s). Depuis la confluence avec l'Allier jusqu'à Tours, il n'y a que des petits cours d'eau qui viennent alimenter la Loire comme le Beuvron (pk amont : 710 km ; Q_{moy} = 6.12 m³/s) ou la Cisse (pk amont : 750 km ; Q_{moy} = 1.62 m³/s). Puis viennent les confluences avec le Cher (pk amont : 770 km ; Q_{moy} = 97 m³/s), l'Indre (pk amont : 800 km ; Q_{moy} = 19 m³/s), la Vienne (pk amont : 810 km ; Q_{moy} = 210 m³/s), et enfin la Maine (pk amont : 870 km ; Q_{moy} = 127 m³/s).

2.1.5. Caractéristiques hydrogéologiques

Les principaux aquifères se retrouvent dans les formations sédimentaires du bassin parisien (BP) correspondant à la Loire moyenne (Fig. 2.6). Ainsi on retrouve les formations de Beauce composées de nombreux aquifères semi-perméables qui couvrent une surface de 12 700 km² (Martin *et al.*, 1999) ayant de nombreuses résurgences au nord de la Loire et en aval d'Orléans. Cet aquifère est drainé par différents cours d'eau tels que la Loire ou le Loir (BRGM, 2012). Certaines rivières, comme la Conie sont essentiellement alimentées par cet aquifère et leur débit dépend du niveau de la nappe de Beauce (BRGM, 2012).

La série du Sénonien et du Turonien est représentée par une puissante assise de craie qui affleure très largement sur tout le pourtour sud et ouest du bassin sédimentaire. L'aquifère du Sénonien au Turonien (30 000 km²) peut avoir de nombreuses résurgences aux affleurements dans les grandes vallées de Touraine. Dans certains secteurs il peut y avoir de véritables réseaux karstiques, comme près de la Cisse (BRGM, 2010).

Les sables du Cénomaniens s'étendent sur une large partie du bassin au sud-ouest d'Orléans. Ils affleurent en un arc fin en limite occidentale du bassin sédimentaire et au sud. Partout ailleurs, elle est recouverte par la formation de la Craie séno-turonienne. L'épaisseur de ces sables est de plus de 30 m aux affleurements à l'ouest. La nappe du Cénomaniens s'étend sur une superficie d'environ 29 000 km² et constitue une réserve stratégique pour l'alimentation en eau potable dans le bassin Loire-Bretagne.

Enfin les calcaires du Jurassique constituent un autre aquifère affleurant dans le bassin de la Loire. Ces formations du Jurassique affleurent au sud du bassin parisien, s'appuyant sur le socle du Massif Central et formant une série d'arcs (18 000 km², Fig. 2.6). Ces formations plongent vers le nord ou le nord-ouest (Martin, 2005). Une partie de ces formations constitue des réservoirs aquifères.

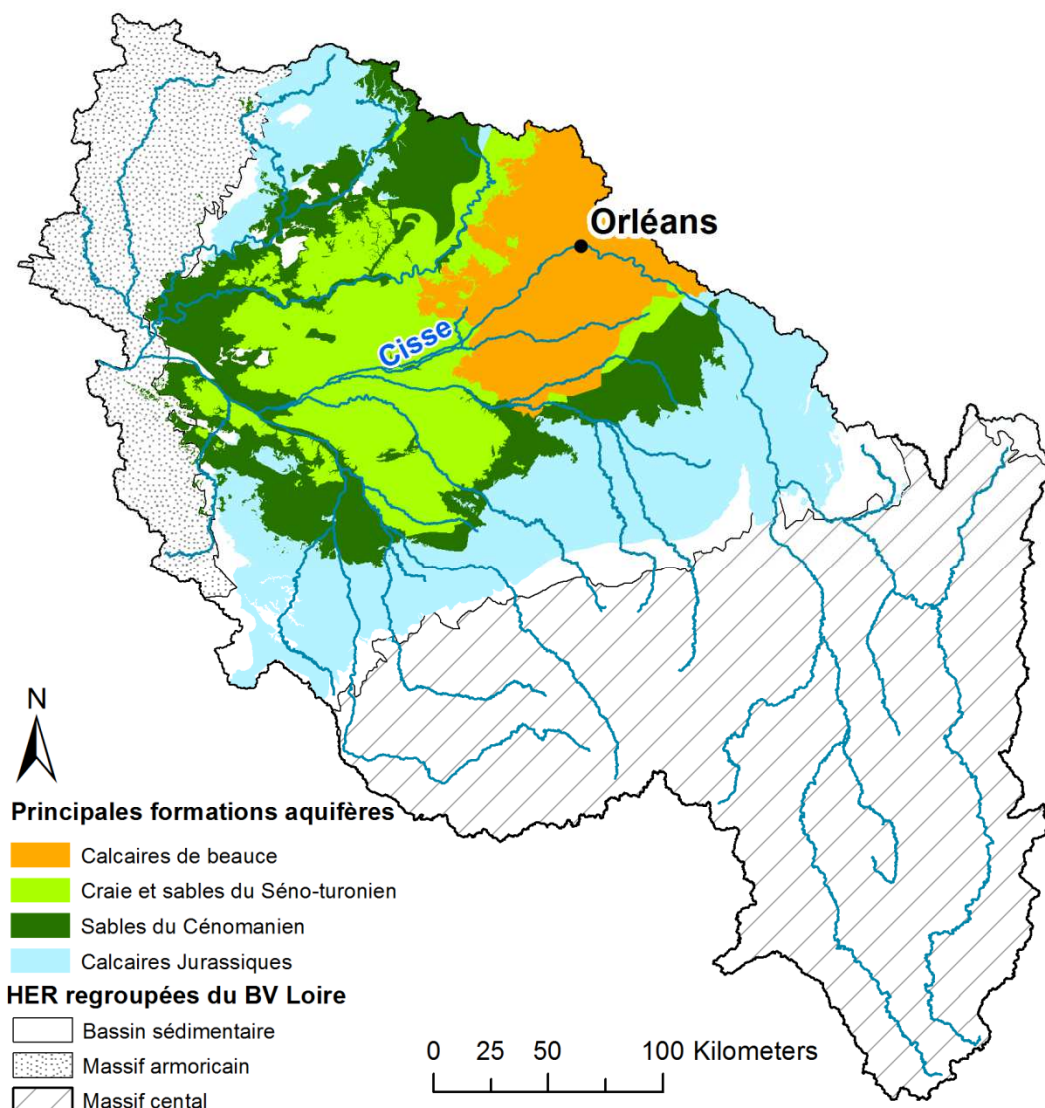


Figure 2.6. Carte des principales formations aquifères du bassin de la Loire (Source BD Lisa - BRGM).

Ces aquifères peuvent drainer ou alimenter les cours d'eau du bassin sédimentaire. Des études ont montré que la température de l'eau est influencée par des résurgences de la nappe de Beauce entre les centrales nucléaires de Dampierre et Saint Laurent les eaux (Alberic, 2004; Moatar et Gailhard, 2006). Le débit des eaux souterraines alimentant les rivières est complexe à quantifier même si certaines études ont déterminé, par modélisation numérique hydrogéologique, des apports de nappe cumulés sur le linéaire de la Loire en étiage de $10 \text{ m}^3/\text{s}$ sur une période de 16 ans (Monteil, 2011; Flipo *et al.*, 2012). Un rapport du BRGM (2012) estime que les calcaires de Beauce contribuent à $8.5 \text{ m}^3/\text{s}$ au débit de la Loire (Tab. 2.2). Les craies et les sables du Séno-Turonien contribuent en moyenne à $21.6 \text{ m}^3/\text{s}$ au débit de la Loire mais ce débit est réduit à $7.3 \text{ m}^3/\text{s}$ lors des années sèches. Les sables du Cénomanién et les calcaires du Jurassiques alimentent la Loire plus modestement avec une contribution au débit de respectivement $4.1 \text{ m}^3/\text{s}$ et $7.7 \text{ m}^3/\text{s}$.

Aquifère	Contribution moyenne au débit de la Loire (en m ³ /s)	Contribution de 2005 au débit de la Loire (en m ³ /s)
Calcaires de Beauce	8.5	~ 8.5
Craies et sables du Séno-Turonien	21.6 en grande partie ruisselée par les affluents	7.3 en grande partie ruisselée par les affluents
Sables du Cénomanién	4.1	1.4
Calcaires Jurassiques	7.7	3

Tableau 2.2. Estimation des contributions des aquifères principaux au débit de la Loire en moyenne et lors de l'année sèche 2005 (Source : BRGM/RP-60381-FR 2012).

2.1.6. Prélèvements, rejets et stockages

Le débit de la Loire est partiellement régulé par deux principaux barrages : le barrage de Villerest (capacité de 253 Mm³) sur la Loire et le barrage de Naussac (capacité de 190 Mm³) sur l'Allier (Fig. 2.1). Le barrage de Naussac a pour but principal d'assurer un débit minimal de l'Allier à Vieille Brioude (6 m³/s) et à Vic le comte (15 m³/s). Ces deux barrages contribuent à soutenir le débit d'étiage de la Loire à Gien (point kilométrique amont = 562 km) à 60 m³/s. Le barrage de Villerest a également pour vocation d'écrêter des crues entrant dans la retenue à partir de 1 000 m³/s sur la Loire. Par ailleurs, d'autres retenues sont présentes dans le bassin de la Loire, notamment pour la production d'électricité et gérés par EDF (Grangent en Loire Amont).

Quatre centrales nucléaires ont été implantées en Loire moyenne au niveau des communes de Belleville (point kilométrique amont : 533 km), Dampierre-en-Burly (pk amont : 572 km), Saint-Laurent-Nouan (pk amont : 670 km) et, juste à l'aval de la confluence avec l'Indre et en amont de la Vienne, à Avoine (pk amont : 800 km). Une cinquième centrale est présente sur la Vienne, au niveau de la commune de Civaux. Ces centrales effectuent des prélèvements en rivière pour refroidir leurs réacteurs via un circuit fermé. Une partie de cette eau est évaporée et l'autre partie est rejetée dans le cours d'eau. Ces rejets d'eaux réchauffées dans les cours d'eau peuvent influencer la variation de la température et les écarts peuvent être supérieurs à 1°C en été (Fig. 2.7).

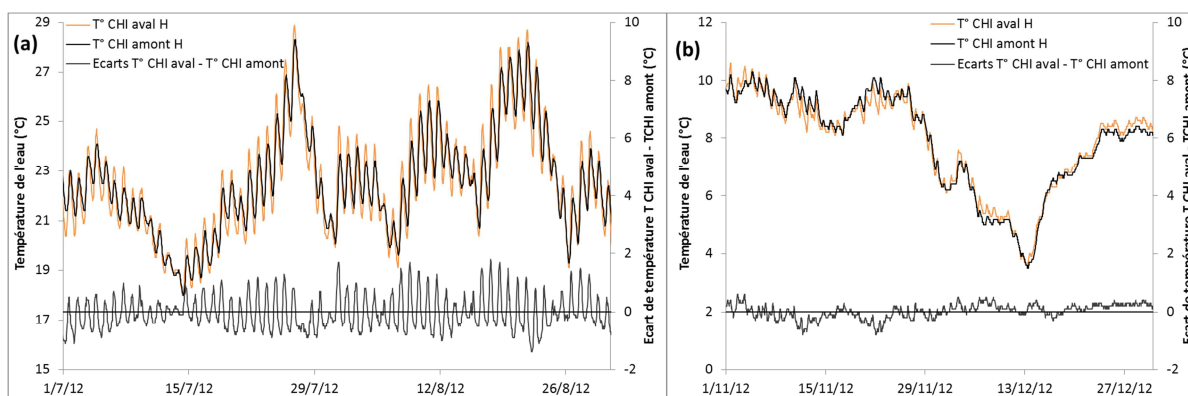


Figure 2.7. Chronique des températures de la Loire en amont et en aval de la centrale d'Avoine en été (a) et en hiver (b) (source : EDF).

2. Matériels et méthodes

Les volumes prélevés et évaporés totaux sur ces cinq centrales nucléaires représentent respectivement 773.9 Mm³ et 126 Mm³ sur la période 2005-2007 (Granier, 2009). Les eaux utilisées par les centrales constituent un apport de chaleur dans les cours d'eau au niveau des zones de rejet. Ces échauffements ne peuvent pas dépasser 1°C entre la température amont et aval d'une centrale située sur la Loire et 2°C pour la centrale de Civaux (Tab 2.3).

Sites	Puissance (MW)	Volumes prélevés (Mm3)	Volumes évaporés (Mm3)	Echauffement mensuel Hiver (°C)	Echauffement Mensuel Été (°C)
Belleville	4 x 900	197.0	23.2	0.05 - (Fev 2014)	1.7 – (Juil 2013)
Chinon	4 x 900	159.6	26.3	0.1 - (Fev 2012)	0.05 – (Juil 2013)
Saint-Laurent	2 x 900	101.3	17.2	0.04 - (Janv 2012)	0.15 – (Juil 2013)
Dampierre	2 x 1300	200.0	33.4	0.3 - (Fev 2011)	0.1 – (Juil 2014)
Civaux	2 x 1450	116.0	25.9	0.3 - (Janv 2012)	0 – (Juil 2014)
Total		773.9	126.0		

Tableau 2.3. Volumes prélevés et évaporés en 2007 (Source : EDF-Délégation de Bassin Loire-Bretagne)

Enfin, on peut ajouter aux activités anthropiques, les prélèvements d'eau dédiés aux usages industriels (hors EDF), agricoles (irrigation), d'alimentation en eau potable qui pourront être effectués en surface (cours d'eau, retenues), en nappe alluviale ou en nappe profonde. On peut voir que de fortes quantités d'eau sont prélevées et les plus importantes concernent l'alimentation en eau potable (54% ; 699 Mm³.an⁻¹) et les prélèvements liés à l'irrigation (35% ; 465 Mm³.an⁻¹) (Tab. 2.4). Ces derniers sont généralement effectués en été et auront pour effet d'accentuer les débits d'étiage généralement constatés à cette période de l'année. La part des prélèvements en eau de surface représente 4% des eaux de ruissellement mais des disparités importantes existent et certaines zones peuvent accuser des déficits estivaux importants en eaux souterraines et de surface.

	Eau de surface	Eau souterraine
Industrie	100	50
AEP	250	440
Irrigation	150	300
Total	500	790

Tableau 2.4. Bilan des volumes prélevés hors prélèvements EDF (en Mm³.an⁻¹) pour la période 1998-2006 (source : Moatar *et al*, 2010).

2.2. Présentation des chroniques de températures de l'eau

Deux jeux de données de température horaires ont été utilisés. Le premier comprend 67 stations et couvrent la période estivale entre 2000 et 2006. Depuis 2013, un second jeu de données issues du Réseau National de Température (RNT) a été mis à notre disposition par l'ONEMA et comprend 128 stations entre 2008 et 2012. La figure 2.8 présente ces deux groupes de stations. Il y a 38 stations « période annuelle » qui coïncident avec les stations « périodes estivales » (Fig. 2.8). Pour les stations RNT, nous avons affecté un code à chaque station. Ce code est composé du numéro de département dans lequel est située la station, de 3 lettres pour le nom du cours d'eau et d'un numéro d'ordre lorsque plusieurs stations sont disponibles pour un même cours d'eau. Par exemple pour la station de la Vienne à Saint-Sétiers en Corrèze (19) qui est située la plus en amont sur ce cours d'eau, le code sera « 19VIE01 ». La station de la Vienne à l'île Bouchard situé juste en mont de la confluence avec la Loire (6^{ème} station de disponible sur la Vienne) aura le code 37VIE06. La localisation (Fig. 2.8) ainsi que les caractéristiques de chaque station et leurs périodes de suivi sont présentées (Annexe 1).

La répartition géographique des stations ayant des mesures en période estivale (2000-2006) n'est pas homogène avec seulement 7 stations localisées dans l'hydro-écorégion du Massif Central (1 station/6500 km²) et 9 (1 station/1200 km²) dans le Massif armoricain contre 40 stations réparties dans le bassin sédimentaire (1 station/1300 km²) (Fig. 2.8). Les stations RNT ayant des mesures en période annuelle sont mieux réparties sur l'ensemble du bassin de la Loire avec 63 stations dans le Massif central (1 station/730 km²), 53 stations dans le bassin sédimentaire (1 station/1000 km²) et 12 stations dans le massif armoricain (1 station/930 km²).



Figure 2.8. Carte de localisation des stations de mesures de la température de l'eau et de leur répartition géographique pour les trois grands ensembles.

2.2.1 Critique des données de validation

Les enregistrements des températures provenant de ces deux jeux de données présentent certaines anomalies. Trois défauts majeurs ont pu être détectés suite à l'analyse des chroniques :

- Des défauts d'enregistrement
- Des défauts dus à l'exondement d'une sonde ou affleurement à l'interface air-eau
- Des défauts dus à un enfouissement de la sonde

Le développement d'un système automatisé permettant d'identifier l'ensemble de ces défauts reste complexe à mettre en œuvre du fait de la forte variabilité des facteurs entrant en jeu (Moatar *et al.*, 2001). La détection de ces défauts a donc été réalisée ici manuellement en comparant les chroniques de température de l'eau de stations proches géographiquement situées sur des cours d'eau de taille similaire ou en comparant la chronique de température de l'eau d'une station avec la température de l'air provenant de la base SAFRAN. Ceci a permis de retirer de nos jeux de données toutes les valeurs qui nous semblaient présenter des erreurs.

Les **défauts d'enregistrement** sont des erreurs provoquées par les appareils de mesures, lors de la pose de la sonde ou durant le suivi des températures. Les pics de débuts d'enregistrement sont récurrents sur l'ensemble des stations et le début de la chronique peut ainsi être corrigé sur plusieurs jours. De plus, des erreurs commises lors de la saisie initiale ont provoqué une duplication des données qui indique alors pour une même heure deux températures (Fig. 2.9a). On observe également des températures enregistrées qui semblent aberrantes car supérieures à plus de 35°C au printemps avec une amplitude journalière bien supérieure à celle de l'air (Fig. 2.9b).

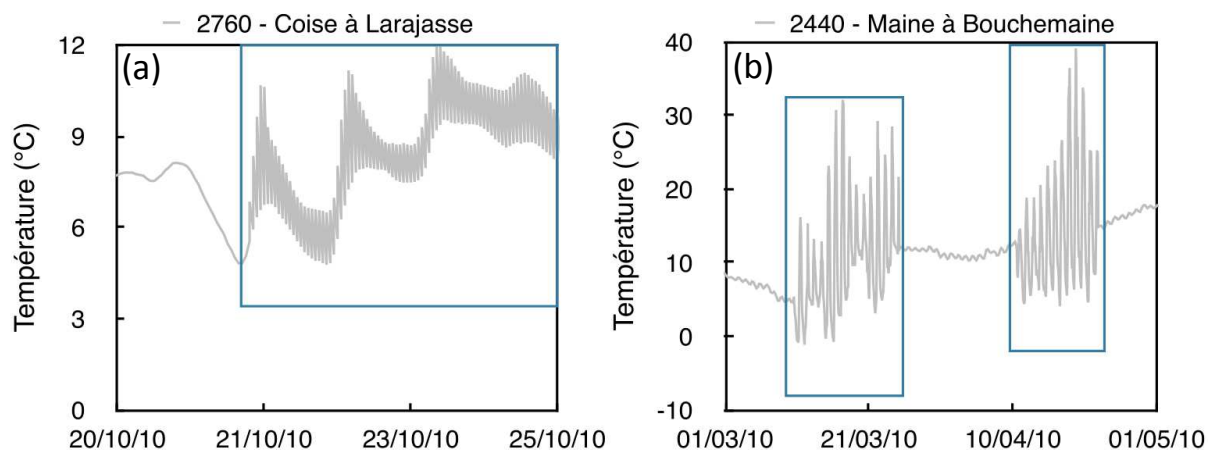


Figure 2.9. Mise en évidence de défauts d'enregistrement sur les chroniques de température : (a) dédoublement horaires des valeurs – (b) enregistrement de valeur aberrantes.

L'**exondement d'une sonde** se repère par une augmentation très rapide des amplitudes journalières, pouvant excéder les 7°C dans certains cas, qui suivent alors celles de la température de l'air. Afin de valider l'hypothèse d'un exondement, la chronique de température de l'eau est comparée avec la

chronique de température de l'air. Généralement, ces exondements se produisent en période estivale lorsque les cours d'eau sont en étiage. La sonde peut être exondée sur une période de plusieurs jours où l'on observe une superposition de la chronique de température de l'eau à celle de l'air (Fig. 2.10a). Les exondements de sonde peuvent également provenir d'un abaissement du niveau de l'eau (période de gel ou d'étiage) (Fig. 2.10b), mais aussi parfois d'un acte humain, par une relève volontaire ou non de la sonde.

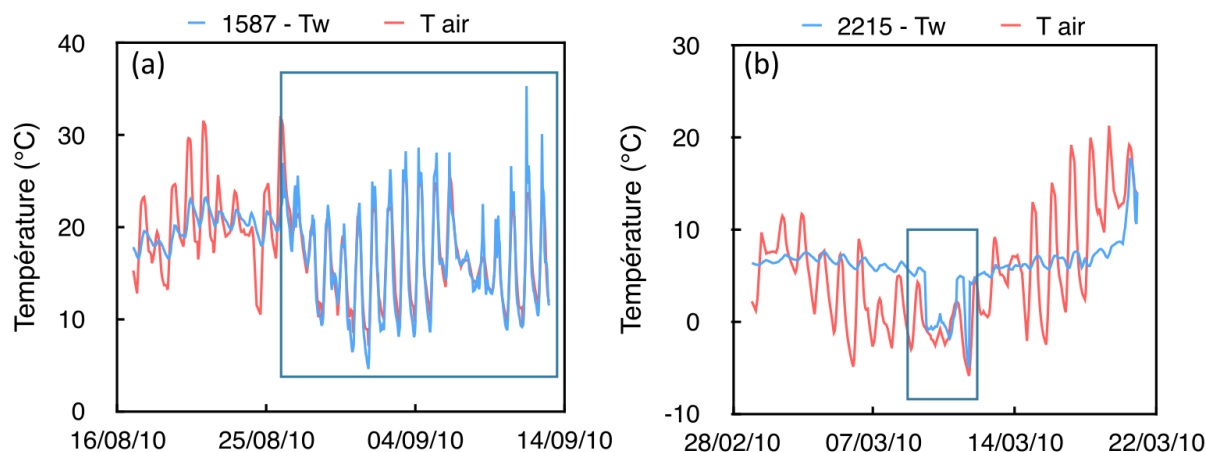


Figure 2.10. Mise en évidence d'exondement : (a) Besbre à Dompierre sur la période estivale – (b) Creuse à Rivarennnes durant une période froide

Le dernier type de défaut pouvant être détecté sur une chronique correspond à **un enfouissement de la sonde**. Il est caractérisé par un enregistrement de signaux très peu variables. Celui-ci est plus difficile à discerner et moins fréquent. Les enfouissements de sondes sont rares sur les chroniques.

La critique des données des stations issues du jeu de données « période estivale » avait été effectuée au cours du projet ICC-HYDROQUAL (Bustillo *et al*, 2011). Il y avait alors 27% de valeurs qui avaient été éliminées pour les 67 stations entre 2000 et 2006.

La base de données initiale du jeu de données « période annuelle » contenait 3,310 millions de valeurs de température pour l'ensemble des stations, sur la période 2008 - 2012. Sur cette base de données, 100 000 valeurs ont été éliminées car considérées comme aberrantes. Cela représente environ 2,3% des données initiales ce qui reste faible en comparaison au pourcentage de valeurs éliminées sur le jeu de données « période annuelle ». Cela peut s'expliquer par une meilleure gestion du réseau (identification des périodes de relèves automatiques, sondes plus performantes). Les principales erreurs proviennent avant tout des défauts d'enregistrement (>75% des corrections). Les exondements représentent environ 20 à 25% des corrections tandis que les enfouissements sont très peu présents (<1%). La disparité des valeurs aberrantes entre les stations est cependant élevée et le taux de valeurs éliminées peut être très important (>10%) sur certaines stations (Tab. 2.5). Il s'agit ici de stations touchées avant tout par des défauts d'enregistrement ce qui provoque le retrait

de plusieurs jours voire de mois de mesures sur l'ensemble d'une chronique. Cependant le taux de valeurs éliminées moyen par région reste inférieur à 4 % permettant ainsi d'avoir un jeu de données conséquent et représentatif de l'ensemble du bassin de la Loire.

Région	Nombre de stations	% de stations sans erreur	% erreur moyen	% erreur maximale pour une station
Auvergne	35	42.9	3.5	56.0
Limousin	26	69.2	3.6	43.7
Centre	32	18.8	2.5	24.0
Poitou-Charentes	12	8.3	2.1	11.1
Bourgogne	16	93.8	0.0	0.4
Pays de la Loire	26	0.0	3.2	14.0

Tableau 2.5. Présentation des pourcentages de valeurs éliminées aux stations en fonction des régions dans lesquelles elles sont situées.

2.2.2. Jeu de données – Période estivale 2000-2006

Ce jeu de données fournit des températures au pas de temps horaire à 67 stations pendant la période estivale (juin à septembre) et provient des fédérations de pêche (59 stations) et de la DREAL Auvergne (8 stations). Les données couvrent une période de suivi comprise entre 1997 et 2008 mais comportent des disparités importantes dans la période d'acquisition (Annexe 2). Pour assurer une homogénéité entre les stations, les données de température sont conservées uniquement sur les mois de juillet et août entre 2000 et 2006, lors desquelles la température de l'eau est disponible sur une majorité de stations.

L'aire de drainage au niveau des stations varie entre 18 km² et 110 000 km² (valeur médiane de 197 km²) (Fig. 2.12a). Cependant, la majorité des stations (63%, 42 stations) couvre des aires de drainage entre 50 et 2 000 km² et des ordres de Strahler 3, 4 et 5, représentant respectivement 13%, 42% et 19% des stations (Fig. 2.12b). Les petits cours d'eau (aire de drainage < à 50 km²) sont très peu représentés avec seulement trois stations sur des ordres 2 et deux stations sur des ordres 1 alors que ces ordres représentent plus de 70% des cours du bassin de la Loire. 85% des stations sont situées sur des cours d'eau ayant des pentes inférieures à 5 m/km alors que les pentes longitudinales des rivières du bassin sont globalement plus fortes (65% des pentes > 5 m/km) (Fig. 2.12c). 85% des stations sont situées à une altitude inférieure à 200 m ce qui est très représentatif des cours d'eau du bassin sédimentaire (Fig. 2.12d). La température de l'air annuelle moyenne entre 2000 et 2012 est comprise entre 10.5 et 12.5°C sur 90% des stations (Fig. 2.12e). On constate que la température moyenne de l'air (2000-2012) n'est jamais inférieure à 9.5°C au niveau de ces stations ce qui est dû à la faible présence des stations dans le Massif central. 70% des cours d'eau suivis ont un taux de végétation rivulaire supérieur à 60% ce qui est assez représentatif des cours d'eau du bassin de la Loire (Taux de végétation rivulaire > 60% sur 60% des rivières) (Fig. 2.12e).

13 stations sont situées sur la Loire et ses principaux affluents : la Loire Moyenne et Aval (4 stations), le Cher (2 stations), l'Indre (2 stations), la Vienne (2 stations) et la Mayenne (1 station). Cependant ces stations sont disposées dans les secteurs aval de ces cours d'eau et la température des secteurs amont reste assez peu présente dans cette base de données.

2.2.3. Jeu de données du RNT – Période annuelle 2008-2012

La base de données initiale du RNT fournit un suivi annuel au pas de temps horaire de la température de l'eau à 147 stations issues du RNT entre 2008 et 2012 (Fig. 2.11). La période de suivi de ces 147 stations n'est pas continue sur toutes les stations (Annexe 1). Suite à l'étape de critique et validation des chroniques (Section 2.2.2), **128 stations** ont été conservées, 19 stations étant écartées car plus de 15% des valeurs étaient manquantes au cours d'une même année hydrologique.

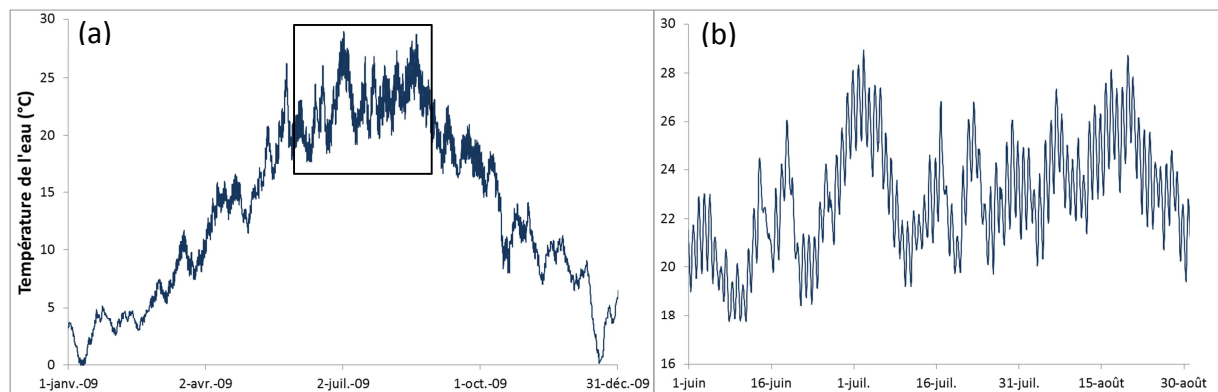


Figure 2.11. Chronique horaire de la température de l'eau mesurée au niveau de la Loire à Saint-Satur au cours de l'année 2009 : (a) chronique annuelle et (b) chronique estivale

Les cours d'eau suivis ont des aires de drainage comprises entre 6 km² et 110 000 km² avec une médiane à 290 km² (Fig. 2.12a). Ces stations sont réparties essentiellement sur des cours d'eau moyens avec 89 stations ayant une surface de drainage comprise entre 50 et 2 000 km² et dont les ordres de Strahler sont compris entre 3 et 5, représentant 80% des cours d'eau suivis (Fig. 2.12b). Les cours d'eau en tête de bassin ne sont que peu représentés avec seulement 3 stations ayant une aire de drainage inférieure à 20 km² et aucune station située sur un cours d'eau d'ordre 1. On peut remarquer que la distribution des aires de drainage des stations « période estivale » et des stations RNT « période annuelle » est très similaire. La pente médiane des cours d'eau échantillonnés est de 2 m/km et est comprise entre 0.01 et 30 m/km (Fig. 2.12c). Il n'y a aucune station située sur des cours d'eau ayant une pente supérieure à 50 m/km et les cours d'eau de faible pente sont très représentés (80% des pentes inférieures à 5 m/km). Les altitudes de ces stations sont comprises entre 10 et 1120 mètres avec une médiane de 176 m (Fig. 2.12d). 70% des stations ont une altitude inférieure à 300 m ce qui est représentatif des cours d'eau situés dans la plaine du bassin sédimentaire. En effet seulement 32 stations ont une altitude supérieure à 300 m ce qui implique un

suivi moins représentatif des cours d'eau situés en amont du Massif central. La température annuelle moyenne de l'air (2000-2012) est comprise entre 10.5 et 12.5°C sur 80% des stations (Fig. 2.12e). La température annuelle de l'air est inférieure à 9.5°C pour 10% des stations. 80% des cours d'eau suivis par les stations RNT ont un taux de végétation rivulaire supérieur à 60% ce qui est plus élevé que la proportion calculée sur l'ensemble du bassin de la Loire où seulement 60% des cours d'eau ont un taux de végétation supérieur à 60% (Fig. 6e). En revanche, la variabilité des valeurs d'altitude, de pente et de la température annuelle de l'air des tronçons de rivière du bassin de la Loire sont mieux représentées pour les stations « période annuelle ».

Concernant la Loire et ses grands affluents, ce jeu de données couvre 21 stations : la Loire Moyenne et Aval (6 stations), le Cher (3 stations), l'Indre (1 stations), la Vienne (6 stations), le Loir (3 stations) et la Mayenne (2 station). La Loire et la Vienne sont donc les cours d'eau les plus suivis avec 6 stations localisées sur les 890 km et 400 km de linéaire respectifs depuis leur source. Le secteur amont de la Vienne est mieux assuré avec une station située à 8 km depuis sa source. Le secteur de la Loire amont reste peu suivi avec une première station située à 343 km de sa source. L'Allier est le seul affluent majeur de la Loire dont le suivi n'est pas assuré que ce soit par les stations RNT, ONEMA « période annuelle » ou par les stations Fédérations de Pêche et DREAL « période estivale ».

2. Matériels et méthodes

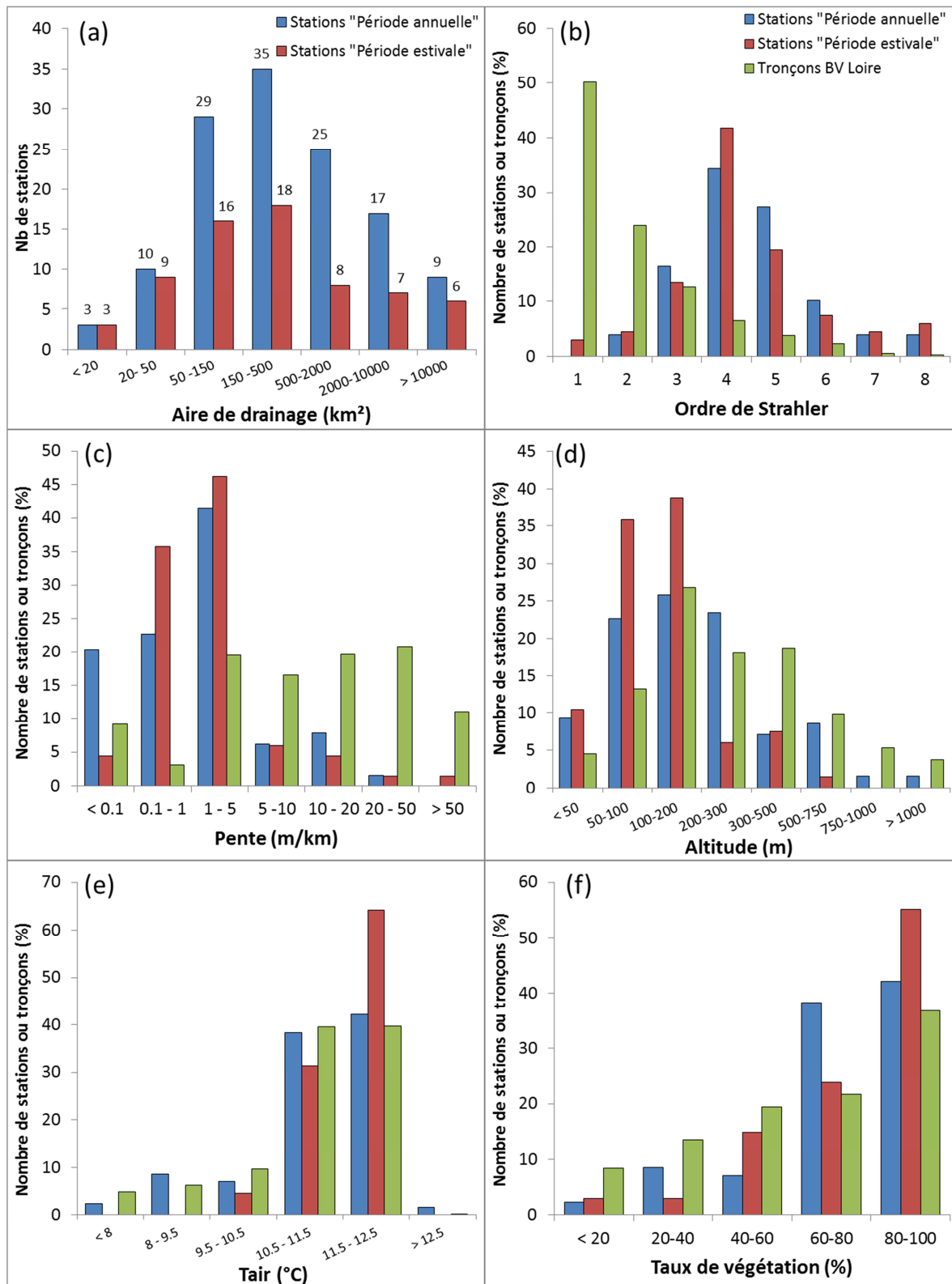


Figure 2.12. Présentation des caractéristiques des 67 stations « période estivale », des 128 stations « période annuelle » du RNT et des 52 200 tronçons hydrographiques du bassin (BD CARTHAGE®) avec leur répartition par : (a) aire de drainage, (b) ordre de Strahler, (c) pente, (d) altitude, (e) la température annuelle moyenne de l'air (2000-2012) et (f) le taux de recouvrement de la végétation rivulaire.

2.3. Métriques des températures et classification des stations par facteurs de contrôle principaux

Dans cette partie, les métriques de la variabilité temporelle de la température des cours d'eau utilisées pour l'analyse de la distribution spatiale dans le bassin de la Loire sont présentées. Une méthodologie permettant de définir une typologie des stations en fonction de leurs principaux facteurs de contrôle (conditions météorologiques, alimentation par les eaux souterraines, végétation) est ensuite détaillée. Les résultats des modèles thermiques, présentés dans les chapitres 4 à 6, peuvent ainsi être discutés sur un échantillon de stations contrastées.

2.3.1 Métriques de températures

Plusieurs métriques ont été proposées dans la littérature pour caractériser le régime thermique des cours d'eau, en termes de magnitude, de fréquence, de durée, de régularité dans l'occurrence de certains seuils de température, rapidité du taux de changement (Chu *et al.*, 2010 ; Casado *et al.*, 2012). Dans ce travail nous allons nous focaliser sur les métriques qui vont permettre de valider les modèles et de sélectionner des stations fortement influencées par les apports d'eaux souterraines ou par l'ombre projetée par la végétation rivulaire : métriques de magnitude (1) et de rapidité du changement (2) (Tab. 2.6).

Caractérisation régime	Signification	Métrique et notation
Magnitude	Régime moyen et extrême	Moyenne annuelle (TwA)
		Moyennes mensuelles (TwM)
		Moy.mens. au mois le plus chaud (TwXM)
		Moy. mens. au mois le plus froid (TwNM)
		Amplitude annuelle ($\Delta TwM = TwXM - TwNM$)
		Maximum de la moyenne glissante sur 7j (Tw7J)
Rapidité du changement	Inertie thermique	Moyenne des variations diurnes au cours du mois le plus chaud ($\Delta Tw24H$)

Tableau 2.6. Métriques de températures utilisées pour la caractérisation des régimes thermiques des 128 stations RNT

Les moyennes annuelles (TwA), mensuelles (TwM) et hebdomadaires (Tw7J) représentent des métriques de magnitude de température. Elles permettront de caractériser la variabilité régionale et de valider nos modèles dans les chapitres 3, 4 et 5. L'amplitude annuelle des températures (ΔTwM) correspond à la différence des températures mensuelles entre le mois le plus chaud (TwXM) et le mois le plus froid (TwNM). Cette métrique caractérise également la magnitude et va nous permettre

2. Matériels et méthodes

d'estimer la variabilité intra-annuelle et ainsi de fournir des informations sur la sensibilité du régime thermique des cours d'eau aux changements de saison (Fig. 2.13). La moyenne des variations diurnes correspond à la différence entre la température maximale journalière (T_{wXJ}) et la température minimale journalière (T_{wNJ}). Cette métrique permet de caractériser le taux de changement moyen de la température durant la journée.

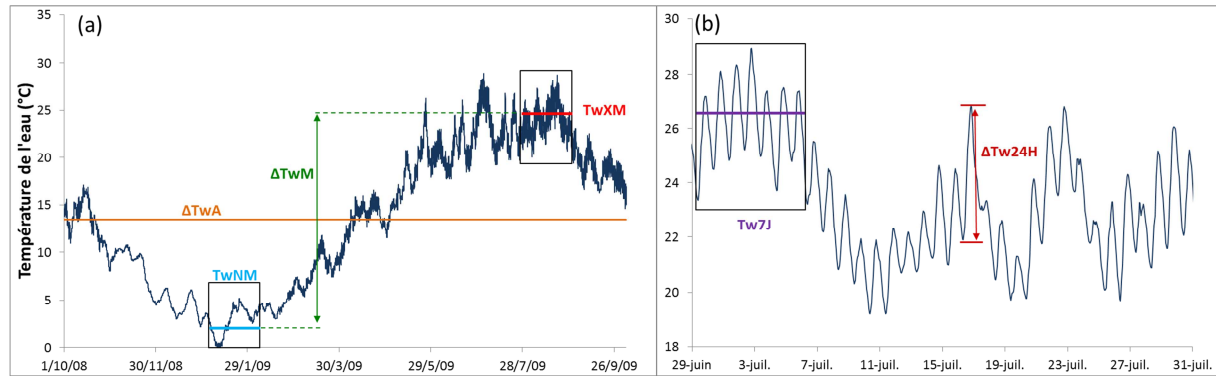


Figure 2.13. Représentation des métriques calculées pour l'identification des régimes thermiques des stations RNT sur la chronique horaire de température de la Loire à Saint Satur (18LOE02) entre octobre 2008 et septembre 2009 (a) et au mois de juillet 2008 (b).

L'analyse est effectuée à partir des 128 stations issues du réseau RNT, période entre 2008 et 2012. Les métriques sont calculées sur chaque année hydrologique, allant du 1/10 au 31/09, puis moyennées pour chaque station sur l'ensemble de la chronique disponible afin d'obtenir des métriques pluriannuelles. Le suivi de la température sur chaque station n'est pas toujours disponible intégralement sur la période 2008-2012 et le fait de moyenniser ces métriques sur plusieurs années pourrait fausser l'analyse en cas d'années climatiquement très contrastées. La moyenne des températures de l'air disponibles (réanalyses SAFRAN) au niveau des stations RNT, pendant ces années de suivi est globalement proche de la moyenne inter-mensuelle calculée entre 1985 et 2012 (Fig. 2.14a), malgré une variabilité différente suivant les saisons. Les mois de décembre 2010 et février 2012 sont néanmoins remarquables par leur faible température (Fig. 2.14b). L'année 2011 est globalement chaude notamment au mois d'avril où la température est supérieure à 3.6°C par rapport à la moyenne interannuelle (1985-2012). Les températures estivales sont, elles, assez similaires et globalement en-dessous des moyennes saisonnières. Aucune de ces années ne se démarque nettement par des températures extrêmes notamment en période estivale.

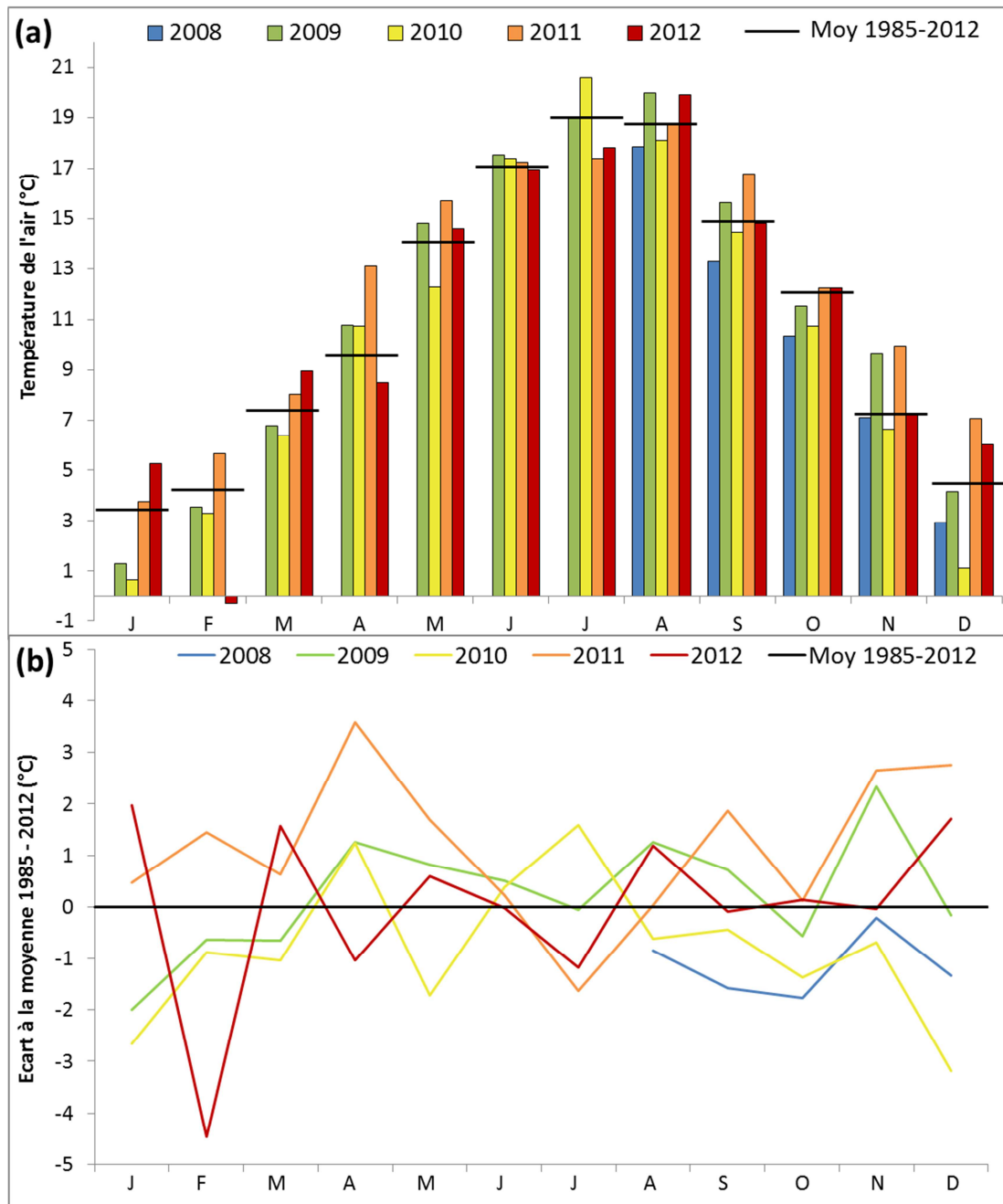


Figure 2.14. (a) Températures moyennes mensuelles de l'air observées aux 128 stations entre les années août 2008 et décembre 2012 et (b) écarts à des températures mensuelles à la moyenne inter-mensuelle calculée entre 1985 et 2012 (BD SAFRAN® Météofrance).

Sur chaque station, lorsque plus de 15% des valeurs horaires sont manquantes au cours d'une même année, la chronique n'est pas prise en compte. Ces valeurs manquantes ne concernent jamais les mois les plus chauds (juin, juillet, août) ni les mois les plus froids (janvier, février, décembre) ce qui permet de ne pas fausser le calcul des métriques basées sur les périodes chaudes ou froides (Tw_{XM} , Tw_{NM} , Tw_{7J} , ΔTw_M , ΔTw_{24H}).

La variabilité spatio-temporelle de ces métriques sera détaillée à la section 3.1. Puis, une analyse en composantes principales sera effectuée sur une partie de ces métriques dans le but d'identifier les

composantes de la variation et d'identifier les métriques les plus corrélées. Une classification ascendante hiérarchique basée sur 4 métriques (T_wXM , T_wNM , ΔT_wM , ΔT_w24H) permettra d'établir 3 classes dans lesquels le comportement thermique des stations est homogène et ainsi obtenir une première idée de leur facteur de contrôle principal (contrôle atmosphérique, apports de nappe, mixte) (Section 3.2.1).

2.3.2 Protocole de sélection des stations influencées par les apports de nappe

O'Driscoll et DeWalle (2006) ont montré que la pente et l'ordonnée à l'origine de la régression entre les températures de l'air (T_a) et de l'eau (T_w) pouvaient indiquer le type de contrôle du régime thermique en distinguant deux facteurs : atmosphérique et apport de nappe. Nous nous sommes basés sur leur méthode pour effectuer une classification des stations. Tout d'abord, les valeurs horaires des températures T_w et T_a au niveau des 128 stations RNT « période annuelles » sont moyennées sur 7 jours. Puis une régression linéaire est effectuée : $T_w7j = a \cdot T_a7j + b$. L'ordonnée à l'origine est ensuite représentée en fonction de la pente donnée par la droite de régression sur chaque station (Fig. 2.15a). Ainsi, les cours d'eau à forte influence de nappe sont représentés dans le coin supérieur gauche (faible pente, ordonnée à l'origine élevée), et les cours d'eau contrôlés par les conditions météorologiques se retrouvent dans le coin inférieur droit. Une régression linéaire est effectuée sur ce nouveau graphique. L'ordonnée à l'origine définit la température de la nappe et donc d'un cours d'eau qui serait alimenté à 100% par les apports souterrains. A l'opposé, la station la plus contrôlée par les conditions météorologiques est définie comme étant la station ayant la plus petite ordonnée à l'origine et sa proportion d'apport de nappe est fixée à 0%. Un modèle de mélange est ensuite effectué à cette station la plus contrôlée par les conditions météorologiques afin de simuler la réponse des relations entre T_a7j et T_w7j en fonction de l'augmentation de la proportion des apports de nappe selon la formule suivante :

$$T_{w_sim} = [(1 - \% \text{ nappe}) \times T_{w_obs}] + [\% \text{ nappe} \times T_g] \quad (\text{Eq. 2.1})$$

Avec T_{w_sim} = Température calculées [°C] ; %nappe = proportion des écoulements provenant des nappes (compris entre 0 et 1 avec un incrément de 0.1) ; T_{w_obs} = température mesurée à la station ; T_g = température de la nappe [°C]. A chaque variation de la proportion d'apport de nappe, une nouvelle régression linéaire est effectuée entre T_{w_sim} et T_a et l'ordonnée à l'origine est représentée en fonction de la pente de la droite de régression. Une nouvelle droite de régression est alors obtenue (Fig. 2.15b) et sur laquelle il est possible de fixer la proportion d'apport de nappe calculée en fonction de l'ordonnée à l'origine et de la pente de de la droite de régression. Les points correspondant à chaque station peuvent ensuite être placés dans le plan (Fig. 2.15b) pour estimer la proportion d'apport de nappe pour chaque station étudiée. Les résultats de cette méthode sont

comparés à ceux issus de la première classification basée sur les métriques de températures (Section 2.3.1). Ceci permet de voir si les stations définies comme étant fortement alimentées par les apports de nappe, avec une contribution au débit du cours d'eau supérieure à 30%, sont les mêmes que celles identifiées avec les métriques temporelles de magnitude et de rapidité de changement. De la même manière, les stations identifiées comme étant faiblement alimentées par les nappes (contribution au débit < 15%) sont comparées à celles dont le régime thermique a été identifié comme contrôlé par les conditions atmosphériques dans la section 2.3.1. La mise en commun des résultats de ces deux méthodes de classification conduit à établir 3 groupes de stations : *un groupe d'influence atmosphérique, un groupe d'influence mixte et un groupe influencé par les apports d'eaux souterraines.*

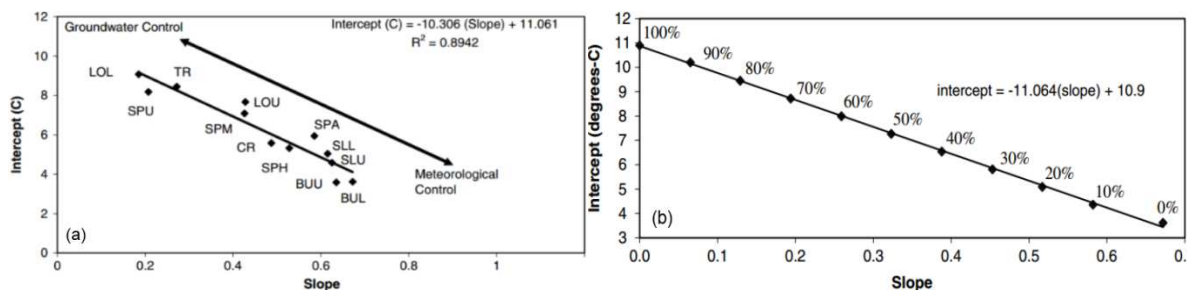


Figure 2.15. Résultats des travaux de O'Driscoll et DeWalle (2006) : (a) Représentation des ordonnées à l'origine en fonction des pentes de la droite de régression pour les relations T_w7J vs. T_a7J pour 12 sites (Pennsylvanie USA ; Oct. 1999 - Sep. 2002) ; (b) Relation calculée entre la pente et l'ordonnée à l'origine pour la relation de la température de l'eau simulée selon un modèle de mélange des eaux de rivières vs. T_{air7j} .

2.3.3. Protocole de sélection des stations influencées par de la végétation rivulaire

L'ombre projetée par la végétation rivulaire influence particulièrement le régime thermique des cours d'eau durant la période estivale, c'est-à-dire lorsque le feuillage des arbres est maximal (Tillack *et al.*, 2014). Il est difficile de discerner l'impact de l'ombrage par la simple observation des métriques de température. Son effet est similaire à celui provoqué par les apports d'eaux souterraines en été, i.e. une réduction de l'amplitude diurne, une diminution des températures maximales journalières, un décalage temporel des maximum journaliers de température (Moore *et al.*, 2005b ; Hannah *et al.*, 2008 ; Garner *et al.*, 2014). Pour identifier les stations les plus ombragées, nous avons eu recours aux coefficients d'ombrage dont la méthode de calcul est détaillée dans la section 2.5. Ce coefficient d'ombrage (SF) représente le pourcentage de surface ombragée du cours d'eau. Il tient compte du taux de recouvrement de végétation arborée sur les deux berges des cours d'eau sur une zone tampon de 10 mètres, de l'orientation du cours d'eau, de la largeur et de la position du soleil calculée à pas de temps horaire. Le taux de recouvrement de végétation a été déterminé par photo aérienne sur une longueur de 5 km en amont de la station. Afin de comparer

l'ombrage sur une période commune à l'ensemble des stations, ce coefficient a été moyenné entre 7h et 21h sur une période allant du 1er juin au 31 août.

Dans un premier temps une analyse spatiale des coefficients d'ombrage est réalisée afin de visualiser la répartition des stations ombragées sur le bassin de la Loire. Un regroupement des stations est ensuite effectué sur chacun des 3 groupes identifiés suite aux deux premières classifications : la classification ascendante hiérarchique basée sur les métriques de température (Section 2.3.1) et la méthode basée sur les régressions linéaires T_w7J vs. T_a7J (Section 2.3.2). Des sous-groupes de stations sont établis en fonction de leur coefficient d'ombrage en distinguant 3 catégories : fort ombrage ($SF > 70\%$), ombrage moyen ($30\% < SF < 70\%$) et faible ombrage ($SF < 30\%$). Enfin les métriques moyennes de chaque sous-groupe sont discutées en fonction des facteurs de contrôle de la température identifiés (atmosphérique, apport de nappe, ombrage, mixte) et des caractéristiques hydromorphologiques (aire drainée, pente, débits spécifiques, température de l'air).

2.4. Présentation des approches de modélisation

2.4.1. Principe de modélisation

Nous avons développé un modèle thermique à base physique basé sur le concept de température d'équilibre et la résolution du bilan énergétique d'un cours d'eau selon deux approches : une approche stationnelle et une autre par propagation (Fig. 2.16). Dans **l'approche stationnelle**, la température est simulée en fonction des conditions géomorphologiques, météorologiques et hydrologiques locales qui sont intégrées pour déterminer le bilan énergétique et les conditions hydrauliques. La température est ensuite simulée à l'état stationnel ce qui signifie qu'elle ne dépend que des conditions de forçage locales. **L'approche par propagation** repose sur deux étapes principales : la première prend en compte l'évolution de la température de l'amont vers l'aval d'un tronçon au pas de temps horaire en intégrant les variations spatiales et temporelles du bilan énergétique de la masse d'eau ainsi que les conditions hydrauliques ; la seconde étape consiste à mélanger les flux thermiques au niveau des confluences entre deux tronçons en tenant compte du débit respectif des deux masses d'eau. La combinaison de ces deux étapes permet de prendre en compte la propagation du signal thermique de l'amont vers l'aval des cours d'eau et de calculer l'écart entre la température de l'eau et la température d'équilibre à chaque nœud du réseau. L'approche par propagation est basée sur une topologie de réseau correspondant au réseau hydrographique du bassin de la Loire issu de la BD CARTHAGE® (Fig. 2.16) qui a été modifiée afin de supprimer tous les cours d'eau non connectés ainsi que toutes les diffuences du réseau. On peut ainsi définir un tronçon comme étant un segment de rivière compris entre deux confluences. Il en existe plus de 52 200 sur l'ensemble du bassin et leur longueur moyenne est de 1.7 km. Chaque

tronçon est identifié par un nœud amont (jaune ; Fig. 2.17) et un nœud aval (rouge). Chaque tronçon a été hiérarchisé selon la classification de Strahler sachant que tout tronçon n'ayant pas d'affluent se voit attribuer la valeur de 1. L'ordre de Strahler de la Loire à l'exutoire du bassin versant est de 8.

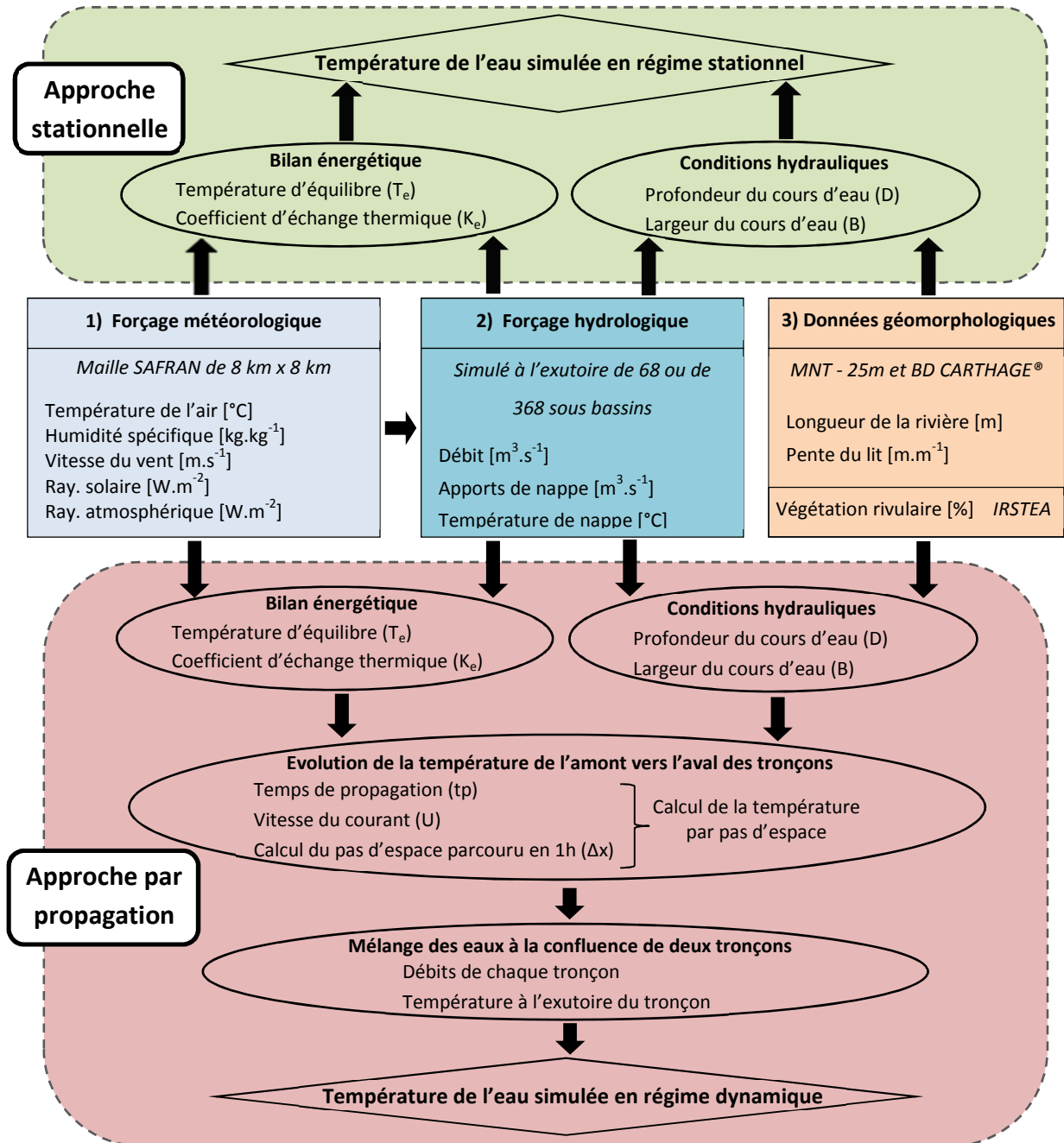


Figure 2.16. Principe du modèle thermique de la température des cours d'eau selon l'approche stationnelle et l'approche par propagation

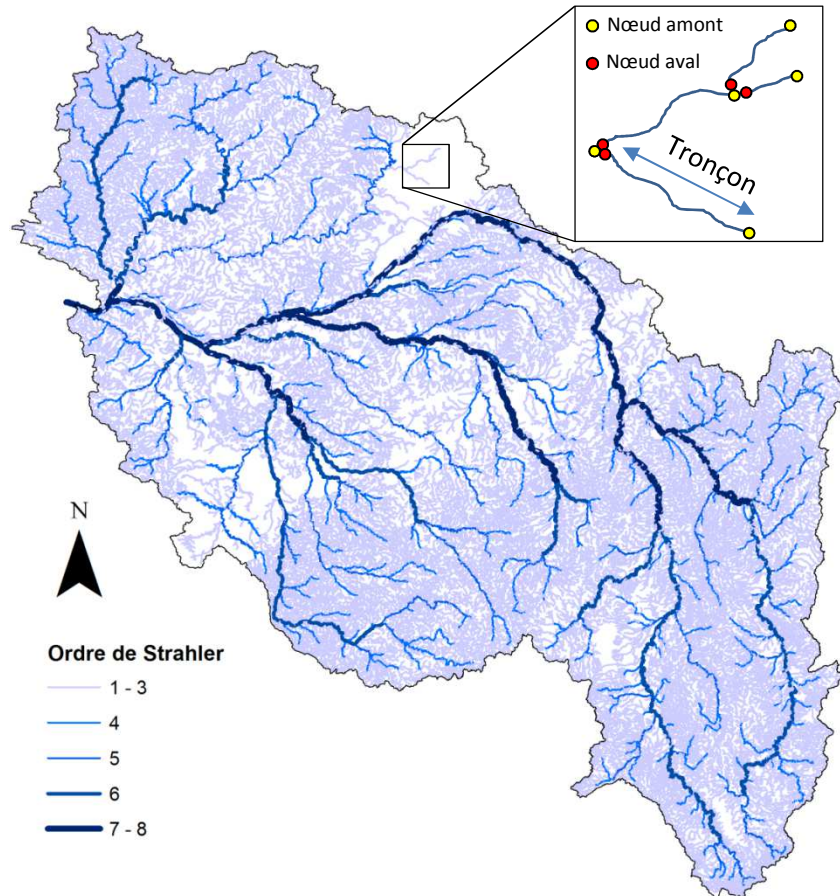


Figure 2.17. Cartographie du réseau hydrographique (BD CARTHAGE®) sur le bassin de la Loire.

2.4.1.2. Concept de température d'équilibre

En faisant l'hypothèse que les phénomènes de dispersion sont négligeables à l'échelle des bassins régionaux, l'équation de chaleur 1D s'écrit :

$$A_s \frac{\partial T_w}{\partial t} + U \frac{\partial T_w}{\partial x} = \frac{B \cdot \sum H_i(t)}{\rho_w C_p_w} \quad (\text{Eq. 2.2})$$

Avec A_s la section en travers du cours d'eau [m²], U vitesse du courant [m.s⁻¹], T_w la température de l'eau [°C], B la largeur du cours d'eau [m], C_p_w la chaleur spécifique de l'eau, ρ_w la densité volumique de l'eau et H_i la somme des flux énergétiques intervenant aux limites de la masse d'eau [W.m⁻²]. En approche stationnelle, le terme convectif de l'équation de transport de la température au sein d'un cours d'eau est négligé. Cette équation peut alors s'écrire sous la forme :

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = \frac{\sum H_i(t)}{\rho_w C_p_w D} \quad (\text{Eq. 2.3})$$

Avec D la profondeur (m) déterminée en supposant une section rectangulaire.

Le bilan énergétique prend en compte les échanges énergétiques aux interfaces eau/atmosphère uniquement ou inclut les échanges à l'interface eau/sédiments (Fig. 2.18).

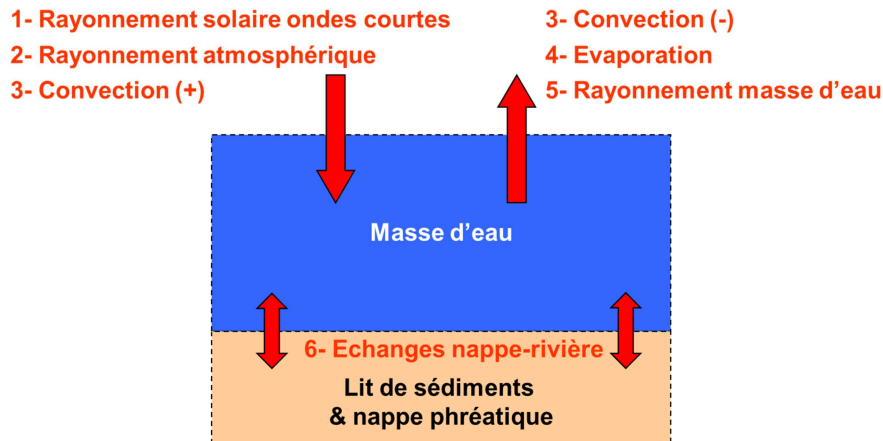


Figure 2.18. Calcul de la température d'équilibre par bouclage du bilan énergétique de la masse d'eau.

Dans le cas de la résolution du bilan énergétique à l'interface eau/atmosphère (Eq. 2.3), 5 flux énergétiques sont pris en compte : le rayonnement solaire ondes courtes (H_{ns}), le rayonnement atmosphérique ondes longues (H_{la}), rayonnement émis par la masse d'eau ondes longues (H_{lw}), la convection (H_c), l'évaporation/condensation (H_e).

$$\sum_i H_i = H_{ns} + H_{la} - H_{lw} + H_c - H_e \quad (\text{Eq. 2.4})$$

A l'interface eau/sédiment, un sixième flux énergétique associé aux échanges nappe/rivière (H_g) peut être inclus dans le bilan énergétique (Eq. 2.5). Compte tenu de la difficulté à estimer les flux de chaleur résultant de la conduction entre les sédiments et l'eau ainsi que des échanges entre les eaux de surface et les eaux hyporhéiques à une échelle régionale, ces termes ont été négligés dans les deux approches de modélisation.

$$\sum_i H_i = H_{ns} + H_{la} - H_{lw} + H_c - H_e + H_g \quad (\text{Eq. 2.5})$$

Les équations et l'ensemble des paramètres nécessaires pour le calcul des six flux énergétiques sont détaillés dans le tableau 2.7. Leurs formulations sont issues des travaux de Bustillo *et al.* (2014) pour les échanges à l'interface eau/atmosphère et des travaux de Herb et Stefan (2011) et de Sridhar *et al.* (2004) pour les apports énergétiques provenant des nappes.

2. Matériels et méthodes

Flux énergétiques (W.m ⁻²)	Formulations	Paramètres	Hypothèses
Ray. ondes courtes (H_{ns})	$H_{ns} = (1 - Alb) \cdot Rg \cdot (1 - SF)$	Alb : Albédo de la surface de l'eau Rg : Ray. global [W.m ⁻²] SF : Coefficient d'ombrage	$Alb = 0.06$
Ray. ondes longues (H_{la})	$H_{la} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot (T_a + 273.15)^4 \times (1 + 0.22 \cdot Cld^{2.75})$	ε_a : Emissivité de l'atmosphère σ : Constante de Boltzmann T_a : Température de l'air [°C] Cld : Fraction de couverture nuageuse	$\varepsilon_a = \text{constant}$ $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$
Ray. ondes longues réémis (H_{lw})	$H_{lw} = \varepsilon_w \cdot \sigma \cdot (T_w + 273.15)^4$	ε_w : Emissivité de l'eau T_w : Température de l'eau [°C]	$\varepsilon_w = 0.97$ $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$
Convection (H_c)	$H_c = B \cdot f(w) \cdot (T_a - T_w)$	B : Coefficient de Bowen $f(w) = aw + b$: fonction de vent w : vitesse du vent à 2 m [m.s ⁻¹]	$a = 4 \text{ [W.s.m}^{-3} \cdot \text{mb}^{-1}]$ $b = 7.4 \text{ [W.m}^{-2} \cdot \text{mb}^{-1}]$ $B = 0.62 \text{ mb.K}^{-1}$
Evaporation (H_e)	$H_e = f(w) \cdot (e_s - e_a)$	e_a : Pression de vapeur d'eau dans l'air [mb] e_s : Pression de vapeur saturante pour T_w [mb]	Approximation de Magnus-Tetens : $e_s = 6.11 \cdot \exp\left(\frac{17.27 \cdot T_w}{237.3 + T_w}\right)$
Apports des nappes (H_g)	$H_g = \rho_w C_{p_w} \frac{Q_G}{A} (T_g - T_w)$	T_g : Température de nappe [°C] ρ_w : Densité de l'eau [kg.m ⁻³] C_{p_w} : Capacité thermique de l'eau [J.kg ⁻¹ .°K ⁻¹] Q_G : Débit de nappe [m ³ .s ⁻¹] A : Aire d'échange entre la nappe et la rivière [m ²]	

Tableau 2.7. Formulations et paramètres utilisés pour calculer les flux énergétiques intervenant aux interfaces eau/atmosphère et nappe/rivière

Le concept de température d'équilibre repose sur deux variables centrales : la température d'équilibre (T_e) et le coefficient d'échange thermique (K_e) et suppose que le bilan énergétique est proportionnel à la différence entre la température de l'eau et la température d'équilibre. La température d'équilibre est définie comme étant la température de l'eau qui serait atteinte en régime stationnaire c'est-à-dire lorsque la somme des échanges entre les flux énergétiques intervenant aux limites de la masse d'eau est nulle ($\sum H_i = 0$). Ce flux net peut être linéarisé en établissant que le taux d'échange énergétique est proportionnel à l'écart entre la température de l'eau et la température d'équilibre :

$$\sum_i H_i = K_e (T_e - T_w) \quad (\text{Eq. 2.6})$$

Le coefficient d'échange thermique correspond à la vitesse à laquelle la température de l'eau va répondre aux différents processus d'échanges thermiques et est exprimé en [W/m²/K]. D'après les travaux de Poulin (1980) et de Bustillo *et al.* (2014), il peut être déterminé à partir d'une formule théorique correspondant à la somme des dérivés partielles des flux énergétiques (H_i) par rapport à la température d'équilibre (T_e) soit :

$$K_e = - \sum_i \frac{\partial H_i}{\partial T_w} \quad (\text{Eq. 2.7})$$

En substituant les termes des équations de l'équation 2.6 dans l'équation 2.3 on peut alors calculer la variation de température en fonction du temps selon l'équation 2.8 :

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = \frac{Ke}{\rho_w C p_w D} \times (T_e - T_w) \quad (\text{Eq. 2.8})$$

2.4.2. Modèle thermique - Approche stationnelle

Le principe de l'approche stationnelle simule la température au pas de temps journalier ou horaire de façon locale sans tenir compte des conditions thermiques amont. Tout d'abord les forçages météorologiques (maille 8 km x 8 km) et hydrologiques sont intégrés pour calculer la température d'équilibre par résolution du bilan énergétique (Eq. 2.4/Eq. 2.5) au pas de temps journalier (Chapitres 4 et 5) ou horaire (Chapitre 6) (Fig. 2.16). Les données géomorphologiques et hydrologiques permettent de déterminer la profondeur et la largeur en fonction du débit simulé par le modèle EROS (BRGM, D. Thiéry, comm. personnelle) au pas de temps journalier (Eq. 2.32/2.33). Si l'on ne considère que les flux à l'interface eau/atmosphère alors le coefficient d'échange thermique est déterminé par l'équation suivante (Eq. 2.9) :

$$K_e(t) = 4\varepsilon\sigma(T_w(t) + 273.15)^3 + f(w) \left(0.62 + 6.11 \cdot \frac{17.27 \times 237.3}{(237.3 + T_w(t))^2} \times \exp \left[\frac{17.27 \times T_w(t)}{237.3 + T_w(t)} \right] \right) \quad (\text{Eq. 2.9})$$

Dans le cas où l'on considère les flux à l'interface eau/atmosphère et eau sédiments alors le coefficient d'échange thermique implique un terme supplémentaire :

$$K_e(t) = 4\varepsilon\sigma(T_w(t) + 273.15)^3 + f(w) \left(0.62 + 6.11 \cdot \frac{17.27 \times 237.3}{(237.3 + T_w(t))^2} \times \exp \left[\frac{17.27 \times T_w(t)}{237.3 + T_w(t)} \right] \right) + \rho_w C p_w \frac{Q_g(t)}{A} \quad (\text{Eq. 2.10})$$

Où $f(w)$ est la fonction de vent, Q_g le débit provenant de la nappe et alimentant la rivière ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), A est la surface d'échange entre la nappe et la rivière (m^2) et Q_g/A représente l'écoulement de nappe ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). La seconde étape consiste à calculer la température journalière par résolution en régime stationnel de l'équation 2.8 (Edinger *et al.*, 1968 ; Bustillo *et al.*, 2014) à un pas de temps journalier pour calculer la température de l'eau :

$$T_w(t) = T_e(t) + [T_w(t - \Delta t) - T_e(t)] \cdot \exp \left[\frac{-K_e(t)}{\rho_w C p_w D(t)} \Delta t \right] \quad (\text{Eq. 2.11})$$

2.4.3. Modèle thermique - Approche par propagation

Le principe de ce modèle consiste à calculer l'évolution de la température lors de son parcours dans le réseau de tronçon hydrographique et tient compte d'une dimension temporelle et d'une

dimension spatiale longitudinale (Fig. 2.16). Ce calcul est effectué en deux grandes étapes que nous allons détailler. La première consiste à calculer l'évolution de la température lors de son parcours sur un tronçon unitaire entre le nœud amont et le nœud aval. La seconde étape est effectuée au niveau des confluences entre deux tronçons et consiste à mélanger les flux thermiques calculés à l'exutoire des deux tronçons « père » (sur le nœud aval) en tenant compte du débit respectif des deux masses d'eau. Ce mélange permet de déterminer la température sur le nœud amont du tronçon « fils » formé par la confluence des deux tronçons « père ». En combinant ces deux étapes, la température de l'eau est calculée au pas de temps horaire en parcourant l'arborescence du réseau hydrographique d'amont en aval sur chaque nœud de l'ensemble des tronçons jusqu'à l'exutoire final.

2.4.3.1. Evolution de la température lors du parcours d'un tronçon

Cette étape consiste à calculer l'évolution de la température initiale du nœud amont (T_{amont}) d'un tronçon lors de son trajet jusqu'au nœud aval pour déterminer une température aval (T_{aval}). La température du nœud amont (T_{amont}) de chaque tronçon d'ordre 1, constituant les points source du réseau, est calculée via les équations de la modélisation stationnelle en appliquant l'équation 2.11.

En faisant l'hypothèse que les phénomènes de dispersion sont négligeables, l'équation de chaleur 1D s'écrit :

$$A \frac{\partial T_w}{\partial t} + Q \frac{\partial T_w}{\partial x} = \frac{B \cdot \sum H_i(t)}{\rho_w C p_w} \quad (\text{Eq. 2.12})$$

Si les variables temporelles restent constantes lors de l'écoulement de l'eau, l'équation 2.11 peut-être simplifiée en suivant l'équation 2.12, décrivant le taux de changement de la température en fonction de la distance parcourue, dû aux échanges énergétiques aux interfaces eau/atmosphère et eau/sédiments.

$$\frac{\partial T_w}{\partial x} = \frac{B \sum H_i(t)}{\rho_w C p_w Q} \quad (\text{Eq. 2.13})$$

Les paramètres de l'équation 2.12 peuvent être réécrits en utilisant l'équation 2.6 dérivée du concept de température d'équilibre ce qui conduit à l'équation suivante :

$$\frac{\partial T_w}{\partial x} = \frac{K_e B}{\rho_w C p_w Q} (T_e - T_w) \quad (\text{Eq. 2.14})$$

La variation longitudinale de la température de l'eau est résolue via l'équation suivante :

$$T_{aval}(x) = T_e + [T_{amont} - T_e] \cdot \exp\left[\frac{-B.K_e}{\rho_w C_p_w Q} \Delta x\right] \quad (\text{Eq. 2.15})$$

Avec t : temps [h], Q : débit du cours d'eau [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], B : Largeur [m] et Δx : pas d'espace [m]. Il est nécessaire que toutes les variables en entrée du modèle (météorologie, hydrologie, géomorphologie et végétation) soient constantes dans le temps pour permettre le calcul de l'évolution de la température via l'équation 2.15.

Pour calculer la température au nœud aval (T_{aval}) d'un tronçon à un instant (t), le temps nécessaire à la masse d'eau pour effectuer le trajet du nœud amont au nœud aval est déterminé en tenant compte de la vitesse du courant (U) et de la longueur du tronçon (L) :

$$tp = \frac{L}{U} \quad (\text{Eq. 2.16})$$

Avec L : longueur du tronçon [m], U : vitesse du courant [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$] et tp : temps de parcours en nombre entier [h]. Si le temps (tp) nécessaire pour parcourir un tronçon j est **inférieur à une heure** alors les forçages météorologiques et hydrologiques (vitesse et profondeur) sont constants. On peut donc appliquer l'équation 2.15 pour calculer T_{aval} . Dans ce cas de figure le pas d'espace (Δx) est égal à la longueur du tronçon.

Dans le cas où le temps (tp) nécessaire pour parcourir le tronçon j est **supérieur à une heure** alors le signal thermique de T_{amont} va évoluer toutes les heures lors de son trajet en fonction des conditions météorologiques. Le tronçon est alors discrétisé en plusieurs pas d'espace (Δx) en tenant compte du temps de parcours (tp) et de la longueur du tronçon (L). Chaque pas d'espace correspond à la distance parcourue par l'eau transitant dans le tronçon en une heure, ce qui correspond à la résolution temporelle des données météorologique issues du forçage SAFRAN. On définit donc le nombre d'incrément d'espace (n_{max}) pendant lequel le temps de parcours sera d'une heure pour que les données météo soient constantes dans chaque pas d'espace : $n_{max} = tp$.

Ceci permet de calculer l'évolution de la température toutes les heures par une succession de simulations « court-terme » où les caractéristiques météorologiques et hydrologiques sont constantes. Pour calculer l'évolution de la température du nœud amont prise à l'instant $t=t-tp$, il faudra procéder à une suite de simulations indépendantes jusqu'au $n^{ième}$ incrément d'espace selon l'équation suivante :

$$T_w(x) = T_e(x) + [T_{amont}(x - \Delta x) - T_e(x)] \cdot \exp\left[\frac{-B.K_e}{\rho_w C_p_w Q} \Delta x\right] \quad (\text{Eq. 2.17})$$

Le bilan énergétique est recalculé lors de chaque incrément d'espace selon l'équation 2.17. Une fois que tous les incréments d'espace sont parcourus on obtient la température du nœud amont prise à

l'instant $t-t_p$ qui a évolué lors du trajet le long du tronçon jusqu'à l'incrément d'espace $\Delta x_{n_{\max}}$ correspondant au nœud aval :

$$T_{aval} = T_w(\Delta x_{n_{\max}}) \quad (\text{Eq. 2.18})$$

2.4.3.2. Mélange à la confluence de deux tronçons

Sur le tronçon suivant ($j+1$), la température du nœud amont à l'instant t (T_{amont}) correspond au mélange des températures calculées au même instant t au nœud aval des 2 tronçons entrants (point rouge et point vert ; **Fig. 2.19**) pondérées par leur débit respectif.

$$T_{\text{amont}_3}(t) = T_{\text{aval}_1} \times \left(\frac{Q_{\text{aval}_1}(t)}{Q_{\text{amont}_3}(t)} \right) + T_{\text{aval}_2} \times \left(\frac{Q_{\text{aval}_2}(t)}{Q_{\text{amont}_3}(t)} \right) \quad (\text{Eq. 2.19})$$

Avec Q_{aval_1} = débit à l'aval du tronçon entrant n°1 [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], Q_{aval_2} = débit à l'aval du tronçon entrant n°2 [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], débit à l'amont du tronçon sortant n°3 [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]. Il est ensuite possible de calculer T_{aval_3} en faisant évoluer la température pendant le parcours du tronçon selon les équations 7, 8 et 9 si le temps de parcours est inférieur à 1 heure ou selon les équations 10, 11 et 12 si le temps de parcours est supérieur à 1 heure.

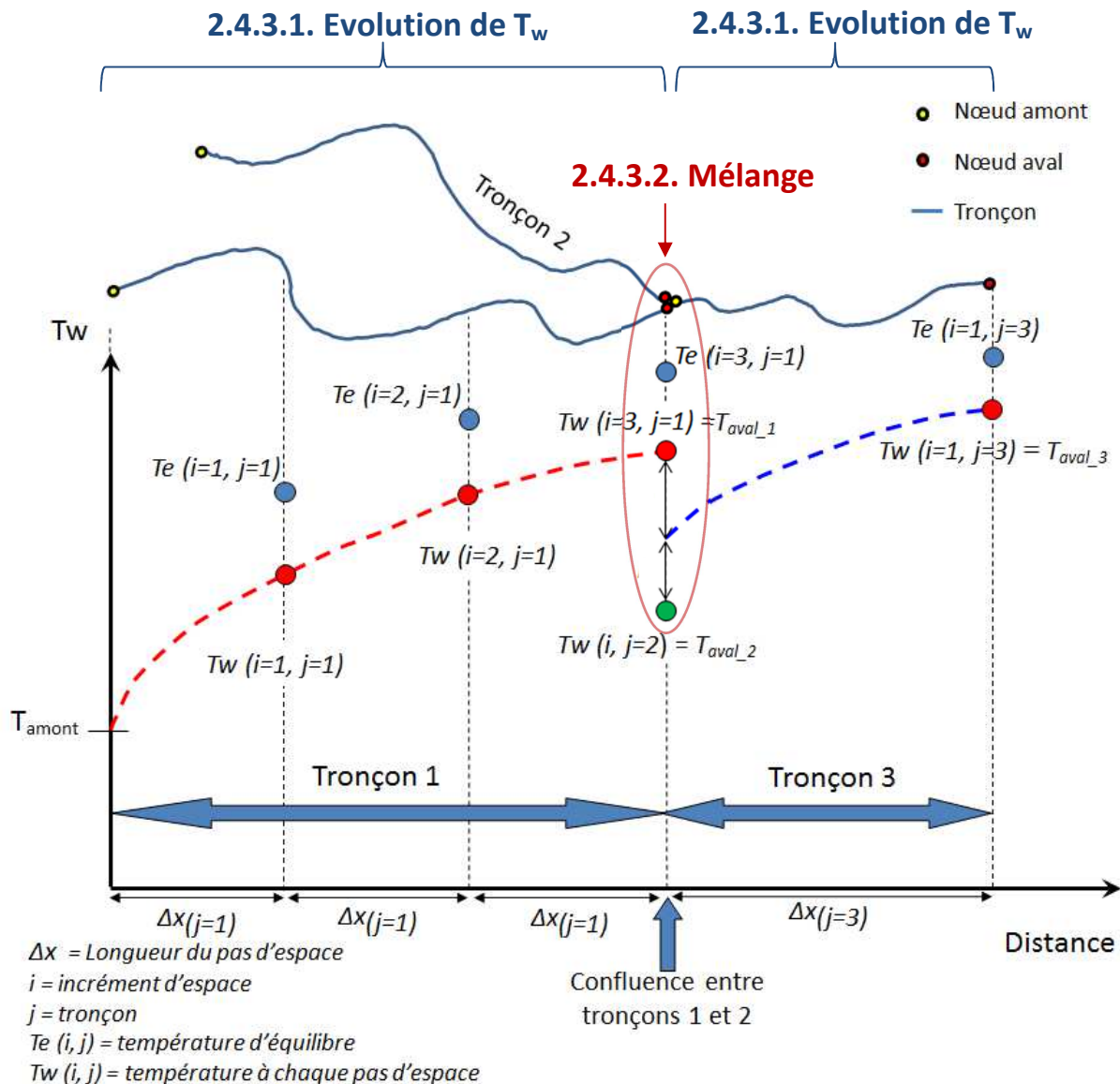


Figure 2.19. Principe de modélisation de l'approche incluant la propagation du signal thermique de l'amont vers l'aval

2.4.4. Parallélisation des calculs

L'implémentation du modèle dynamique implique une dépendance entre les tronçons. Le calcul de la température sur le tronçon exutoire du bassin nécessite que la détermination de la température ait déjà été effectuée sur les 51 999 autres tronçons. Cette dépendance provoque une augmentation considérable des temps de calculs et rend l'approche inapplicable sur le bassin de la Loire avec un langage interprété de type MATLAB®. Le modèle a ainsi été implémenté dans un langage compilé (C++) permettant d'avoir recours à la parallélisation des calculs. Un ordinateur (appelé machine) est composé de plusieurs processeurs (appelés cœurs) sur lesquels s'exécutent plusieurs processus qui peuvent travailler simultanément à la résolution d'un même problème (Fig. 2.20a). Cette méthode consiste à séparer judicieusement l'arbre de tronçon initial afin que le calcul de la température des

tronçons s'exécute simultanément (de manière concurrentielle) sur plusieurs processeurs afin d'en accélérer la résolution (Fig. 2.20b et 2.20c). Des zones de connexions sont créées entre les sous arbres de manière à minimiser les temps d'attente et à optimiser les temps de calcul.

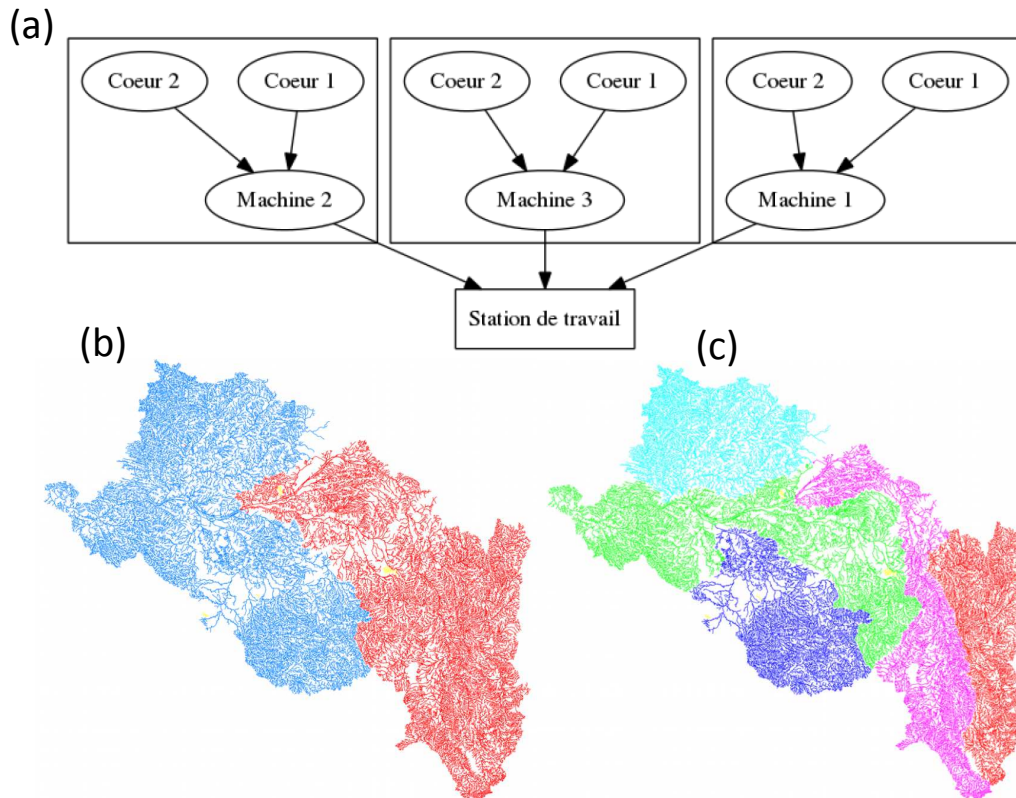


Figure 2.20. Principe de système distribué pour paralléliser des calculs (a) et exemple de distribution des tronçons selon 2 cœurs (b) et 5 cœurs (c).

L'ensemble de ce travail a été réalisé en collaboration avec le laboratoire d'informatique fondamental d'Orléans (LIFO). On peut voir que l'utilisation d'une machine ayant plusieurs cœurs permet d'obtenir des temps de calcul raisonnables (Fig. 2.21).

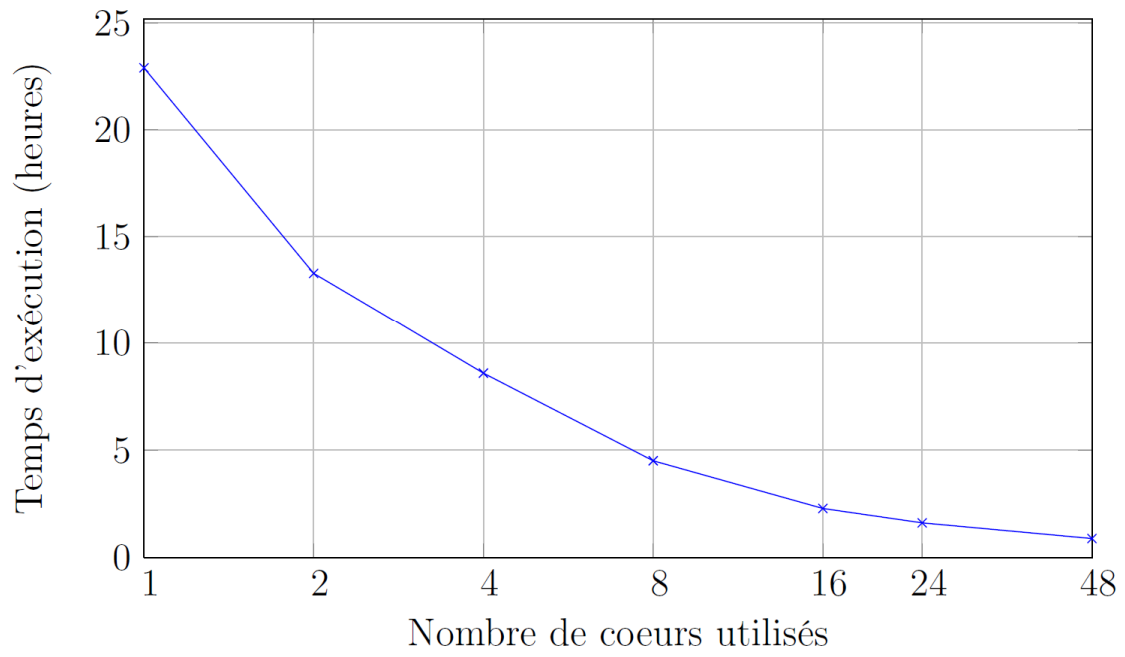


Figure 2.21. Temps d'exécution des calculs du modèle dynamique entre 1976 à 2012, exploitant les ressources multi-cœurs de la machine Speed du LIFO à 48 cœurs.

2.4.5. Critères de validation des modèles

Ces modèles thermiques font l'objet d'une validation dont les résultats sont présentés dans les chapitres 4, 5 et 6. Pour cela, les températures simulées sont comparées aux températures observées issues des jeux de données de « période estivale » et « période annuelle », détaillées dans la section 2.2, au moyen de critères qui permettent d'apporter des éléments quantitatifs à la comparaison. Le biais est utilisé pour évaluer l'écart moyen entre les valeurs observées (T_{sim}) et simulées (T_{obs}):

$$Biais = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{sim_i} - T_{obs_i}) \quad (\text{Eq. 2.20})$$

Le biais est calculé pour les chroniques journalières ou horaires observées et simulées à chaque station de suivi pour laquelle des observations sont disponibles. Les écarts-types des erreurs permettent d'estimer la variabilité des écarts entre T_{sim} et T_{obs} :

$$ET = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \left((T_{sim_i} - T_{obs_i}) - \overline{(T_{sim_i} - T_{obs_i})} \right)^2} \quad (\text{Eq. 2.21})$$

L'erreur quadratique moyenne, notée RMSE (Root Mean Square Error), permet de comparer les écarts entre observations et valeurs simulées en °C (Eq. 2.22). Une RMSE faible indique donc que la séquence d'erreurs est caractérisée, à la fois, par une faible variance et une erreur moyenne réduite.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (T_{sim_i} - T_{obs_i})^2} \quad (\text{Eq. 2.22})$$

2.5 Données en entrée des modèles et mode d'intégration

Les données en entrée des modèles ont été intégrées selon deux discrétisations : une discrétisation par bassin versant et par ordre de Strahler appelée **discrétisation SW-SO (SubWatershed-Strahler order)**, en continuité des travaux du projet ICC-HYDROQUAL (Bustillo *et al.*, 2011) et **une discrétisation tronçon**. Dans cette section les bases de données servant d'entrée au modèle sont décrites et la manière de les intégrer dans le modèle en fonction des deux méthodes de discrétisation est détaillée.

2.5.1. Forçage météorologique SAFRAN

Les données météorologiques sont issues de la base de données SAFRAN (Quintana-Segui *et al.*, 2008; Vidal *et al.*, 2010), qui sont produites par Météo-France à une résolution de 8-km et à un pas

de temps horaire entre 1971 et 2012. Cette base de données permet d'accéder aux : température de l'air (T_a , à 2m au-dessus du sol, °C), humidité spécifique (Q , à 2m au-dessus du sol, kg/kg), les précipitations neigeuses (S , mm/s), les précipitations liquides (R , mm/s), la vitesse du vent (W , à 10m au-dessus du sol, m/s), le rayonnement global (R_g , W/m²), et le rayonnement atmosphérique (R_a , W/m²). La vitesse du vent, mesurée à 10 mètres au-dessus du sol a été convertie à une hauteur de 2 mètres en utilisant le profil logarithmique de la vitesse du vent, donnant: $U_2/U_{10} = (2/10)^{0.11} = 0.837$, avec le coefficient 0.11 correspondant à la rugosité de surface d'une terre arable (Zhang *et al.*, 2004). Du fait du peu de technique disponible et de l'absence de données de validation, la température des apports de nappe (T_g) a été estimée en calculant la moyenne de la température de l'air extraite de la base de donnée SAFRAN sur les 365 jours précédents une observation comme cela avait été proposé par Todd (1980). Ces données ont été intégrées dans le modèle selon les deux méthodes de discrétisation.

La discrétisation par sous bassin versant ordre de Strahler, appelée **discrétisation SW-SO**, consiste à moyenniser les mailles SAFRAN contenues dans les sous bassins versants élémentaires (SW) utilisés pour la simulation des débits (Section 2.5.2). L'intégration de données implique que tous les cours d'eau contenus dans un même SW auront les mêmes caractéristiques météorologiques quelle que soit leur longueur (Fig. 2.22).

La **discrétisation tronçon** intègre les variables météorologiques sur chaque tronçon de rivière individuellement en tenant compte uniquement des mailles SAFRAN qu'il traverse. Les variables issues de ces mailles sont pondérées en fonction du rapport entre la longueur du tronçon au sein d'une maille sur la longueur totale du tronçon (Eq. 2.23).

$$METEO_{Reach}(t) = \sum_1^n \frac{L_n}{L_{tot}} \times METEO_n(t) \quad (\text{Eq. 2.23})$$

Avec $METEO_{Reach}$: variables météorologiques du tronçon, n : le nombre de mailles traversées par le tronçon, L_n : longueur du tronçon au sein d'une maille n , L_{tot} : longueur totale du tronçon et $METEO_n$ est la variable météorologique de la maille n . Dans cette discrétisation chaque tronçon aura donc une météorologie qui lui sera propre ce qui permet de tenir compte de leur variabilité spatiale (Fig. 2.22).

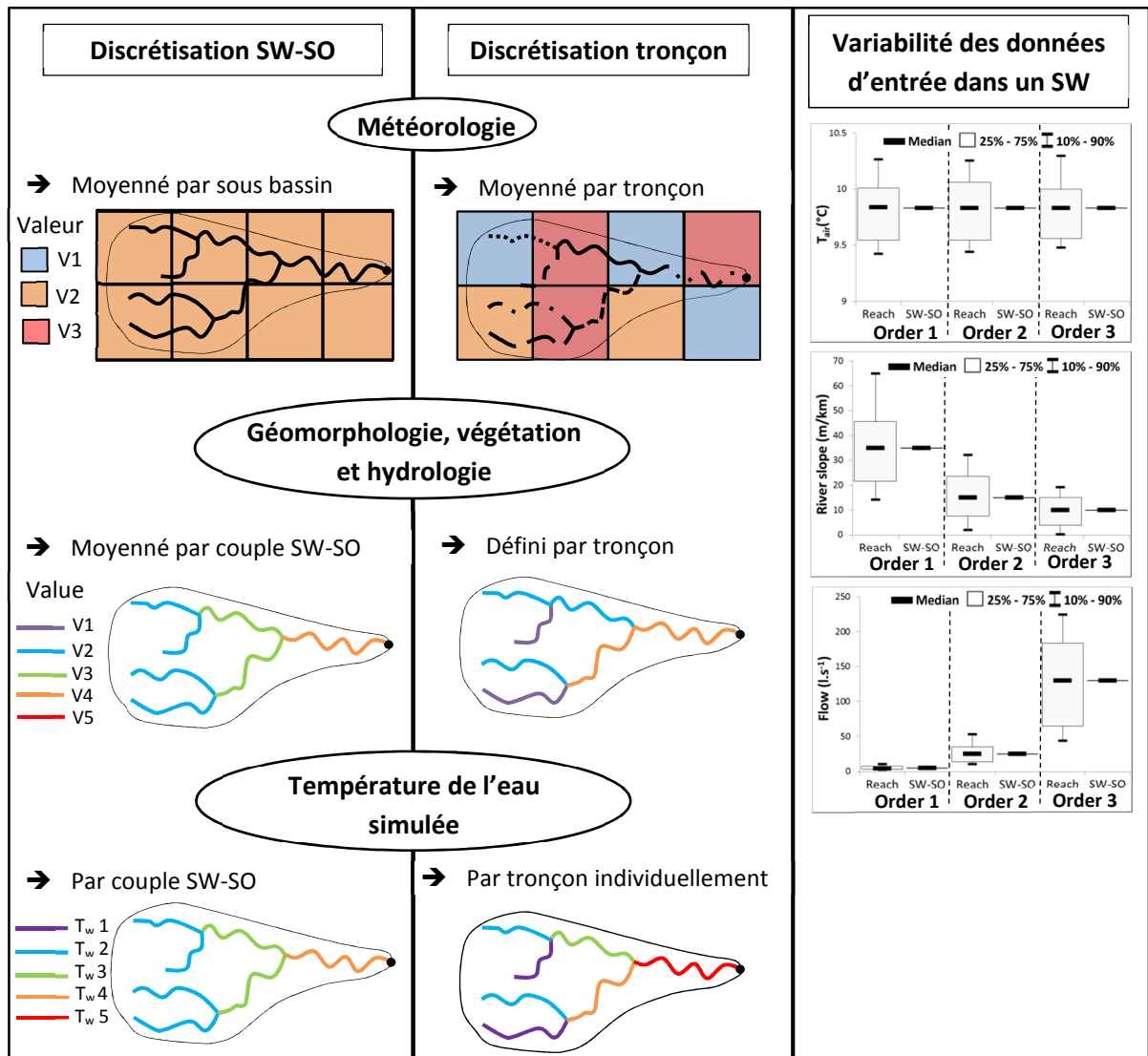


Figure 2.22. Principe de discrétisation des données d'entrée du modèle thermique selon la discrétisation Tronçon et la discrétisation SW-SO avec un exemple de la variabilité des données d'entrée sur 3 ordres de Strahler situés dans un SW moyen (1800-km²).

2.5.2. Forçage hydrologique

2.5.2.1. Simulations des débits journaliers par le modèle hydrologique EROS (BRGM)

Les débits journaliers (période 1971-2012) simulés par le modèle semi-spatialisé EROS (Thiéry, 1995) nous ont été fournis par le BRGM à l'exutoire de plusieurs sous-bassins versants.

Le modèle semi-spatialisé EROS (Ecoulement dans une Rivière Organisée en Sous-bassins) développé par le BRGM (Thiéry, 1995) a été utilisé pour simuler les débits en plusieurs points caractéristiques du bassin. Ce modèle est formé de plusieurs grappes constituant des bassins versants élémentaires appelés par la suite **SW (SubWatershed)**. Chaque grappe fonctionne comme un modèle global et simule un débit journalier à l'exutoire de chaque élément. Ce modèle a pour intérêt de conserver les avantages d'un modèle global (calage automatique et nécessite peu de paramètres à renseigner)

tout en permettant de modéliser des bassins complexes à échelle régionale. Afin d'étudier l'influence de l'amélioration de la simulation des débits sur la performance des simulations de température, deux découpages du bassin de la Loire ont été effectués (Fig. 2.23). Dans un premier temps 68 SW ont été définis avec une aire de drainage médiane de 1600 km² et comprise entre 100 et 4000 km² dont 72% des bassins (49 SW) ont une aire de drainage supérieure à 1000 km² (Fig. 2.23a). Ces bassins sont homogènes au niveau de l'utilisation des sols et de la géologie (Bustillo *et al.*, 2014). Dans le cadre de cette thèse, un second découpage a été réalisé en 368 SW. Les aires de ces nouveaux bassins sont bien plus petites que celles du précédent découpage. L'aire de drainage médiane est de 190 km² et 67% (248 SW) des aires sont inférieures à 300 km² (Fig. 2.23b). Les données climatiques issues du forçage SAFRAN ont été utilisées comme données d'entrée du modèle. La modélisation des relations pluie/débit comporte 4 à 6 paramètres (capacité du sol, le temps de résidence, etc...) pour chaque SW.

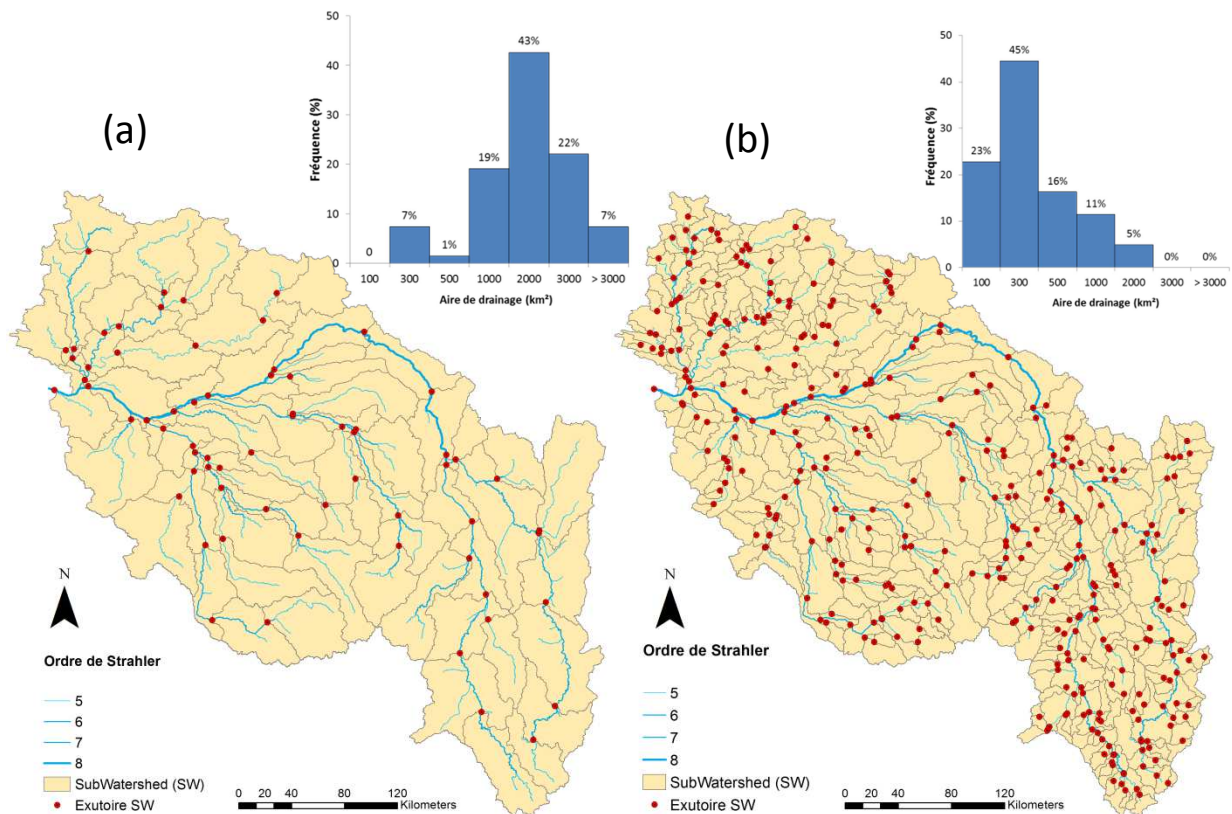


Figure 2.23. Cartes présentant les sous bassins versant (SW) servant à la simulation des débits journaliers avec la distribution des aires de drainage : (a) Découpage en 68 SW et (b) découpage en 368 SW

2.5.2.2. Validation du modèle EROS aux exutoires des SW

Les simulations des débits journaliers ont été validées sur une période de 25 ans, entre le 1^{er} août 1974 et le 31 juillet 2012. Toutes les stations n'ayant pas assuré un suivi sur l'ensemble de cette

période, les validations ont été effectuées aux 44 stations hydrométriques ayant au moins 14 ans de mesures (durée jugée suffisante pour avoir des statistiques extrêmes robustes et représentatives des 23 ans). Ces stations sont situées à l'exutoire de sous bassins de calcul. Nous avons repris les indicateurs classiques en hydrologie, dérivés du critère de Nash-Sutcliffe (1970) et déjà testés pour le bassin de la Loire (Ducharne *et al.*, 2011) :

$$C1 = \left[1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Q(t) - Q^*(t))^2}{\sum_{t=1}^n (Q(t) - \overline{Q(t)})^2} \right] \quad (\text{Eq. 2.24})$$

$$C2 = \left[1 - \frac{\sum_{t=1}^n (\sqrt{Q(t)} - \sqrt{Q^*(t)})^2}{\sum_{t=1}^n (\sqrt{Q(t)} - \sqrt{\overline{Q(t)}})^2} \right] \quad (\text{Eq. 2.25})$$

$$C3 = \left[1 - \frac{\sum_{t=1}^n (\ln(Q(t)) - \ln(Q^*(t)))^2}{\sum_{t=1}^n (\ln(Q(t)) - \overline{\ln(Q(t))})^2} \right] \quad (\text{Eq. 2.26})$$

où $Q(t)$ et $Q^*(t)$ sont respectivement les débits observés et simulés au jour t , n le nombre total de pas de temps. Le critère de Nash sur les logarithmes des débits, $C3$, met davantage l'accent sur la restitution des basses eaux que le critère de Nash sur les valeurs brutes $C1$ qui lui est plus exigeant sur la restitution des hautes eaux. Les valeurs égales à zéro ont été remplacées par la précision des valeurs accessibles dans les fichiers (ex. 0.001 l/s dans les fichiers de la banque HYDRO) pour le calcul de $C3$. Les différents aspects du régime hydrologique ont le même poids dans la valeur du critère de Nash calculé sur les racines carrées des débits $C2$. Ces critères prennent en compte toutes les erreurs du modèle sur la période de reconstitution. Ils varient entre $-\infty$ et 1. Lorsque le modèle est parfait, le critère est égal à 1.

Les débits issus du premier découpage en 68 SW ont été validés aux exutoires des 44 SW qui ont tous un minimum de 10 ans de mesures entre 1984 et 2012. On observe une bonne performance du modèle avec près de 50% des bassins présentant un critère de Nash ($C1$ ou $C2$) supérieur ou approchant 0.8 (Tab. 2.8). Cependant on constate des statistiques plus faibles de $C3$ (inférieures à celles de $C1$ et $C2$), signe d'une plus grande difficulté à reproduire les étiages. Ceci peut être notamment expliqué par le fait que les prélèvements pour l'agriculture ne sont pas pris en compte dans EROS.

	C1	C2	C3
Max	0.91	0.91	0.90
3ème quartile	0.85	0.89	0.87
Médiane	0.81	0.85	0.83
1er quartile	0.74	0.81	0.73
Min	0.54	0.63	0.47

Tableau 2.8. Distribution des critères d'efficacité du modèle hydrologique EROS sur le découpage 68 SW sur la période du 01/08/1974 au 31/07/2012

Les débits issus du second découpage en 368 SW ont été validés aux exutoires des 352 SW qui ont tous un minimum de 10 ans de mesures entre 1984 et 2012. 92 % (324 SW) des 352 SW ont un coefficient de Nash supérieur à 0.7 et 71 % (250 SW) ont un coefficient de Nash supérieur à 0.80 (Tab. 2.9). Il n'y a que 5 bassins qui ont un coefficient de Nash inférieur à 0.60. Ce découpage en un nombre de SW plus important va permettre d'améliorer la qualité de simulation des débits des petits cours d'eau qui étaient précédemment situés à l'intérieur des 68 SW. Les débits redistribués sur les cours d'eau situés dans les SW sont ainsi améliorés avec 90% des 60 stations hydrométriques ayant un critère de Nash C1 supérieur à 0.5 et 75% des stations avec critères C2 et C3 supérieur à 0.7.

	C1	C2	C3
Max	0.96	0.96	1.00
3ème quartile	0.89	0.90	0.99
Médiane	0.84	0.86	0.84
1er quartile	0.76	0.80	0.75
Min	0.66	0.69	0.64

Tableau 2.9. Distribution des critères d'efficacité du modèle hydrologique EROS sur le découpage 368 SW sur la période du 01/08/1974 au 31/07/2012

2.5.2.3. Redistribution des débits à l'intérieur des SW

Le débit simulé par EROS à l'exutoire des SW (Q_{EROS}) correspond au débit cumulé depuis la source du cours d'eau. Dans le cas de SW emboîtés, le débit (Q_{EROS}) du SW aval prend en compte le débit simulé sur le SW amont. Une première étape consiste à déterminer le débit contributif de chaque SW (Q_{SW}) correspondant à l'apport des cours d'eau du SW au débit total.

$$Q_{SW}(t) = Q_{EROS}Aval(t) - Q_{EROS}Amont(t) \quad (\text{Eq. 2.27})$$

Dans le cas d'un SW situé en tête de réseau et donc sans SW amont, le débit contributif (Q_{SW}) correspond au débit simulé par EROS (Q_{EROS}). Ce débit doit être ensuite redistribué sur chaque cours d'eau situé à l'intérieur des SW. On procède de la même manière pour définir le débit contributif provenant des apports de nappe sur chaque SW ($Q_{g_{SW}}$). La redistribution de ces débits se fait en tenant compte de l'aire drainée par chaque cours d'eau à l'intérieur d'un SW. Les écoulements sont uniformément répartis au sein de chaque SW, ce qui implique un même débit spécifique (mm.jour^{-1})

pour chaque cours d'eau d'un même SW. Cette redistribution a été effectuée par ordre de Strahler dans la **discrétisation SW-SO** et par tronçon dans la **discrétisation tronçon**.

*** Redistribution par ordre de Strahler dans un SW**

La redistribution des débits par ordre de Strahler à l'intérieur d'un SW (Q_{OS}) est effectuée en multipliant le débit contributif d'un SW (Q_{SW}) par le rapport entre l'aire de drainage moyenne pour chaque ordre de Strahler (A_{OS}) et l'aire totale du SW (A_{SW}).

$$Q_{OS}(t) = Q_{SW}(t) \times \frac{A_{OS}}{A_{SW}} \quad (\text{Eq. 2.28})$$

Pour déterminer l'aire de drainage moyenne (A_{OS}) pour un cours d'eau d'ordre n il faut tout d'abord calculer l'aire drainée par l'ensemble des cours d'eau d'ordre n ($A_{OS\text{tot}}$). Cette aire totale ($A_{OS\text{tot}}$) est approximée en multipliant l'aire du SW (A_{SW}) par le rapport entre la somme des longueurs de tous les cours d'eau d'ordre égal ou inférieur à n ($\sum L_{OS}$) et la somme des longueurs de tous les cours d'eau situés dans le SW ($\sum L_{SW}$).

$$A_{OS\text{tot}} = A_{SW} \times \frac{\sum L_{OS}}{\sum L_{SW}} \quad (\text{Eq. 2.29})$$

L'aire moyenne pour chaque cours d'eau d'ordre n (A_{OS}) est obtenue en divisant l'aire de l'ensemble des ordres n ($A_{OS\text{tot}}$) par le nombre de cours d'eau d'ordre n (N_{OS}).

$$A_{OS} = \frac{A_{OS\text{tot}}}{N_{OS}} \quad (\text{Eq. 2.30})$$

Avec cette discrétisation, le débit redistribué est le même pour chaque cours d'eau d'ordre n à l'intérieur d'un SW (Fig. 2.22). Pour les cours d'eau d'ordre maximal (n_{max}) situés dans un SW emboîté, les débits simulés aux exutoires des SW amont ($Q_{EROS\text{Amont}}$) sont ajoutés au débit calculé sur ces ordres n_{max} dans le SW (Q_{OS}).

*** Redistribution par tronçon dans un SW**

La redistribution des débits par tronçon est effectuée sur le même principe que pour les ordres de Strahler sauf que dans ce cas, on tient compte de l'aire drainée par chaque tronçon individuellement (A_{TR}). Cette aire est approximée en multipliant l'aire du SW (A_{SW}) par le rapport entre la somme des longueurs de tous les cours d'eau situés à l'amont du tronçon ($\sum L_{TR}$) et la somme des longueurs de tous les cours d'eau situés dans le SW ($\sum L_{SW}$) (Eq. 2.30).

$$A_{TR} = A_{SW} \times \frac{\sum L_{TR}}{\sum L_{SW}} \quad (\text{Eq. 2.31})$$

Puis le débit du tronçon (Q_{TR}) est calculé en multipliant le débit contributif d'un SW (Q_{SW}) par le rapport entre l'aire de drainage moyenne pour chaque ordre de Strahler (A_{OS}) et l'aire totale du SW (A_{SW}).

$$Q_{TR}(t) = Q_{SW}(t) \times \frac{A_{TR}}{A_{SW}} \quad (\text{Eq. 2.32})$$

Avec cette discrétisation, le débit est donc différent sur chaque tronçon (Fig. 2.22). Si un tronçon dépend d'un ou plusieurs SW amont, alors les débits simulés aux exutoires des SW amont ($Q_{EROS\text{Amont}}$) sont ajoutés au débit du tronçon (Q_{TR}).

2.5.2.4. Détermination des débits provenant des apports de nappe

Deux façons de déterminer le débit provenant des apports de nappe (Q_g en $m^3.s^{-1}$) ont été testées. Tout d'abord, le modèle EROS permet de simuler le débit de nappe alimentant les cours d'eau à l'exutoire des sous-bassins de calculs (68 SW ou 368 SW). Lors du premier découpage en 68 SW (IC-HYDROQUAL, 2010), le modèle EROS simule des débits de nappe anormalement faibles pour certains sous-bassins de calculs identifiés comme étant fortement alimentés par des apports d'eaux souterraines (i.e. La conie). Une seconde méthode de discrétisation a ainsi été testée où la proportion du débit provenant des apports des eaux souterraines a été déterminée par une méthode graphique de séparation des débits développée par l'Institut d'Hydrologie de Wallingford (1980). La séparation hydrographique est effectuée sur les débits simulés par EROS à l'exutoire des 68 sous-bassins de calculs. Cette seconde méthode a été utilisée uniquement pour les simulations testées dans le chapitre 4 (S0, S1, S2) car les problèmes inhérents à la simulation des débits de nappe par le modèle EROS ont été améliorés par la suite lors du découpage en 368 sous bassins de calculs.

Dans la discrétisation SW-SO, les débits de nappe (Q_{g_SW}) déterminés à l'exutoire d'un sous bassin de calcul sont redistribués sur chaque ordre de Strahler compris dans un sous bassin de calcul. Cette redistribution est effectuée de la même manière que pour le débit contributif en remplaçant Q_{SW} par Q_{g_SW} dans l'équation 2.28, permettant ainsi d'obtenir un débit de nappe sur chaque ordre de Strahler (Q_{g_OS}).

Dans la discrétisation par tronçon hydrographique, les débits provenant des apports de nappe (Q_{g_SW}) sont redistribués sur chaque tronçon dans un SW, en remplaçant Q_{SW} par Q_{g_SW} dans l'équation 2.32, permettant ainsi d'obtenir un débit de nappe sur chaque tronçon hydrographique (Q_{g_TR}).

2.5.3. Données géomorphologiques

2.5.3.1. Longueur et pente des cours d'eau

Les longueurs des cours d'eau (L) sont extraites de la BD CARTHAGE®. Les pentes du réseau de drainage ont été calculées à partir de la base de données BD ALTI® en utilisant un MNT de résolution de 25 mètres.

Dans la **discrétisation SW-SO**, les caractéristiques géomorphologiques (pentes, longueur) sont moyennées pour tous les cours d'eau de même ordre de Strahler situés dans un même bassin élémentaire SW (Fig. 2.22). Cette méthode est utilisée uniquement avec le découpage en 68 SW.

Dans la **discrétisation tronçon**, ces données de pentes et de longueurs sont intégrées individuellement sur chaque tronçon permettant de prendre en compte l'hétérogénéité locale de ces données sur chaque cours d'eau (Fig. 2.22).

2.5.3.2. Largeurs et profondeur

Pour déterminer la géométrie des cours d'eau, l'approche ESTIMKART a été utilisée (Lamouroux *et al.*, 2010) et considère des sections rectangulaires. La géométrie hydraulique permet de transformer une information hydrologique (débit) en information hydraulique (hauteur, largeur, vitesse), plus pertinente pour évaluer les seuils de mise en mouvement du sédiment, les vitesses de transferts des substances ou la qualité de l'habitat des espèces. B et D sont déterminées en fonction du débit Q dans n'importe quel type de cours d'eau par :

$$B(t) = a_d \bar{Q}^{b_d} \left[\frac{Q(t)}{\bar{Q}} \right]^b \quad (\text{Eq. 2.33})$$

$$D(t) = c_d \bar{Q}^{f_d} \left[\frac{Q(t)}{\bar{Q}} \right]^f \quad (\text{Eq. 2.34})$$

où B est la largeur mouillée [m], D est la profondeur d'eau du tronçon [m], Q est le débit instantané [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], \bar{Q} est le module interannuel [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$] et les paramètres a, b, c, f et a_d , b_d , c_d , f_d sont des coefficients et des exposants de géométrie hydraulique dépendant de l'aire de drainage, de la pente du lit et de l'ordre de Strahler. La vitesse du courant instantanée V [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$], peut se déduire des autres variables hydrauliques :

$$V(t) = \frac{Q(t)}{D(t) \times B(t)} \quad (\text{Eq. 2.35})$$

La surface d'échange entre la rivière et la nappe (A) [m²], utilisée dans le calcul des échanges à l'interface nappe-rivière, correspond à la longueur de la rivière multipliée par le périmètre mouillé :

$$A(t) = L \times B(t) \times 2D(t) \quad (\text{Eq. 2.36})$$

Les largeurs et les profondeurs sont dépendantes à la fois du débit et de la pente. Dans la **discrétisation SW-SO** les pentes sont moyennées et la redistribution des débits est effectuée par ordre de Strahler ce qui conduit à définir la géométrie des cours d'eau par ordre de Strahler et par SW. La **discrétisation tronçon** intègre la pente et les débits par tronçon ce qui permet de définir une géométrie individuellement sur chaque tronçon d'un SW.

2.5.4. Végétation rivulaire et ombrage

La présence de végétation sur les berges des cours d'eau va engendrer un ombrage de la surface de l'eau et produire un abattement au rayonnement solaire incident. On appelle coefficient d'ombrage (SF), le pourcentage de rayonnement solaire intercepté par la végétation avant qu'il arrive à la surface du cours d'eau.

2.5.4.1. Caractérisation du taux de recouvrement de la végétation rivulaire (T_{veg})

Afin d'estimer le coefficient d'ombrage, il faut tout d'abord définir le taux de recouvrement de végétation arborée (T_{veg}) sur les berges des cours d'eau. Pour cela nous disposons de deux sources de données.

- **Base de données IRSTEA**

Une première base de données, établie par Valette *et al.* (2012), donnant les taux de recouvrement de la végétation rivulaire arborée sur 25 000 tronçons, nous a été fournie par l'IRSTEA dans le cadre d'une collaboration. Ces données sont issues de SYRAH CE, lui-même basé sur les BD TOPO (numérisation des occupations du territoire) et les orthophotographies du territoire français de la base de données ORTHO (IGN). Le taux de végétation rivulaire est calculé par la formule suivante :

$$T_{veg} = \frac{\text{Surface_cumulée_de_végétation_arborée}(km^2)}{(\text{Surface_buffer_10m_}(km^2) - \text{Surface_lit_mineur}(km^2))} \times 100 \quad (\text{Eq. 2.37})$$

Où le terme « Surface buffer 10m(km²)-Surface lit mineur(km²) » correspond à une bande de 10 m située de part et d'autre du tronçon, et « Surface cumulée de végétation arborée (km²) » correspond à la somme des surfaces des polygones « Zone arborée » de la BD TOPO v1.2 (IGN) inclus dans cette bande. La végétation numérisée comprend toutes les zones boisées supérieures à 500 m², ainsi que des zones de plus petites surfaces sélectionnées « de façon à donner une vision représentative du paysage » (IGN, 2011). La surface en eau du lit mineur est obtenue via la BD TOPO de l'IGN, couche

HYDROGRAPHIE : SURFACE_EAU, pour les cours d'eau de plus de 7m, et via l'utilisation des largeurs plein bords extrapolées (Cunillera et Valette, 2010). Ce taux de recouvrement intègre de manière indifférenciée la végétation des deux rives (Fig. 2.24).

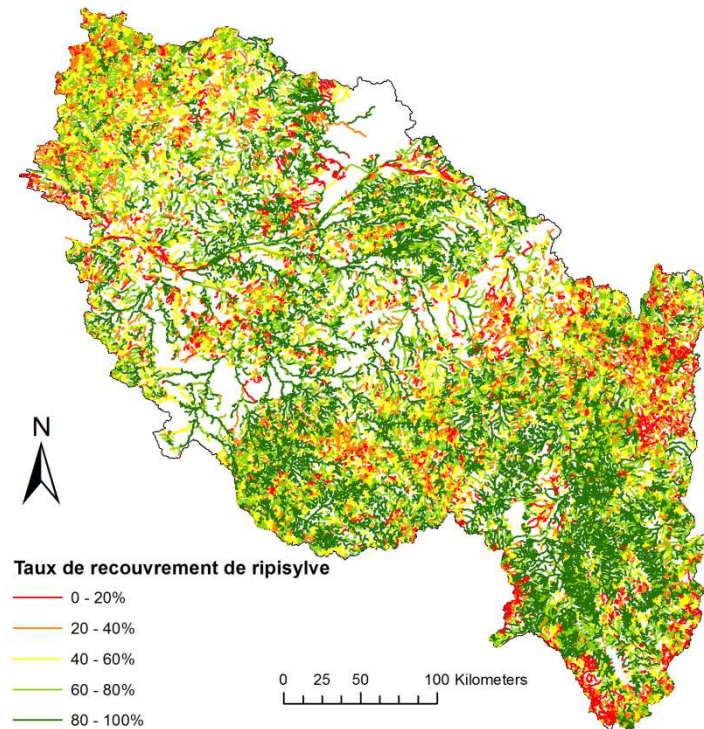


Figure 2.24. Répartition du taux de végétation rivulaire (Syrah CE) sur les 52 200 tronçons du bassin de la Loire (Valette *et al.*, 2012)

Le tracé des cours d'eau de la base de données SYRAH CE étant différent de celui des tronçons définis par la BD CARTHAGE, une association des taux de végétation aux tronçons est effectuée par jointure spatiale à l'aide du logiciel ArcMap de la suite ArcGis. La figure 2.25 représente la répartition des pourcentages de végétation sur les 52 200 tronçons du bassin de la Loire. On constate une répartition assez homogène des taux de couverture rivulaire pour les ordres de Strahler allant de 1 à 3. À partir de l'ordre 4, de 25 à 45 % du réseau hydrographique présentent une couverture arborée totale (100%). Par ailleurs, la majorité de ces cours d'eau a plus de 40% de couverture arborée rivulaire.

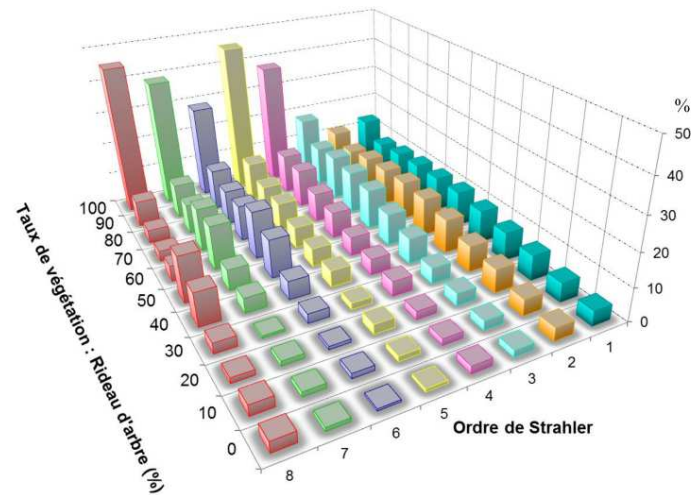


Figure 2.25. Répartition de la végétation (Syrah CE) en fonction de l'ordre de Strahler

- **Végétation rivulaire digitalisée**

La seconde source de données pour la végétation rivulaire provient d'une numérisation manuelle de la ripisylve que nous avons effectuée à partir des orthophotographies issues de la BD ORTHO® (IGN) dans le cadre d'un stage (Styc, 2014). La ripisylve a été numérisée sur chaque tronçon de rivière situé sur 5 km en amont des 128 stations de suivi de température du RNT (Fig. 2.26). Pour chaque tronçon d'ordre égal ou inférieur d'une unité à l'ordre de Strahler du tronçon principal (où se situe la station), trois types de données sont digitalisées à partir d'orthophotographies (IGN) : La végétation en rive droite, la végétation en rive gauche, et une végétation « indifférenciée », lorsqu'il n'est pas possible de différencier les rives (i.e. lorsque la végétation des deux rives se rejoint au-dessus du tronçon).

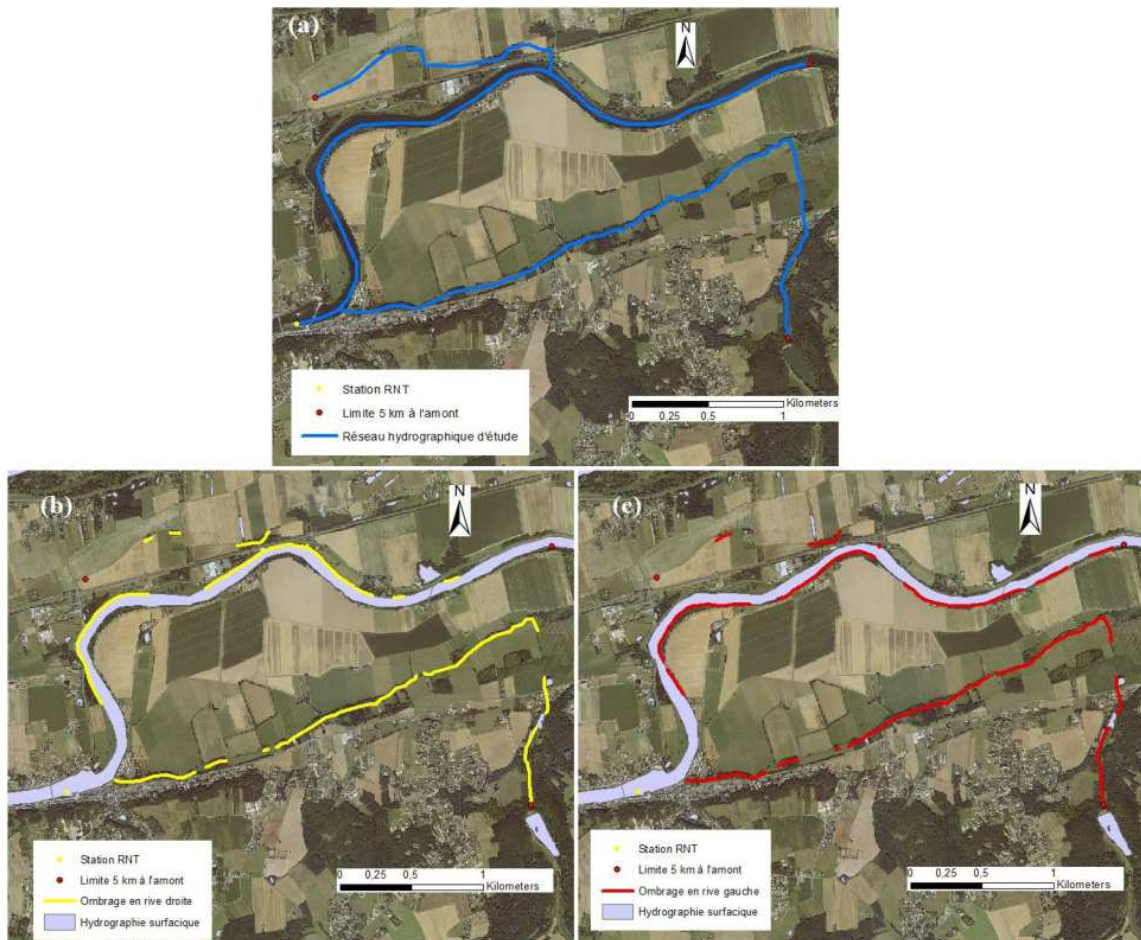


Figure 2.26. Numérisation de la végétation arborée sur les tronçons situés jusqu'à 5km en amont des 128 stations RNT. Exemple de la station sur le Cher (37CHE06) avec le réseau hydrographique (a), la végétation rivulaire numérisée en rive droite (b) et la végétation rivulaire numérisée en rive gauche.

La comparaison de la représentation entre la végétation numérisée (% moyen de végétation rive droite/rive gauche) et la végétation issue de la base de données de l'IRSTEA sur 462 tronçons (Fig. 2.27) indique que de plusieurs valeurs de végétation sont éloignées. Ce biais est notamment dû à la non-congruence des deux réseaux hydrographiques (BD CARTHAGE® vs. Syrah-CE).

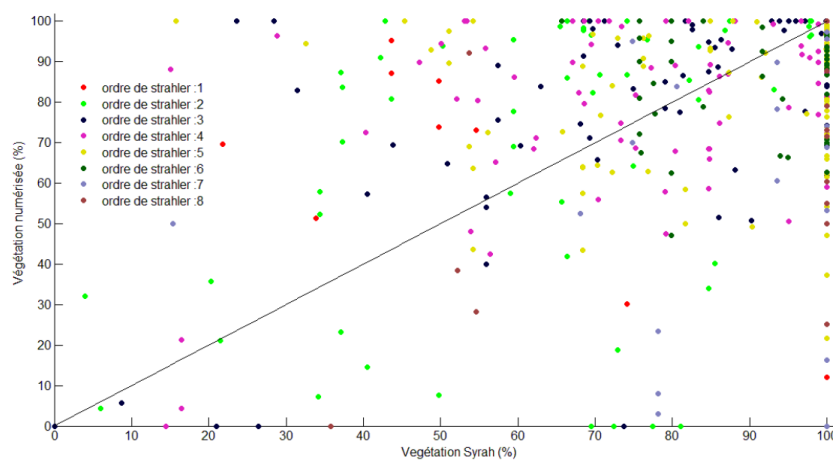


Figure 2.27. Diagramme de dispersion de la végétation numérisée en fonction de la végétation issue de la base de données de l'IRSTEA.

2.5.4.2. Calcul du coefficient d'ombrage (SF)

Le coefficient d'ombrage est défini comme le pourcentage de la surface d'un cours d'eau recouvert par l'ombre projetée par la végétation rivulaire. Le calcul du coefficient d'ombrage peut être effectué par diverses méthodes plus ou moins complexes et a été considéré dans le modèle comme étant constant ou variable au cours de l'année.

- **Coefficient d'ombrage constant**

Dans le cas d'un coefficient d'ombrage constant, on ne tient compte que du taux de recouvrement (T_{veg}) défini précédemment. Cependant la présence de végétation rivulaire a une influence plus importante sur les petits cours d'eau car leur largeur est faible et leur surface est plus facilement ombragée. Afin de tenir compte de la taille de chaque cours d'eau, nous avons choisi de pondérer linéairement le pourcentage de végétation rivulaire en fonction de l'ordre de Strahler. Ce coefficient est compris entre 0 pour les cours d'eau d'ordre 8 et 1 pour les ordres 1 (Tab. 2.10). Ceci permet de tenir compte de l'influence de l'ombrage en fonction de la taille du cours d'eau et induit que l'ombre projetée par la végétation rivulaire est négligeable sur les grands cours d'eau.

Ordre de Strahler	1	2	3	4	5	6	7	8
Coefficient de pondération	1	0.8	0.7	0.5	0.4	0.3	0.2	0

Tableau 2.10. Coefficient de pondération des taux de recouvrement de végétation rivulaire pour le calcul du coefficient d'ombrage constant

Le coefficient d'ombrage est donc le même en hiver et en été. Dans la **discrétisation SW-SO** il est introduit dans le modèle en étant moyenné sur tous les cours d'eau de même ordre de Strahler dans un même SW. Dans la **discrétisation tronçon**, il est intégré individuellement sur chaque tronçon. Dans les modèles présentés dans les chapitres 4 et 5, seul le taux de végétation issu de la base de données établie par l'IRSTEA est utilisé.

- **Coefficient d'ombrage variable**

En milieu tempéré, l'ombrage issu de la végétation rivulaire peut avoir une plus forte influence sur la variabilité de la température en période estivale correspondant à un indice foliaire maximal. En hiver, avec la senescence des feuilles des arbres, l'ombrage est beaucoup plus réduit. De ce fait il apparaît intéressant de calculer un coefficient d'ombrage variable pouvant évoluer chaque jour de l'année. Ce coefficient d'ombrage est donc fonction de plusieurs facteurs : la végétation rivulaire, l'orientation du tronçon dans le plan horizontal, la position relative du soleil et la surface du tronçon.

L'orientation du tronçon dans le plan horizontal est calculée à partir de l'équation 2.38, notamment utilisée par les topographes pour calculer le gisement d'un point de mesure. La valeur obtenue (ϕ)

correspond à l'angle formé, dans l'intervalle [0-360°], entre le tronçon et la direction sud-nord. Afin de simplifier les calculs, chaque tronçon est considéré comme un segment rectiligne à partir de son nœud initial A ($X_A; Y_A$) jusqu'à son nœud final B ($X_B; Y_B$) :

$$\phi = \frac{(X_B - X_A)}{\sqrt{(X_B - X_A)^2 + (Y_B - Y_A)^2}} \quad (\text{Eq. 2.38})$$

Pour estimer le pourcentage d'ombrage de chaque cours d'eau suivi, nous nous sommes appuyés sur les travaux de Li *et al* (2012) qui proposent une méthode de calcul de **l'ombre projetée** par la canopée sur le cours d'eau. Leurs travaux prennent en compte **la position relative du soleil** (altitude, azimut et déclinaison), les caractéristiques géométriques du tronçon (orientation, largeur), la section (largeur, hauteur de berges) et les caractéristiques géométriques de la canopée (hauteur, distance du bord, surplomb). Pour calculer la position du soleil au pas de temps horaire, il est nécessaire de déterminer l'angle d'élévation solaire Ψ (en radians) selon la formule suivante :

$$\sin\Psi = \sin\alpha\sin\beta - \cos\alpha\cos\beta\cos\omega \quad (\text{Eq. 2.39})$$

Avec α est l'angle de déclinaison solaire, β est la latitude du point d'étude (en radians), ω est la vitesse angulaire de la Terre ($2\pi/\text{jour}$), et t , le temps solaire réel qui correspond au temps entre deux passages successifs du soleil au méridien local à 12h précise.

La longitude (λ) et la latitude (β) des centroides de chaque tronçon sont données en degrés selon les coordonnées WGS 84 (World Geodetic System 1984). L'angle de déclinaison solaire se calcule suivant la formule (Bourges, 1985 ; Garg and Datta, 1993) :

$$\alpha = 23.45 \frac{\pi}{180} \sin\left(\frac{2\pi(N + 284)}{365.25}\right) \quad (\text{Eq. 2.40})$$

Le temps solaire réel (t) est l'addition entre l'EOT (Equation of Time) et le MST (Mean Solar Time) :

$$t = MST + EOT \quad (\text{Eq. 2.41})$$

Le MST est le temps solaire moyen indiqué par une horloge et peut être calculé avec la formule :

$$MST = T_{\text{Local_clock_time}} + \frac{\lambda^\circ - \text{TimeZone} \times 15^\circ}{361^\circ} \quad (\text{Eq. 2.42})$$

Le MST et $T_{\text{Local_clock_time}}$ sont exprimés en jour numérique (ex : 0 = minuit ; 0,5 = midi). λ est la longitude (en degrés) du lieu. La TimeZone correspond au fuseau horaire (GMT +1 ou +2 pour la France) et elle est multipliée par 15°. Cet angle correspond à l'écart angulaire pour une heure. Sachant que la Terre tourne d'environ 361° en 24h, pour une heure nous aurons : $361/24 \sim 15$.

L'EOT est l'équation de temps, c'est la différence entre le temps solaire réel (t) et moyen (MST) et se calcule selon la formule (Garg and Prakash, 2000) :

$$EOT = \frac{9.87 \sin 2B - 7.53 \cos B - 1.5 \sin B}{60 \times 24} \quad (\text{Eq. 2.43})$$

Où :

$$B = \left(\frac{2\pi}{364} \right) \times (N - 81) \quad (\text{Eq. 2.44})$$

L'EOT est en jour numérique ; N est le nombre de jour dans l'année. A partir de ces équations, il est désormais possible de déterminer l'angle d'élévation solaire Ψ . L'azimut solaire (Φ) est l'angle mesuré dans le sens des aiguilles d'une montre entre le Nord géographique et la projection du soleil sur une surface plane. Il se mesure en radians et se calcule grâce à l'équation suivante (Li, 2006) :

$$\Phi = \frac{\pi}{2} \pm \arccos \frac{\cos \alpha \times \sin \omega t}{\cos \Psi} \quad (\text{Eq. 2.45})$$

Dans cette équation, le signe "+" sera utilisé quand le soleil se déplacera de l'azimut 90° à 270° et le signe moins s'appliquera quand le soleil se déplacera en dessous de l'azimut 90° et au-delà de l'azimut 270° . Cela correspond à un déplacement durant la journée et le signe devient négatif lorsque l'azimut sera supérieur à 270° c'est-à-dire pendant la nuit. A partir de cette formule, nous disposons de l'évolution journalière de l'azimut du soleil. Nous allons maintenant pouvoir associer l'orientation du cours d'eau à cet azimut. En calculant l'angle entre l'azimut du soleil et l'orientation du cours d'eau, il sera possible de déterminer si l'ombrage efficace se situe au niveau la surface de l'eau ou, à l'opposé, sur la rive. Pour cela, ce calcul se divisera en deux parties : une partie en rive droite et l'autre en rive gauche (Fig. 2.28).

Pour la rive droite, il faut tout d'abord calculer la différence entre l'azimut du soleil Φ et l'orientation du cours d'eau φ calculée :

$$\delta' = \Phi - \varphi \quad (\text{Eq. 2.46})$$

Si cette différence est négative il faut appliquer la formule suivante :

$$\delta = \pi + \text{mod}(|\delta'|, 2\pi) \quad (\text{Eq. 2.47})$$

Ensuite, le résultat devra être modulé par 2π tel que :

$$\delta = \text{mod}(\delta, 2\pi) \quad (\text{Eq. 2.48})$$

δ représente l'angle entre le bord de la rive et l'ombrage effectif, exprimé en radians, pour la rive Est (Fig. 2.28).

Pour l'autre rive, il suffit d'inverser le résultat. C'est-à-dire il faut soustraire la valeur de π au résultat obtenu. Si $\delta > \pi$ alors $\delta = \delta + \pi$, autrement $\delta = \delta - \pi$.

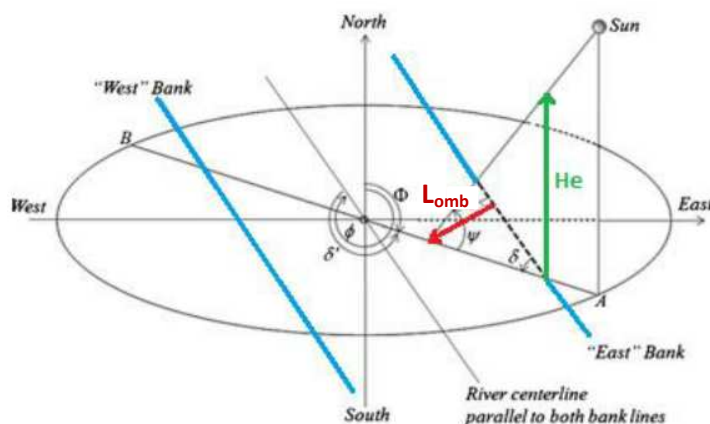


Figure 2.28. Représentation de l'ombrage en fonction de la végétation rivulaire (modifiée, d'après Li *et al.*, 2012).

Une fois que les valeurs des angles pour la rive Est et Ouest sont déterminés, la **longueur d'ombre perpendiculaire à chaque rive** (L_{omb}) peut être calculée à l'aide de la formule suivante :

$$L_{omb} = S_a \times \sin \delta = H \times \cot \Psi \times \sin \delta \quad (\text{Eq. 2.49})$$

Avec S_a : la longueur réelle d'ombre (m) et H : hauteur de la canopée (m). Nous n'avons cependant pas la possibilité à notre échelle d'étude d'avoir un degré de précision géométrique aussi fin au niveau de la caractérisation de la canopée. Nous avons donc choisi de considérer la ripisylve comme un « rideau d'arbres » dont on peut faire varier la hauteur, notée H et fixée sur l'ensemble du bassin à 15 mètres (Recommandations IRSTEA). Un algorithme est alors implémenté permettant de calculer au pas de temps horaire, en tenant compte du jour de l'année, la longueur d'ombre projetée (L_{omb} en mètre) à la surface de chaque tronçon. Les longueurs de chaque tronçon de rivière (L) sont données par la BD CARTHAGE®. Les largeurs (B) sont calculées via les équations provenant de « ESTIMKART ». La surface de chaque tronçon (A_t en m^2) est donc déterminée : $A_t = L \times B$.

Connaissant la longueur d'ombre projetée (L_{omb}) et la longueur du tronçon (L) il est donc possible de calculer la surface d'ombre (A_{omb} en m^2) sur l'ensemble du tronçon : $A_{omb} = L_{omb} \times L$.

Cette surface d'ombre (A_{omb}) correspond à une surface lorsque le feuillage des arbres est maximal. Cependant la végétation du bassin de la Loire est composée en grande partie de forêts de feuillus ce qui implique que l'indice foliaire (LAI) suit une dynamique saisonnière où le peuplement passe d'un stade hivernal sans feuille à une phase progressivement feuillée au printemps jusqu'à atteindre un maximum en été. L'énergie solaire incidente sera ainsi davantage captée par les feuilles de la

végétation en période estivale plutôt qu'en période hivernale. Plusieurs études montrent que pour les forêts de feuillus, l'indice foliaire suit 3 étapes principales : i) pousse des feuilles et augmentation rapide du LAI jusqu'à atteindre un maximum en juillet ; ii) période de LAI stable ; iii) période de sénescence des feuilles avec une diminution du LAI jusqu'à devenir quasiment nul en novembre (Fig. 2.29a).

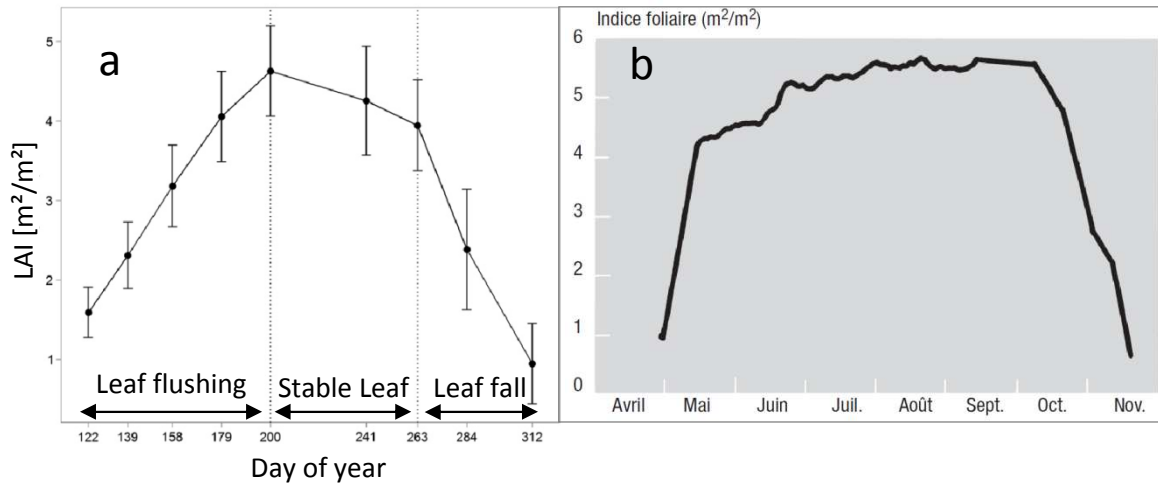


Figure 2.29. Exemples de variations saisonnières d'indice foliaire pour (a) un aulne noir (Tillack *et al.*, 2014) et (b) et dans une chênaie (Bréda, 1999).

Pour simuler cet effet, des formules ont été développées et prennent en compte le LAI mesuré ainsi qu'un coefficient d'atténuation dépendant de l'épaisseur de canopée traversée par les rayons et de la position du soleil (Sridhar *et al.*, 2004). Cependant l'indice foliaire et l'épaisseur de canopée restent très difficilement mesurables sur chaque cours d'eau du bassin de la Loire et leur dynamique saisonnière dépend des espèces arborées présentes (Bréda, 1999). Compte tenu du peu de données disponibles concernant ces facteurs et afin de simplifier la prise en compte de la variabilité de l'indice foliaire, nous avons choisi d'intégrer uniquement un coefficient d'atténuation linéaire (k) basé sur la dynamique saisonnière du LAI des feuillus (Fig. 2.29a, b) qui permet de pondérer la surface ombrée (A_{omb}) en fonction du mois de l'année (Tab. 2.11).

Mois de l'année	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Coefficient d'atténuation k	0	0	0.2	0.4	0.6	0.8	1	1	0.8	0.6	0.3	0

Tableau 2.11. Coefficient d'atténuation (k) de la surface ombrée en fonction du mois de l'année.

Le coefficient d'ombrage (SF en %) peut donc être déduit comme étant le rapport entre la surface ombrée du cours d'eau pondérée par le coefficient d'atténuation (k) et la surface totale :

$$SF = \frac{A_{omb} \cdot k}{A_t} \quad (\text{Eq. 2.50})$$

Suivant l'orientation et la largeur de chaque tronçon, le coefficient d'ombrage peut être sensiblement différent. En effet sur l'exemple présenté sur la figure 2.30, les paramètres liés à la végétation sont constants avec un taux de recouvrement de végétation rivulaire (T_{veg}) de 100% et une hauteur de canopée fixée à 15 m. Pour une orientation du cours d'eau similaire (environ 80°) entre les graphiques (Fig. 2.30a) et (Fig. 2.30c), on remarque que le facteur d'ombrage est plus important sur le cours d'eau de plus petite largeur. Cependant, les minima sont synchrones et correspondent au passage du soleil « dans l'axe » du cours d'eau concerné soit lorsque son azimut est égal à l'orientation du tronçon. Pour des tronçons de largeurs semblables (Fig. 2.30a) et (Fig. 2.30b), et (Fig. 2.30c) et (Fig. 2.30d), l'ombrage journalier moyen est globalement plus important pour les cours d'eau ne bénéficiant que d'un seul passage du soleil « dans leur axe » (*i.e.* un seul minima pour les graphiques (b) et (d)) que pour ceux présentant deux minima quotidiens. La détermination de ce coefficient d'ombrage variable a été réalisée dans le cadre d'un stage au laboratoire (Cardot, 2014).

Le coefficient d'ombrage variable tient compte de l'orientation propre de chaque segment de rivière et de ce fait il ne peut être calculé qu'individuellement sur chaque tronçon. Dans cette méthode, les deux sources fournissant les taux de végétation rivulaire sont utilisées. Le taux de végétation digitalisée est utilisé dans le chapitre 3 pour identifier les régimes thermiques des stations « période annuelle » les plus influencées par l'ombrage résultant de la végétation rivulaire. D'autre part, le taux de végétation issu de la base de données de l'IRSTEA est utilisé dans le chapitre 6. Dans ce dernier cas, la base de données ne fournissant pas de taux de végétation rivulaire différenciés entre chaque rive, T_{veg} est considéré comme équivalent de part et d'autre d'un tronçon donné.

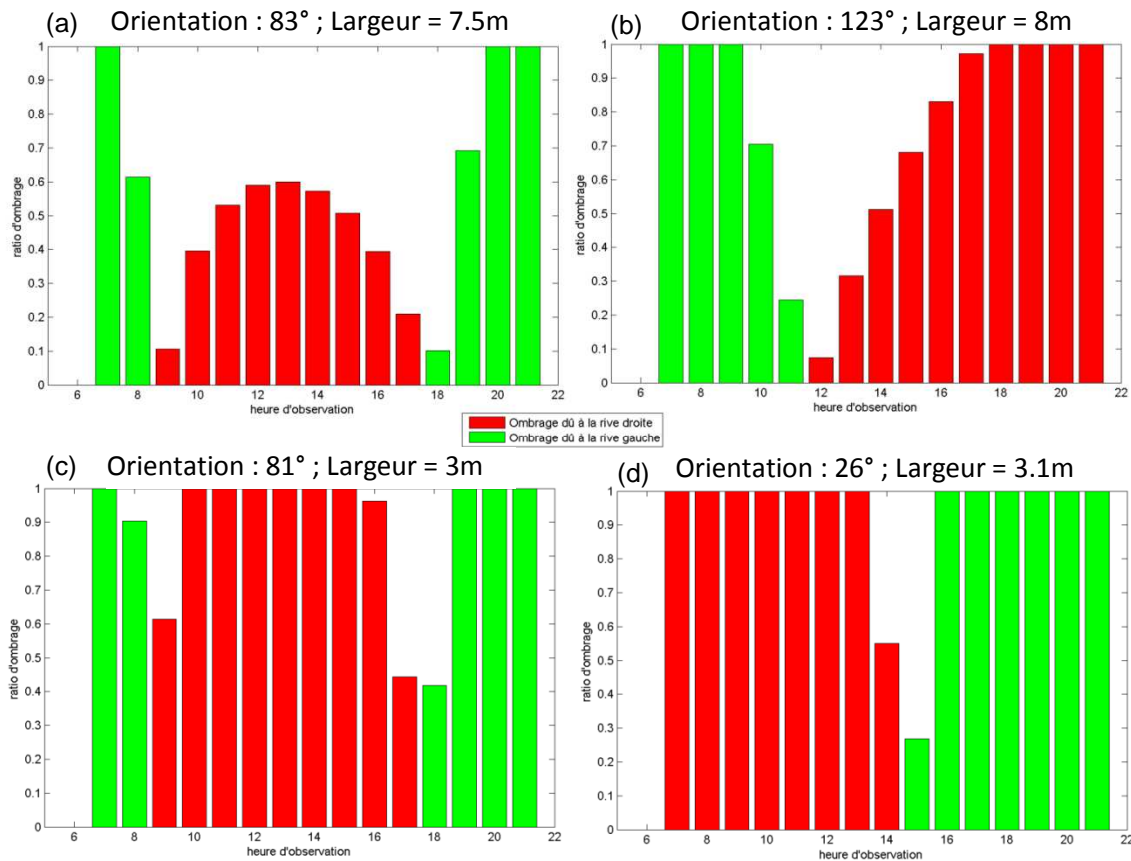


Figure 2.30. Exemples d'évolutions horaires (de 7h à 21h) de l'ombrage dû aux positions relatives du cours d'eau et du soleil. Cas du 15 juillet, végétation fixe prise à 100% de couverture et une hauteur de canopée égale à 15 m

2.6. Stratégie de modélisation spatialisée de la température de l'eau

Le modèle thermique initial développé dans ce travail est basé sur le modèle issu du projet ICC-Hydroqual (Moatar *et al.*, 2010). Ce modèle s'appuie sur des hypothèses simplificatrices quant à l'intégration des données en entrée par sous-bassins et par ordre de Strahler (géomorphologie, météorologie, hydrologie). Dans le but d'améliorer ce modèle initial, appelé **simulation S0**, de nouvelles simulations (S1 à S6) ont été testées en combinant différentes manières de résoudre le bilan énergétique, de discrétiser et d'intégrer les données d'entrée (Fig. 2.31). Nous avons ainsi développé deux approches de modélisation : l'**approche stationnelle** qui résout un bilan énergétique à l'échelle de la station et l'**approche par propagation** qui inclut la propagation et la déformation du signal thermique dans le réseau hydrographique selon une topologie de réseau (Section 2.4). Le choix d'intégrer les échanges énergétiques entre la nappe et la masse d'eau dans le bilan énergétique via le 6^{ème} flux énergétique (H_g) a été testé. Ceci a pour conséquence de modifier le calcul de la température d'équilibre et du coefficient d'échange thermique (Section 2.4). La finesse de simulation des débits par sous-bassins élémentaires (SW) et son influence sur la simulation de la température ont été testées selon deux découpages en 68 et 368 sous bassins (Section 2.5.2). Le coefficient

d'ombrage est introduit comme paramètre constant ou variable et calculé au pas de temps horaire (Section 2.5.4). Enfin, les données en entrée du modèle ont été intégrées selon deux méthodes de discrétisation : une **discrétisation SW-SO** (SubWatershed – Strahler Order) et une **discrétisation tronçon** (section 2.5). Chaque simulation a été validée selon un des deux jeux de données de température disponible : les données de température « période estivale » 2000-2006 ou les données de température « période annuelle » 2008-2012 (Section 2.2). Chacune de ces simulations, notée S1 à S6, prend en compte une nouvelle combinaison de paramètres (Fig. 2.31) et fait l'objet d'une comparaison avec une simulation précédente. Les résultats de chaque comparaison sont présentés dans les différents chapitres de la thèse (Chapitres 4, 5 et 6) et permettront ainsi de répondre à différents questionnements scientifiques (Q1 à Q5) qui sont rappelés brièvement ci-après.

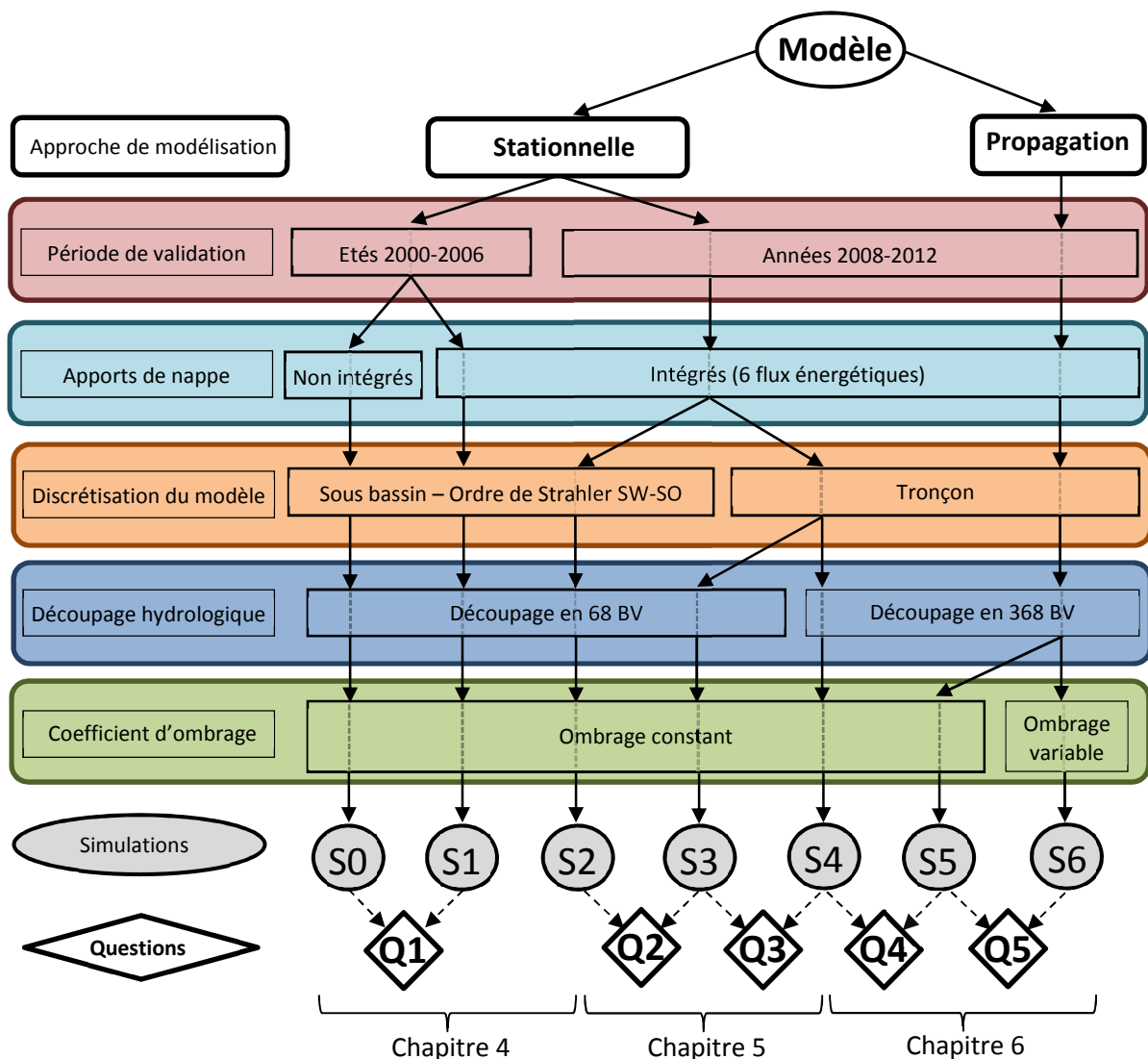


Figure 2.31. Stratégie de modélisation développée dans le cadre de la thèse

Q1 –L’intégration d’un 6^{ème} terme énergétique, correspondant aux échanges nappe/rivières, dans le bilan énergétique permet-elle de mieux simuler la température de l’eau avec une approche stationnelle?

La **simulation S0** (ICC-Hydroqual ; Moatar *et al.*, 2010 ; Bustillo *et al.*, 2014) utilise l’approche stationnelle et est définie selon une discrétisation simplifiée par ordre de Strahler et par sous bassin versant appelée par la suite : **discrétisation SW-SO (SubWatershed – Strahler Order)**. Cette première méthode de discrétisation repose sur 3 hypothèses simplificatrices de similarité météorologique, hydrologique et géomorphologique évoquées précédemment. L’hypothèse de **similarité météorologique** suppose que les hétérogénéités météorologiques sont négligeables à l’intérieur d’un sous bassin versant. Les variables météorologiques sont donc intégrées par sous-bassin de calcul où la moyenne statistique de chaque paramètre est calculée à partir des mailles contenues dans ce même sous bassin. Tous les cours d’eau contenus dans un même bassin ont exactement la même météorologie quel que soit leur ordre de Strahler. L’hypothèse de **similarité hydrologique** induit que les débits simulés à l’exutoire de chaque sous bassin de calcul sont répartis de manière homogène ce qui implique un même débit spécifique en tout point du sous bassin. Les débits simulés à l’exutoire des 68 SW sont redistribués par ordre de Strahler à l’intérieur de chaque SW, en tenant compte de l’aire de drainage des cours d’eau de même ordre de Strahler. L’hypothèse de **similarité géomorphologique** signifie que toutes les caractéristiques géomorphologiques (pentes, largeurs, ombrage) sont considérées comme identiques sur les cours d’eau ayant le même ordre de Strahler et situés à l’intérieur d’un même sous bassin. La manière de calculer chacune des données d’entrée selon la discrétisation SW-SO est détaillée dans la section 2.5. Les conditions hydrauliques (profondeur, largeur) ainsi que le bilan énergétique sont calculés pour chaque couple SW-SO et la température est donc simulée par sous bassin versant et par ordre de Strahler. Le principal intérêt de cette discrétisation simplifiée est qu’elle nécessite un nombre limité de calcul pour simuler la température sur l’ensemble des cours d’eau de la Loire. En effet le rang de Strahler maximal varie entre 2 et 8 dans chaque sous-bassin versant et on dénombre 420 couples SW-SO. La **simulation S0** ne prend en compte que les échanges thermiques à l’interface eau/atmosphère via 5 flux énergétiques : le rayonnement solaire ondes courtes (H_{ns}), le rayonnement atmosphérique ondes longues (H_{la}), le rayonnement émis par la masse d’eau ondes longues (H_{lw}), la convection (H_c) et l’évaporation/condensation (H_e). Ce modèle a été validé aux 67 stations issues du jeu de donnée « période estivale » (2000 à 2006).

Dans le but d’améliorer la simulation thermique S0, un 6^{ème} flux énergétique associé aux échanges nappe/rivière (H_g), a été incorporé dans la **simulation S1**. Les simulations S0 et S1 sont comparées et une attention particulière est donnée aux stations dont les régimes thermiques ont été identifiés

comme fortement influencés par les apports d'eaux souterraines (Section 3.2). Les résultats de cette première comparaison sont présentés dans la section 4.2.

La **simulation S2** s'appuie sur l'approche stationnelle et reprend la même combinaison de modélisation que S1. La seule différence entre ces deux simulations concerne la période de validation. En effet **S1** est validée uniquement en période estivale pour les 67 stations issues du jeu de données « période estivale » entre 2000 et 2006 alors que **S2** est validée en période annuelle sur les 128 stations issues du second jeu de données « période annuelle » entre 2008 et 2012. La **simulation S2** permet d'évaluer l'évolution du niveau de performance du modèle en période annuelle. L'ensemble de ces résultats est présenté dans le Chapitre 4.

Q2 – Est-ce qu'un modèle intégrant des données géomorphologiques, hydrologiques et météorologiques discrétisées à l'échelle du tronçon de rivière et simulant la température indépendamment (approche stationnelle) sur chaque tronçon permet d'augmenter significativement la qualité des simulations par rapport à une approche par ordre de Strahler?

Dans les **simulations S1** et **S2**, certaines limites ont pu être mises en évidence. Tout d'abord, les hypothèses simplificatrices de similarité hydrologiques, météorologiques et géomorphologiques conduisent à occulter les spécificités locales des cours d'eau. La **simulation S3** est développée dans le but de mieux décrire ces spécificités. Les variables (météorologie, géomorphologie, hydrologie, végétation) sont définies localement et intégrées sur chaque tronçon de rivière individuellement (Section 2.5). L'intérêt de cette discrétisation réside dans le fait que les simulations thermiques s'appuient ici sur de véritables caractéristiques morphologiques, météorologiques et hydrologiques locales et non sur des moyennes statistiques établies sur des sous bassins de calcul (Fig. 2.22). Les formules utilisées pour le calcul de la température sont les mêmes que celles utilisées dans la **simulation S2** sauf qu'elles sont appliquées individuellement sur les 52 200 tronçons. Cette discrétisation nécessite un grand travail de redéfinition des données d'entrée du modèle à fine échelle spatiale et les temps de calculs sont augmentés. Cette discrétisation est validée au niveau des 128 stations « période annuelle ». Les résultats sont présentés dans le Chapitre 5.

Q3 – Une simulation des débits en 368 sous-bassins versants (40 à 1500 km²) permet-elle d'améliorer les performances du modèle thermique stationnel et discrétisé par tronçon par rapport à la simulation en 68 sous-bassins (150 à 3600 km²)?

La **simulation S3** utilise un découpage de 68 SW et les débits redistribués sur les cours d'eau à l'intérieur d'un SW montrent de mauvaises performances notamment dans le cas de SW imbriqués où les débits spécifiques et la dynamique hydrologique des petits cours d'eau sont les mêmes que ceux d'un grand cours d'eau exutoire dépendant des conditions amont. Pour limiter ces erreurs, la

simulation S4 utilise un découpage de 368 SW qui permet de simuler le débit à une résolution spatiale beaucoup plus fine (67% des SW < 300 km²) (Section 2.5). La comparaison de **S3** et **S4** permet de déterminer dans quelle mesure une amélioration de la simulation du débit journalier a une influence sur la qualité des simulations de la température de l'eau. Les résultats de cette comparaison sont détaillés dans le Chapitre 5.

Q4 – Une approche de modélisation par propagation, tenant compte de la propagation du signal thermique de l'amont vers aval sur chaque tronçon du bassin versant de la Loire (110 000 km²) permet-elle de mieux simuler la température des cours d'eau ?

La **simulation S4**, utilisant l'approche stationnelle et définie selon la discrétisation tronçon montre des limites dans la capacité à simuler la température de stations localisées sur des petits et moyens cours d'eau (point kilométrique amont < 100 km) qui semblent montrer un contrôle important des conditions amont. C'est dans le but de mieux prendre en compte l'influence de ces conditions amont que la **simulation S5** a été développée. Elle utilise l'approche de modélisation par propagation et est définie selon la **discrétisation tronçon**. La **simulation S5**, permet ainsi de prendre en compte la propagation du signal thermique de l'amont vers l'aval des cours d'eau alors que la **simulation S4**, utilisant l'approche stationnelle, ne prend en compte que les conditions de forçage locales. Ces deux simulations utilisent les débits issus du découpage hydrologique en 368 SW qui induit une meilleure prise en compte de l'hydrologie et donc un calcul des vitesses et des temps de parcours pour chaque tronçon supposé plus fiable.

La comparaison des simulations S5 et S4 est réalisée à la fois au pas de temps journalier et horaire aux 128 stations « période annuelle ». Cela permet d'évaluer si l'approche par propagation permet d'améliorer significativement la simulation de la température des cours d'eau en prenant mieux en compte l'influence des conditions amont sur chaque tronçon. Une attention particulière est donnée à la restitution de la dynamique thermique de chaque simulation et à l'évolution longitudinale de la température sur la Loire et ses grands affluents. Les résultats sont présentés au Chapitre 6.

Q5 – Une complexification de l'intégration de l'ombrage permet-elle une amélioration significative de la simulation de la température de l'eau ?

L'ombrage issu de la végétation rivulaire sur le cours d'eau peut avoir une forte influence sur la variabilité de la température. Par manque de données, cet ombrage est souvent un paramètre calibré et constant tout au long de l'année.

Dans les **simulations S1 à S5**, le coefficient d'ombrage (SF) est déterminé à partir du taux de recouvrement de végétation arborée (T_{veg}) issu d'une base de données établie par l'IRSTEA (Valette

et al., 2012) et pondéré en fonction de l'ordre de Strahler. Ce coefficient est supposé constant tout au long de l'année sans tenir compte de l'évolution de la végétation ni de l'orientation du cours d'eau. Ceci peut avoir une influence importante à la fois sur la température moyenne des cours d'eau mais aussi sur l'amplitude diurne de la température et plus particulièrement pendant la saison hivernale lors de la sénescence des feuilles et en période estivale lorsque l'indice foliaire est maximal.

La **simulation S6** inclut un coefficient d'ombrage variable calculé à pas de temps horaire. Ce facteur tient compte de la position relative du soleil (altitude, azimuth et déclinaison), des caractéristiques géométriques du tronçon (orientation, largeur et longueur du tronçon), de la section (largeur et hauteur de berges) et de la canopée (hauteur, taux de recouvrement) (Eq 2.38 à 2.50 ; Section 2.5.4.2). Le coefficient d'ombrage calculé par ces formulations peut donc varier au pas de temps horaire en fonction du jour de l'année.

La comparaison des **simulations S5** et **S6**, permet d'évaluer si la détermination d'un coefficient d'ombrage variable permet de mieux représenter l'influence de ce facteur de contrôle dans le calcul de la température de l'eau et plus particulièrement dans la capacité du modèle à reproduire la variabilité diurne et la dynamique saisonnière des différents régimes thermiques des stations. Ces résultats sont présentés dans le Chapitre 6.

Chapitre 3. Stations étudiées et classification par facteur de contrôle de leur régime thermique

L'objectif de ce chapitre est de réaliser une classification des stations d'après les principaux facteurs de contrôles de la température de l'eau selon la méthodologie présentée en section : forçage atmosphérique, apports des eaux souterraines et ombrage issu de la ripisylve. Dans les sections 3.1 à 3.4, la classification des 128 stations issues du jeu de données « période annuelle » est effectuée selon ces trois facteurs de contrôle. La section 3.5 est consacrée à l'identification des stations issues du jeu de données « période estivale » essentiellement influencées par les apports d'eaux souterraines.

3.1. Variabilité spatio-temporelle des métriques de la température de l'eau

Dans cette partie, une analyse spatiale des différentes métriques de température est présentée en se focalisant tout d'abord sur les valeurs moyennes annuelles et mensuelles, puis sur les valeurs journalières et les variations diurnes. L'évolution longitudinale de ces métriques sur les principaux cours d'eau du bassin de la Loire est également étudiée.

3.1.1. Moyennes annuelles et saisonnières

La moyenne annuelle (T_wA) entre 2008 et 2012 des températures est comprise entre 10°C et 14°C pour 80% des stations du bassin de la Loire (médiane = 11.7°C ; min = 7.8°C (15ALL01) ; max = 14.4°C (86VIE05)). Les cours d'eau situés à l'amont du bassin, dans le Massif-central ont une T_wA inférieure à 10°C (Fig. 3.1a) tandis que dans le bassin sédimentaire, la T_wA dépasse les 14°C sur les grands cours d'eau (Ordre de Strahler > 6). C'est dans le bassin sédimentaire que l'on retrouve une majorité des stations ayant une T_wA supérieure à 12°C.

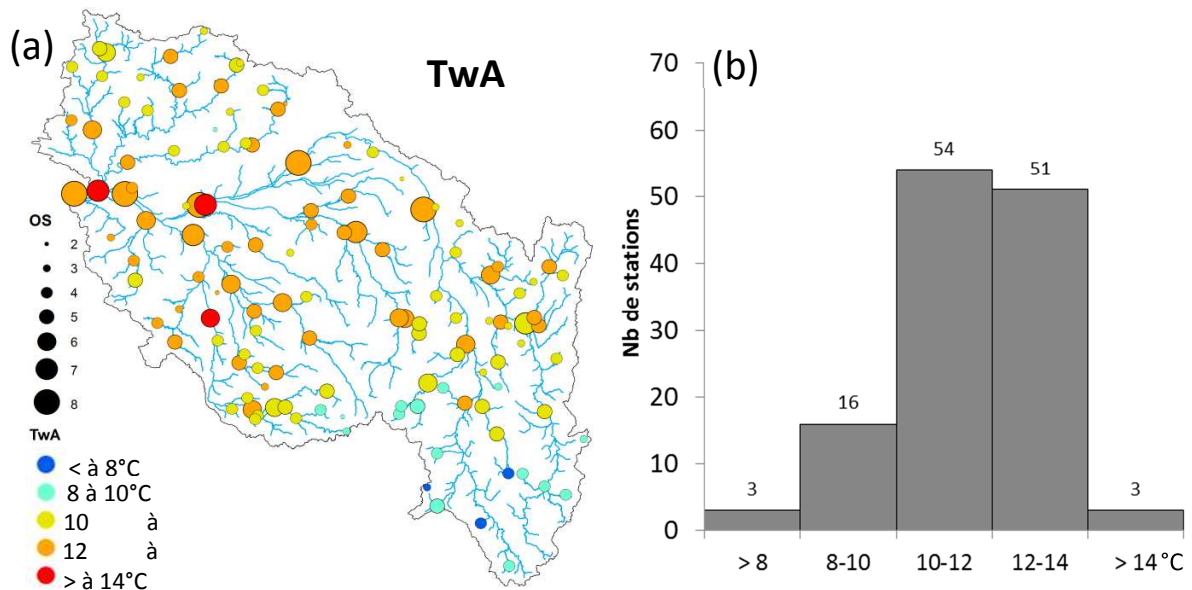


Figure 3.1. Représentation spatiale des températures moyennes annuelles de l'eau (TWA) sur le bassin de la Loire (a) et histogramme de distribution (b).

L'évolution de la température moyenne mensuelle (TwM) aux 128 stations suit un cycle saisonnier avec les plus fortes températures observées en juillet (35% de stations) ou août (65% de stations) et les plus froides observées en janvier (56% de stations) et février (33% de stations) (Fig. 3.2). La variabilité de TwM inter-station est plus importante en période estivale où l'on constate des différences de TwM entre les stations pouvant être supérieures à 11°C en août alors que la variabilité de TwM inter-station est plus réduite en janvier et les différences entre stations n'excèdent pas 6.8°C. C'est donc en période estivale que les régimes thermiques sont les plus contrastés probablement à cause d'une influence plus importante des facteurs environnementaux (ombrage, apports d'eaux souterraines) et de la variation relative du débit.

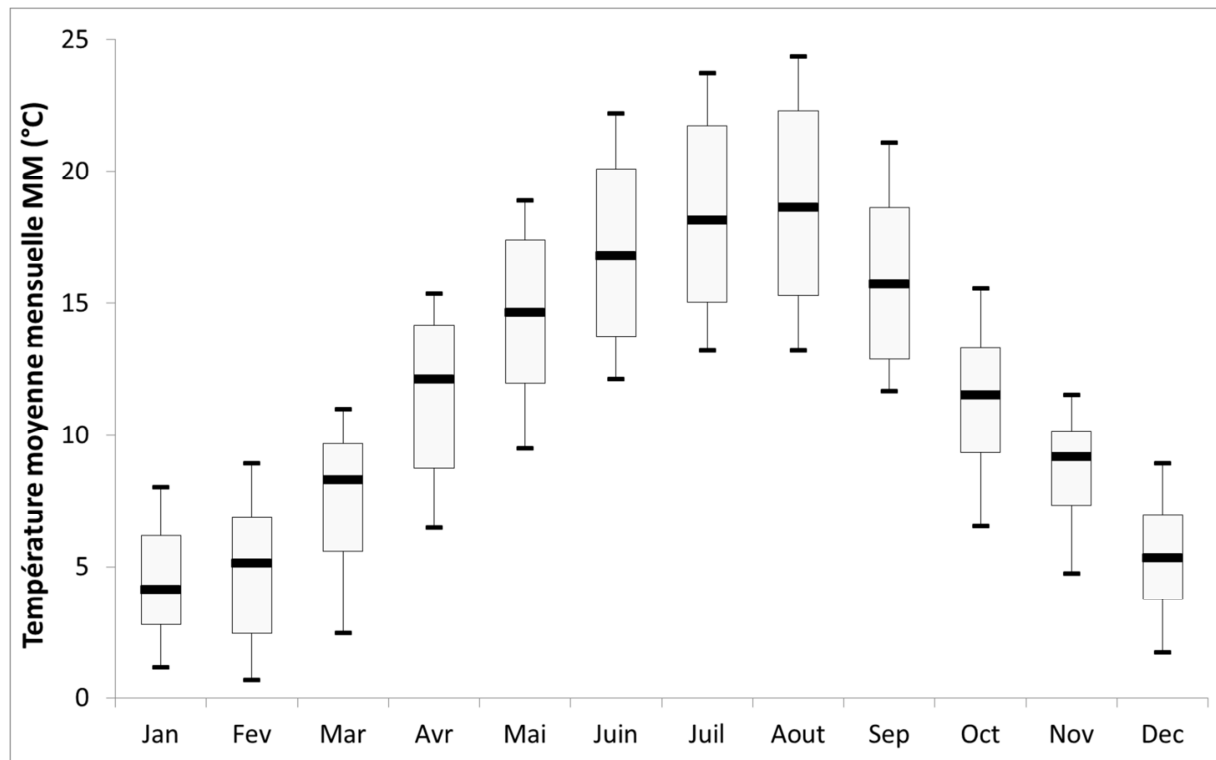


Figure 3.2. Evolution des températures moyennes mensuelles au cours de l'année sur la période 2008-2012

Les plus fortes températures mensuelles du mois le plus chaud (TwXM) sont principalement observées pour la Loire moyenne et aval et ses principaux affluents situés dans le bassin sédimentaire avec des valeurs dépassant 23°C (Fig. 3.3a). Les TwXM les plus faibles sont observées sur les petits et moyens cours d'eau (ordre < 4) répartis sur l'ensemble du bassin. La valeur médiane de TwXM est de 18.9°C (Fig. 3.3b). Des contrastes importants sont observés entre des stations avec une TwXM comprise entre 14°C (19VIE01) et 24.4°C (37CHE06).

Les valeurs les plus basses des températures mensuelles au mois le plus froid (TwNM) se situent principalement en amont du bassin de la Loire (ordre de Strahler compris entre 1 et 5 ; Fig. 3.3c). A l'inverse des TwXM, toutes les TwNM supérieures à 6°C sont mesurées sur des cours d'eau d'ordre de Strahler compris entre 2 et 4 et localisés dans le bassin sédimentaire, probablement sous influence des eaux souterraines. Les TwNM sont plus homogènes avec une valeur médiane de 3.4°C et 75% des valeurs inférieures à 4°C (Fig. 3.3d). Cependant des différences inter-stations de TwNM sont bien marquées et comprises entre 0.1°C (63DOR01) et 7.5°C (37ESV01).

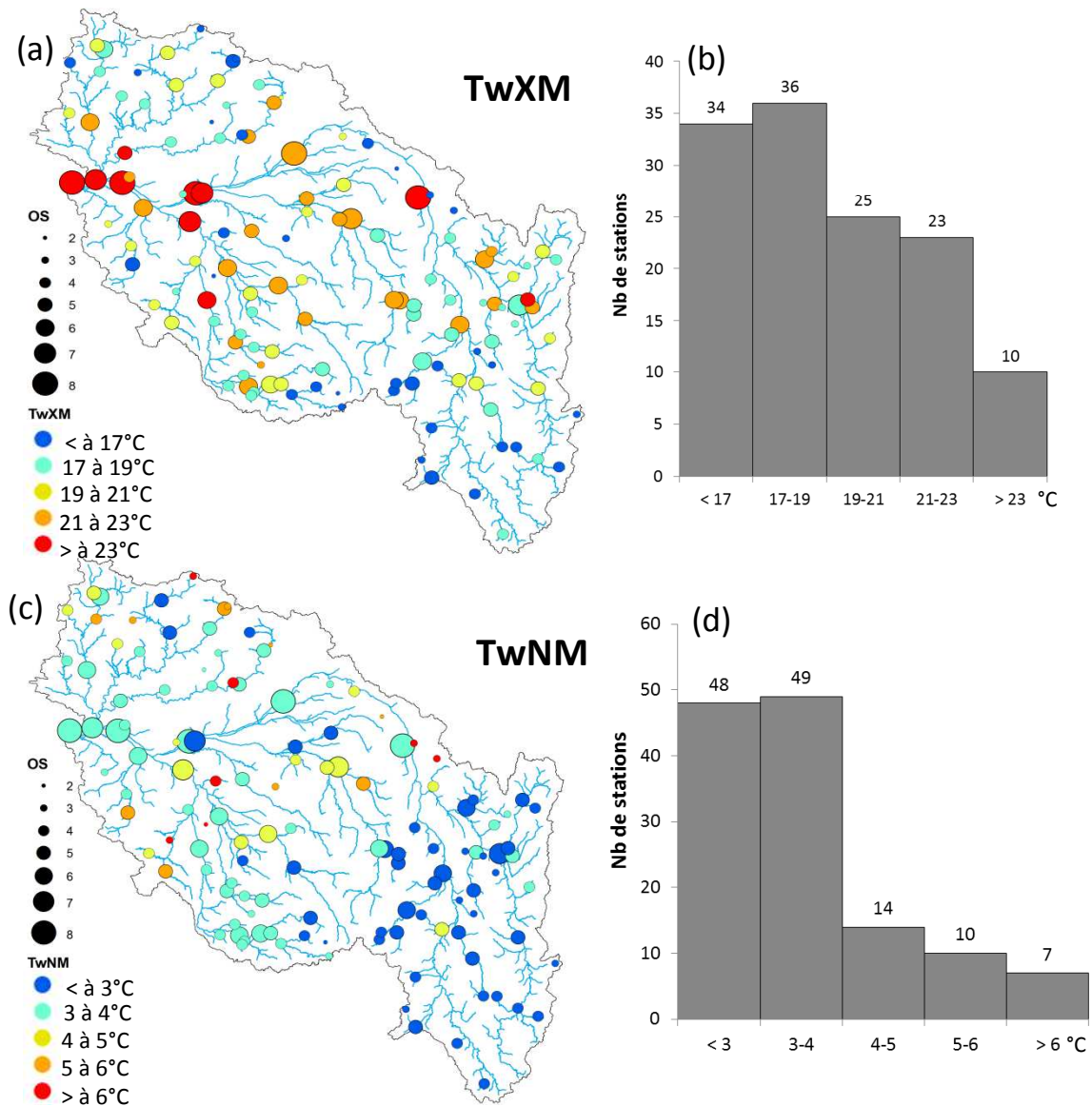


Figure 3.3. Représentation spatiale des températures de l’eau mensuelles au mois le plus chaud (TwXM) et au mois le plus froid (TwNM) sur le bassin de la Loire (a et c) et histogramme de distribution associé à ces deux métriques (b et d).

3.1.2. Différences des températures saisonnières eau-air

Au mois le plus chaud, la différence de température entre l’eau et l’air est très variable entre les stations avec une température de l’eau supérieure à celle de l’air pour 51 stations alors que 77 stations ont une TwXM supérieure à celle de l’air (valeur médiane = -0.9°C, min = -5.6°C, max = 4.1°C) (Fig. 3.4b). Les stations où la TwXM de l’eau est supérieure à plus de 1.5°C de celle de l’air sont localisées en majorité sur les grands cours d’eau du bassin sédimentaire qui ont une forte inertie thermique (Fig. 3.4b). A l’inverse les stations où la TwXM de l’eau est inférieure de plus de 2.5°C à celle de l’air sont localisées sur de petits et moyens cours d’eau (ordre de Strahler < 4) et sont à la fois réparties dans le Massif central et dans le bassin parisien, traduisant potentiellement une influence des apports d’eaux souterraines pour ces dernières. La TwNM de l’eau est supérieure à

celle de l'air sur l'ensemble des stations (valeur médiane = 2.6°C, min = 0.3°C, max = 6.8°C) (Fig. 3.4d). Les stations où les écarts sont les plus importants, sont situées dans la zone amont du Massif central où l'altitude est la plus élevée (TwNM de l'air < 0), où dans le bassin parisien pouvant s'expliquer par de probables apports d'eau souterraines (Fig. 3.4c).

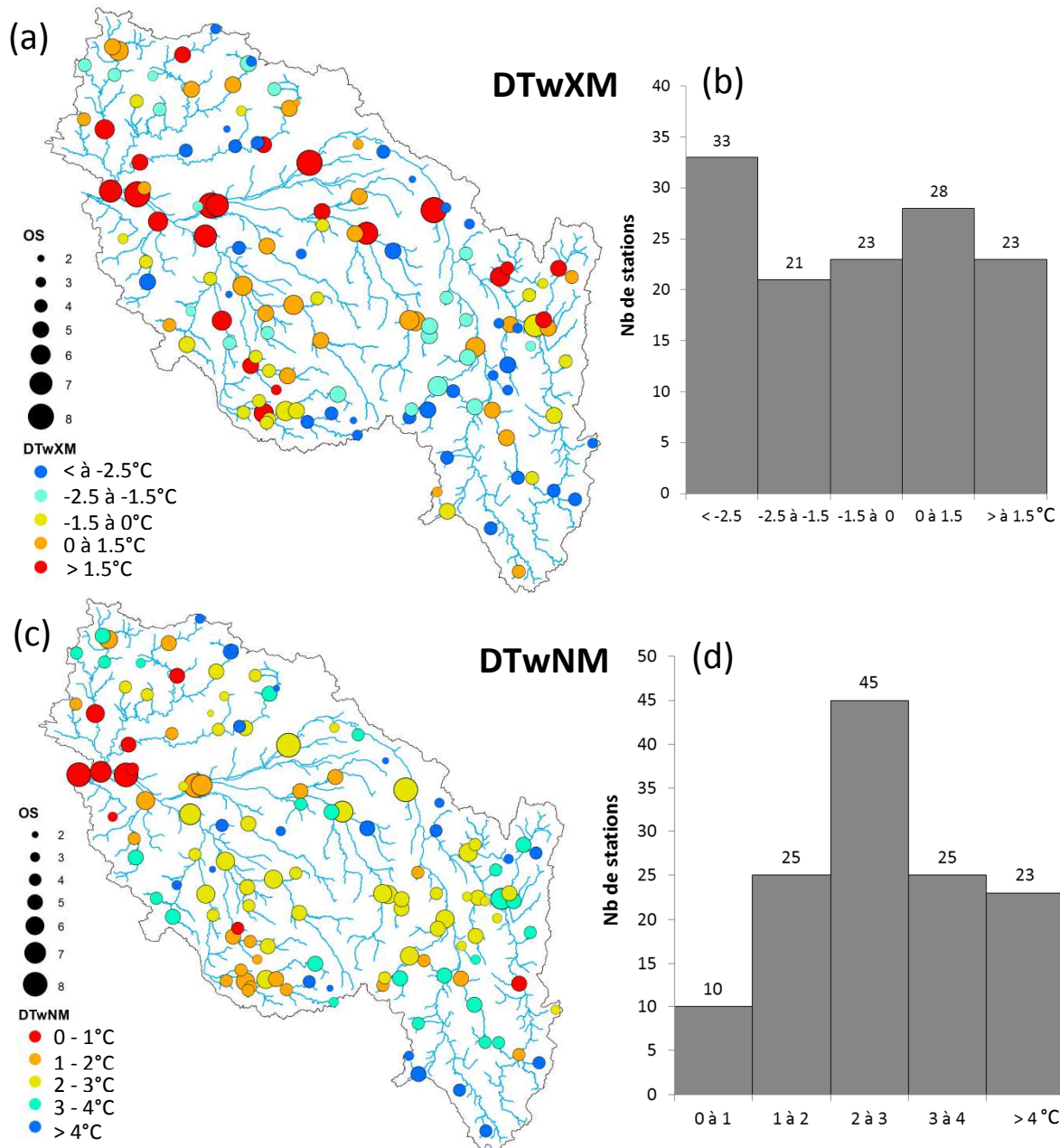


Figure 3.4. Représentation spatiale des différences de températures entre l'eau et l'air mensuelles au mois le plus chaud ($DTwXM = TwXM_{eau} - TwXM_{air}$) et au mois le plus froid ($DTwNM = TwNM_{eau} - TwNM_{air}$) sur le bassin de la Loire (a et c) et histogramme de distribution associé à ces deux métriques (b et d).

3.1.3. Amplitudes annuelles

L'amplitude annuelle des températures entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid (DTwM) est assez contrastée et comprise entre 13 et 19°C pour 70% des stations (valeur médiane = 15.6°C, min = 8.4°C, max = 21.4°C). Les DTwM les plus élevées sont localisées sur les grands cours d'eau, d'ordre supérieur à 6, où l'amplitude annuelle de la température de l'eau a tendance à se rapprocher de celle de la température de l'air (Fig. 3.5a). Les DTwM les plus faibles sont observées sur des petits et moyens cours d'eau répartis sur l'ensemble du bassin.

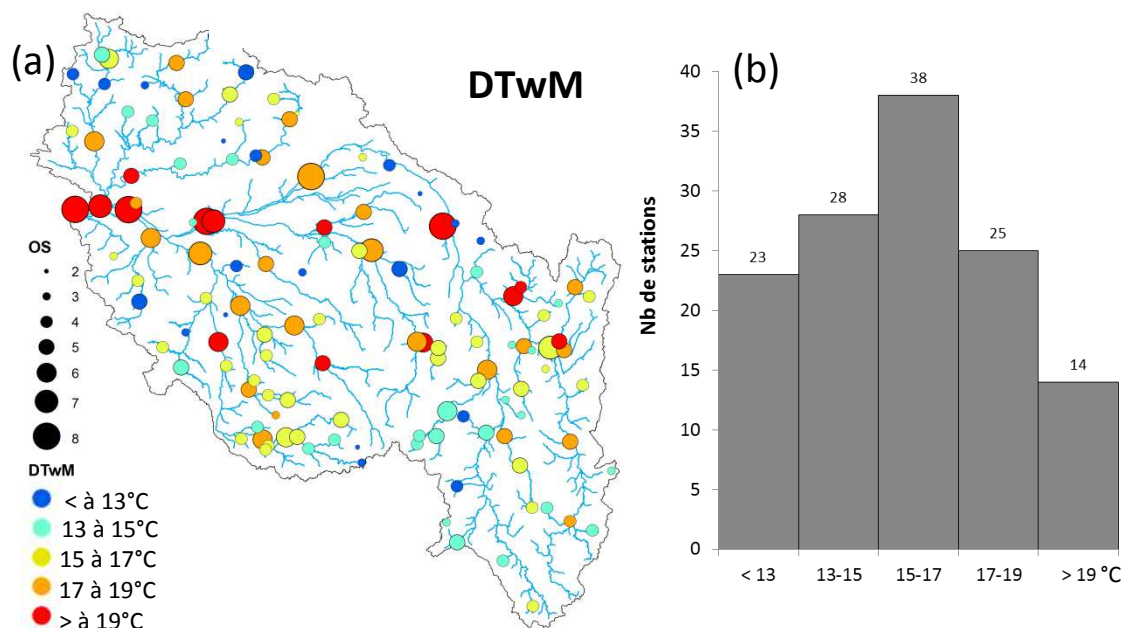


Figure 3.5. Représentation spatiale l'amplitude annuelle de la température de l'eau entre le mois le plus froid et le mois le plus chaud (DTwM) sur le bassin de la Loire (a) et histogramme de distribution (b).

3.1.4. Valeurs maximales sur 7 jours

Le maximum de la moyenne glissante sur 7 jours (TwX7J) constitue un bon indicateur des vagues de chaleur. Les valeurs maximales de TwX7J se retrouvent en période estivale sur les grands cours d'eau situés dans le bassin sédimentaire (Fig. 3.6a). Il existe une grande disparité entre les stations où TwX7J est comprises entre 15.1°C (61COR01) et 27°C (37CHE06) (Fig. 3.6a). Les valeurs les plus faibles sont observées sur des petits et moyens cours d'eau qui sont réparties sur l'ensemble du bassin. La médiane de ces valeurs extrêmes est de 22°C (Fig. 3.6b).

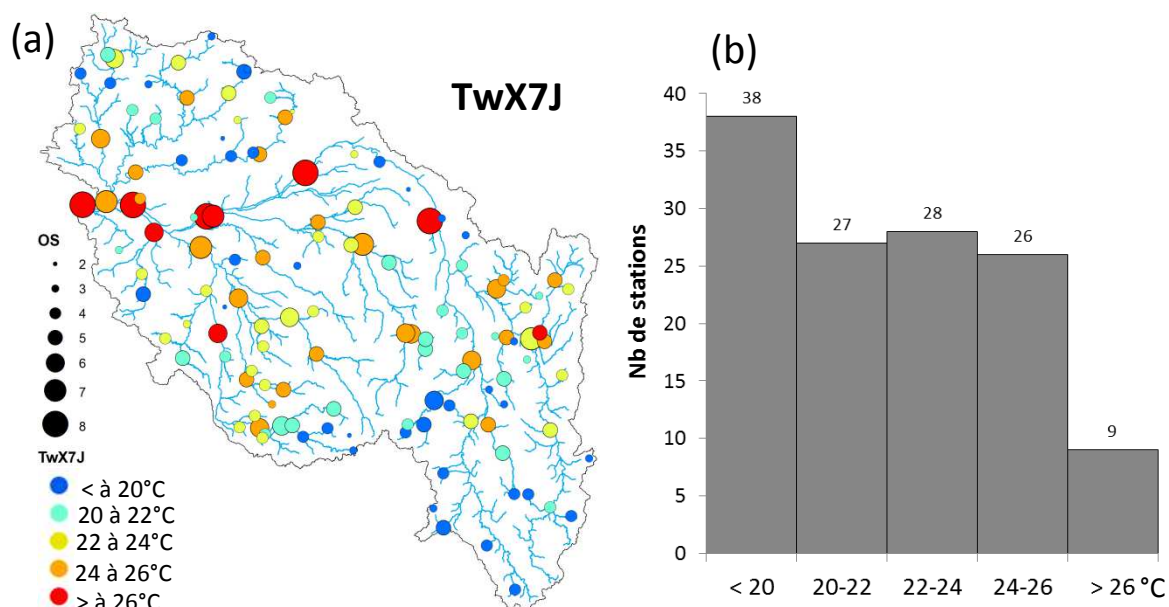


Figure 3.6. Représentation spatiale des températures moyennes maximales sur 7 jours (TwX7J) sur le bassin de la Loire (a) et histogramme de distribution (b).

3.1.5. Variations diurnes

Les variations diurnes moyennes pendant le mois le plus chaud (DTw24H) sont comprises entre 1 et 3°C pour 80% des stations (médiane = 2.2°C) (Fig. 3.7b). Les plus faibles DTw24H (< à 1°C) sont situées dans le bassin sédimentaire et concernent des cours d'eau de tailles différentes probablement influencés par les apports d'eaux souterraines ou par l'ombrage (Fig. 3.7a). Des disparités importantes de DTw24H sont observées entre les stations avec des valeurs comprises entre 0.6°C (86CLA01) et 8.3°C (15ALL01).

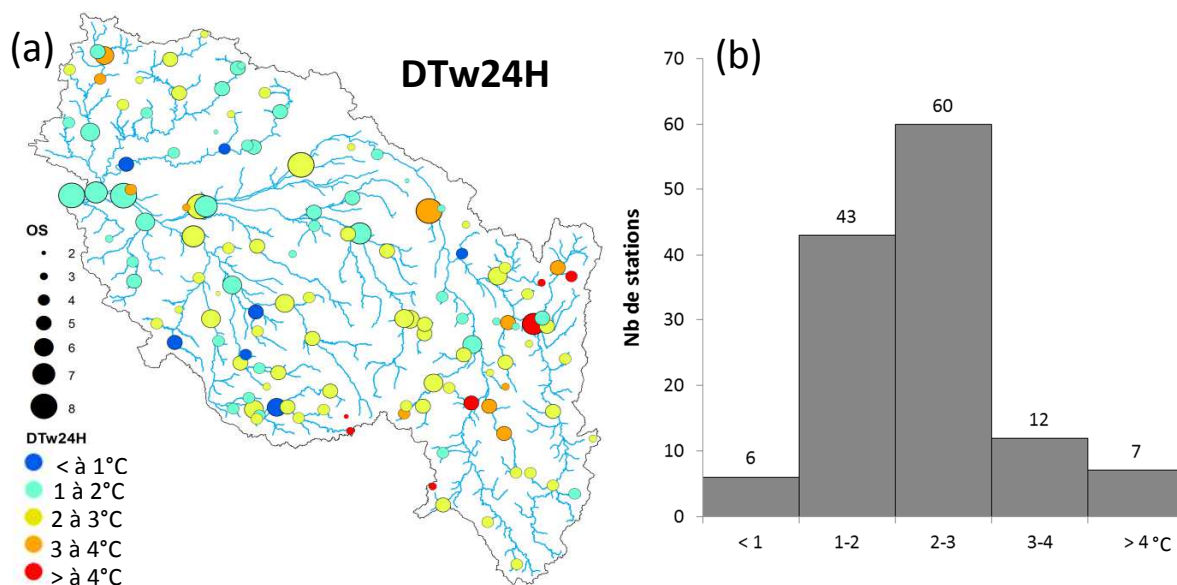


Figure 3.7. Représentation spatiale des variations diurnes moyennes pendant le mois le plus chaud (DTw24H) sur le bassin de la Loire (a) et histogramme de distribution (b).

3.1.6. Evolution longitudinale des valeurs maximales sur 7 jours : Loire et Vienne

L'évolution longitudinale de la température hebdomadaire maximale (TwX7J) a pu être étudiée sur la Loire et la Vienne où 6 stations sont disponibles avec suffisamment de données (Fig. 3.8). Cette métrique a été choisie car elle présente un gradient longitudinal important. La température maximale a tendance à augmenter avec la distance à la source. Ceci peut s'expliquer par le fait que le contrôle du régime thermique par les conditions amont diminue quand on s'éloigne de la source. Plus cette distance augmente et plus la température est influencée par les conditions atmosphériques. Pour la Vienne, la TwX7J est de 17.4°C à 6 km de sa source alors qu'il est de 24.2°C après 140 km soit 6.8°C de plus (Fig. 3.8a). Caissie (2006) explique que les amplitudes diurnes sont généralement faibles à proximité des sources amont. Ce n'est pas le cas sur la Vienne où l'amplitude diurne moyenne au mois le plus chaud (DTw24H) est élevée à la station la plus proche de sa source (point kilométrique amont = 4.7 km). On peut supposer qu'en période estivale la profondeur d'eau est faible et une distance de 4.7 km serait suffisante pour que l'eau s'équilibre avec les conditions atmosphériques (Fig. 3.7b). On constate que le DTw24H amorce une décroissance après une distance depuis la source supérieure à 290 km et la confluence avec le Clain et la Creuse. Sur la Loire on observe une augmentation de la TwX7J de 21.7°C à 340km de sa source à 26.3°C à 500km après le bec d'Allier. Cette augmentation pourrait être due à l'influence d'un mélange des eaux avec l'Allier suite à leur confluence (460km depuis la source) mais la Loire amont et l'Allier traversent des bassins versants ayant des caractéristiques similaires. La morphologie de la Loire change après sa confluence avec l'Allier (Latapie, 2011) ce qui pourrait également expliquer l'augmentation de la TwX7J. On constate une augmentation de la TwX7J de 25.8°C à 26.5°C après le bec du Cher, suivi d'un refroidissement suite à la confluence avec la Vienne à 25.8°C. Enfin, suite à la confluence avec la Maine, la TwX7J augmente à 26.3°C. Sur la Vienne, les TwX7J augmentent jusqu'à 25.3°C (distance depuis la source > 250 km) puis diminuent à 23.9°C suite à la confluence avec le Clain et la Creuse. On peut donc remarquer qu'après une distance importante depuis la source, les TwX7J semblent très influencées par les apports des affluents. Cependant la température diminue de 26.3°C à 25.8°C entre 500 et 680 km depuis sa source où il n'y a aucune confluence avec un affluent majeur. Cette zone correspond au passage du fleuve dans les calcaires de la Beauce et cette diminution pourrait ainsi être due aux apports des eaux souterraines provenant de la nappe de Beauce mis en évidence au point kilométrique 635 km d'après l'imagerie infrarouge thermique satellite Landsat (Moatar et Gaillard, 2006 ; Binet *et al.*, 2011; Lalot *et al.*, submitted). En parallèle, on constate que le DTw24H décroît entre le point kilométrique amont 340 et 680 km depuis la source. Il y a une légère augmentation après la confluence avec le Cher au pk amont 770 km. Sur l'ensemble du profil, on observe une diminution de DTw24H qui passe de 4.5°C (pk amont = 340 km) à 1.5°C

(pk amont = 890 km). Caissie (2006) a montré que l'amplitude diurne est maximale pour des ordres 3 ou 4 puis elle diminue sur des rivières de plus grande taille car la profondeur est plus importante ce qui augmente leur inertie thermique. Les variations d'amplitude journalière au mois le plus chaud sont plus importantes sur la Loire que sur la Vienne lors de leur confluence. L'ombrage issu de la ripisylve ou les apports d'eaux souterraines plus importants sur la Vienne peuvent expliquer ces écarts de DTw24H.

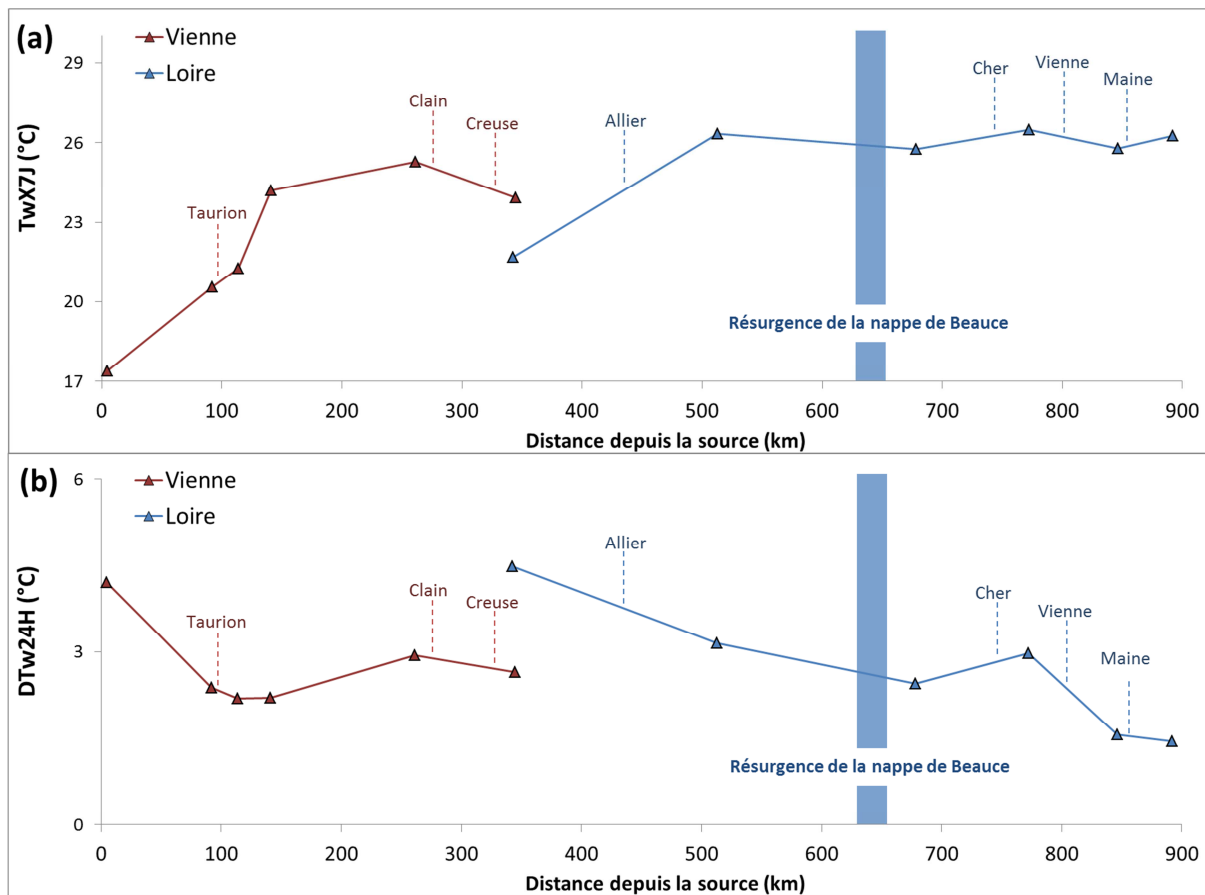


Figure 3.8. Evolution longitudinale de la température hebdomadaire maximale au mois le plus chaud TwX7J (a) et de l'amplitude journalière au mois le plus chaud DTw24H (b) sur la Vienne et sur la Loire avec précision des confluences avec leurs principaux affluents et de la zone de résurgence de la nappe de Beauce (Lalot *et al.*, submitted).

3.2. Identification des stations influencées par les eaux souterraines

3.2.1 Identification des stations par classification ascendante hiérarchique

Une analyse de la matrice de corrélation de Pearson a été effectuée en introduisant seulement 4 métriques de température parmi les 7 décrites dans la section précédente (Tab. 2.6) : les amplitudes annuelles des températures ($DTwM = TwXM - TwNM$), la température mensuelle du mois le plus chaud ($TwXM$), les variations diurnes moyennes pendant le mois le plus chaud ($DTw24H$) et la température mensuelle du mois le plus froid ($TwNM$). La matrice des corrélations (Tab. 3.1) a montré

3. Classification des stations

une forte corrélation positive entre TwXM et DTwM ce qui est normal car $DTwM = TwXM - TwNM$. L'amplitude est plus influencée par TwXM ($R = 0.89$) que par TwNM ($R = -0.47$). Les autres métriques ne sont que très peu corrélées entre elles et peuvent donc être conservées pour la classification ascendante hiérarchique.

Variables	TwXM	DTw24H	TwNM	DTwM
TwXM	1	-0.16	-0.02	0.89
DTw24H	-0.16	1	-0.27	-0.02
TwNM	-0.02	-0.27	1	-0.47
DTwM	0.89	-0.02	-0.47	1

Tableau 3.1. Matrice de corrélation de Pearson sur les métriques utilisées pour la classification.

La classification ascendante hiérarchique (CAH) basée sur la distance euclidienne selon la méthode de Ward, a pu mettre en évidence trois groupes de stations. La distance intra-classe (30% de la variance) calculée est bien inférieure à la distance inter-classes représentant 70% de la variance.

Classe	Nombre de stations	TwXM	DTw24H	TwNM	DTwM
1	40	22.0	2.1	3.2	18.7
2	71	18.1	2.6	3.1	14.9
3	17	15.6	1.8	5.3	10.3

Tableau 3.2. Barycentres des métriques calculées pour chaque classe de stations définie par CAH.

Le premier groupe de 40 stations est caractérisé par une amplitude thermique annuelle très élevée ($DTwM = 18.7^{\circ}\text{C}$) et par la température mensuelle en juillet ou août la plus forte ($TwXM = 22^{\circ}\text{C}$) indiquant probablement des stations sous contrôle météorologique (Tab. 3.2). La température mensuelle en janvier ou février est la plus faible ($TwNM = 3.2^{\circ}\text{C}$). Les stations représentées dans ce groupe sont localisées sur des grands cours d'eau avec 80% des stations localisées sur des rivières d'ordre supérieurs à 4 ce qui peut expliquer la plus faible amplitude diurne pendant le mois le plus chaud ($DTw24H = 2.1^{\circ}\text{C}$).

Le troisième groupe de 17 stations est caractérisé par les amplitudes thermiques annuelles et les températures mensuelles estivales les plus faibles ($DTwM = 10.3^{\circ}\text{C}$; $TwXM = 15.6^{\circ}\text{C}$) (Tab. 3.2). Par rapport aux cours d'eau des groupes 1 et 2, la TwNM est beaucoup plus chaude (5.3°C). Les régimes thermiques des cours d'eau avec une faible DTwM sont caractéristiques des régimes contrôlés par les apports de nappes. En effet, les apports de nappe ont une température peu variable au cours de l'année et proche de la température annuelle de l'air (Todd, 1980). Ces apports refroidissent les cours d'eau en été et les réchauffent en hiver. L'amplitude diurne légèrement plus faible des cours d'eau semble confirmer cette hypothèse ($DTw24H = 1.8^{\circ}\text{C}$). Généralement les variations diurnes sont faibles à proximité des sources où les régimes thermiques sont contrôlés par les apports de nappes (Caissie, 2006). Plus la distance depuis l'amont est importante et plus les variations diurnes

augmentent du fait que le cours d'eau est davantage exposé aux conditions météorologiques en l'absence d'apports souterrains.

Le deuxième groupe est constitué de 71 stations ayant une DTWM intermédiaire de 14.9°C et avec une TwNM égale à 3.1°C et une TwXM de 18.1°C (Tab. 3.2). La DTWM et la TwXM sont bien inférieures à celles du groupe 1, cependant la TwNM (=3.3°C) reste similaire. Les températures plus froides en été peuvent s'expliquer en partie par le fait que les cours d'eau constituant ce groupe sont de plus petites tailles avec 70% des stations ayant un ordre de Strahler inférieur à 5, ce qui explique également une DTW24H légèrement plus élevée que pour le groupe précédent (MD24h=2.3°C). Cependant l'ombrage ou une alimentation par les eaux souterraines pourraient également expliquer une baisse de la température de l'eau pendant le mois le plus chaud. On peut également faire l'hypothèse que les régimes thermiques de ces stations n'ont pas un seul facteur de contrôle prépondérant mais ils sont la résultante de plusieurs facteurs pouvant intervenir à différentes époques de l'année. Avec ces seules métriques il n'est pas possible d'identifier un facteur de contrôle prépondérant pour l'ensemble des stations classées dans ce groupe et c'est pourquoi les régimes thermiques seront qualifiés d'influences mixtes.

3.2.2 Identification des stations sur la base de la relation température de l'eau - température de l'air

Les températures de l'air (T_a7j) et de l'eau (T_w7j) mesurées aux stations ont été moyennées sur 7 jours, puis une régression linéaire est réalisée entre ces deux variables. Le coefficient de détermination (R^2) est supérieur 0.93 pour 90% des stations et le plus faible R^2 est de 0.8. Les premiers résultats mettent en évidence trois types de stations. Dans le premier cas (Fig. 3.9a), la pente de la droite de régression est proche de 1 et l'ordonnée à l'origine est faible, ce qui montre que les températures de l'eau suivent globalement les mêmes tendances que celles de l'air. Dans les cas 2 (Fig. 3.9c), la pente des droites sont de l'ordre de 0,7 à 0,8 et la température maximale est sensiblement plus faible que celle de l'air. Ce comportement laisse notamment supposer une alimentation des cours d'eau par les eaux souterraines accentuée en période estivale ou un fonctionnement lié à l'ombre projetée par la végétation rivulaire. Enfin, dans le troisième cas, le coefficient directeur de la droite est faible et inférieur à 0.6 (Fig. 3.9b) et une ordonnée à l'origine de 6.8. Ces valeurs sont très proches de celles calculées par O'Driscoll et DeWalle (2006) et indiquent un régime thermique fortement influencé par les apports d'eaux souterraines. En effet, les températures élevées observées en hiver (faibles T_a7j pour de « fortes » T_w7j), et le comportement inverse observé en été sont caractéristiques d'un régime thermique impacté par les apports de nappes.

3. Classification des stations

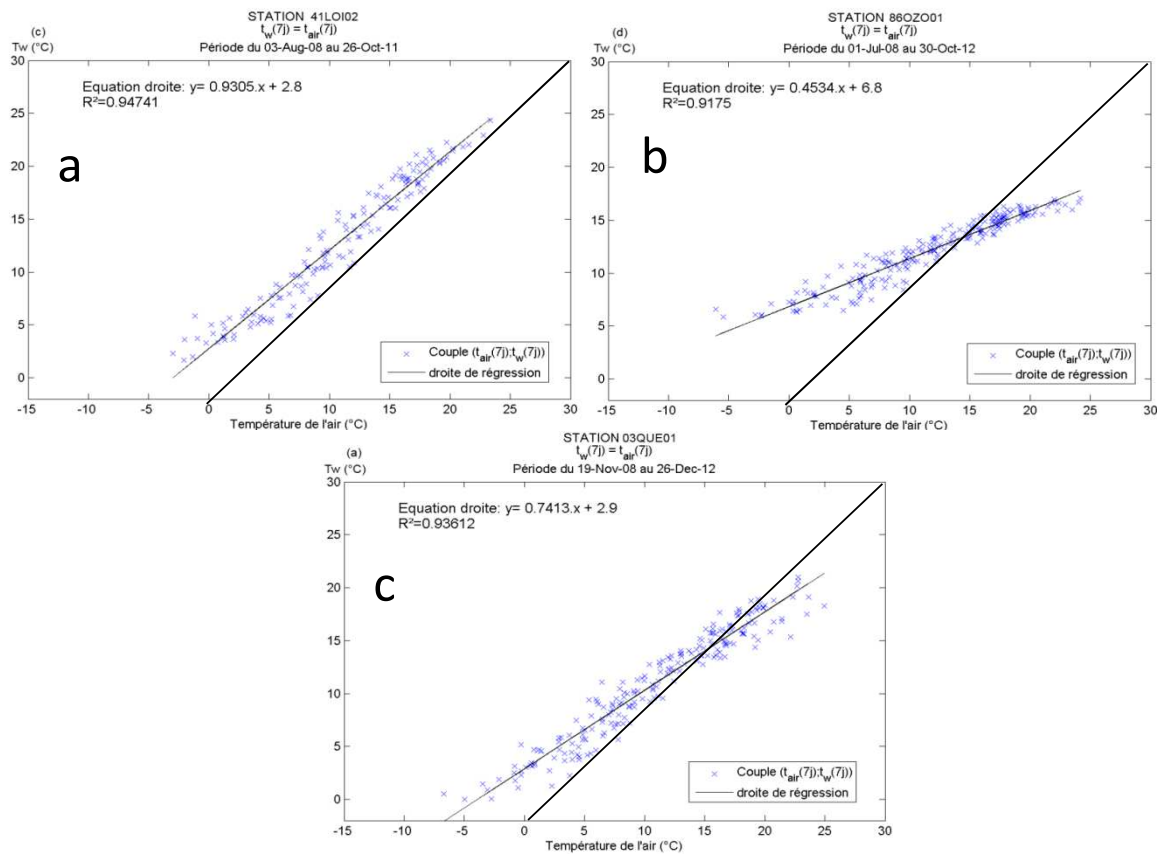


Figure 3.9. Températures hebdomadaires de l'eau représentées en fonction des températures hebdomadaires de l'air avec les régressions linéaires associées présentant : (a) coefficient directeur "fort", (b) un coefficient directeur "faible" et (c) un coefficient directeur "faible".

Dans le but d'estimer la contribution des débits provenant des nappes pour l'ensemble des stations, la méthode de O'Driscoll et DeWalle (2006) prévoit de définir la station la moins influencée par les apports de nappe, c'est-à-dire celle qui est située à l'extrémité inférieure droite (Fig. 3.10). Cette station a été définie comme étant la Loire aval à Saint-Mathurin (49LOE05) et on considère que les apports provenant des eaux souterraines sont de 0%. Un modèle de mélange a ensuite été appliqué sur cette station en réappliquant l'équation de mélange donnée dans la section 2.3.2 (Eq. 2.1) et en faisant varier les apports de nappe entre 0 et 100% avec un incrément de 10%. Une nouvelle droite de régression a ainsi pu être reportée sur le graphique (Fig. 3.10) ce qui permet d'avoir une estimation de la proportion des apports de nappe au niveau autres stations.

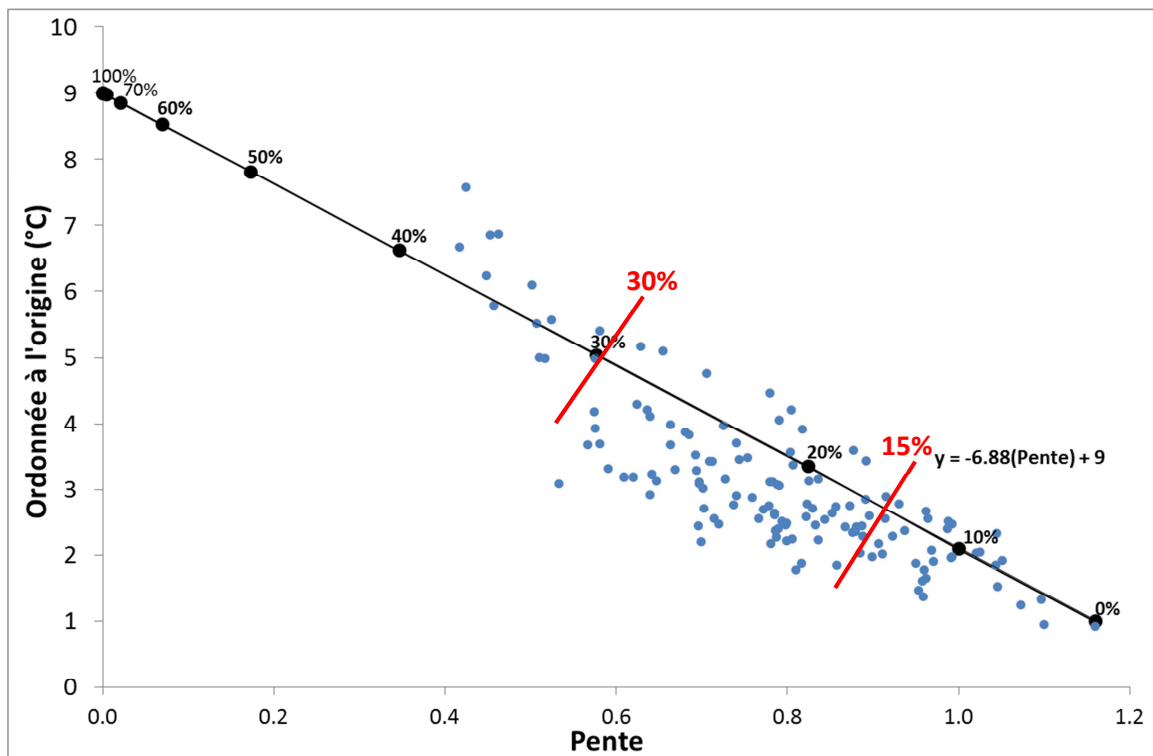


Figure 3.10. Représentation des paramètres des régressions linéaires (ordonnées à l'origine et pentes) entre Tw7J et Ta7J des 128 stations et de la droite théorique calculée à partir du modèle de mélange appliqué à la station de la Loire aval à Saint-Mathurin.

L'analyse des deux paramètres (pentés et ordonnées à l'origine) des régressions Tw7J- Ta7J permet de mettre en évidence les stations dont le régime thermique est majoritairement influencé par les eaux souterraines. Il s'agit des stations caractérisées par des pentés faibles et une ordonnée à l'origine élevée. Ainsi, on distingue 14 stations où les bornes placées sur la droite de régression indiquent des apports en débits de nappes compris entre 30% et 40%. La portion des pentés et ordonnées situées dans la plage supérieure à 30% n'est pas linéaire ce qui peut être expliqué par une température de nappe différentes mesurées à ces stations.

Dans le coin inférieur droit on observe des stations dont la température de l'eau est la plus proche de celle de l'air dont les régressions sont caractérisées par de fortes pentés et une ordonnée à l'origine

3. Classification des stations

faible (Fig. 3.10). Ces stations sont potentiellement les moins alimentées par les apports de nappe et donc les températures de l'eau sont les plus proches de la température de l'air. On distingue notamment 20 stations ayant des apports de nappe contribuant à moins de 15% au débit total à la station.

3.2.3 Mise en commun des résultats

Grâce à la classification ascendante hiérarchique (CAH), 3 classes de stations ont pu être mises en évidence : une première classe (40 stations) avec des régimes thermiques influencés par les conditions atmosphériques, une deuxième classe (71 stations) ayant une influence mixte et une troisième (17 stations) sous influence des eaux souterraines. Ces groupes de stations ont été reportés sur les résultats des relations Tw-Ta détaillées dans la section précédente (Section 3.2.2).

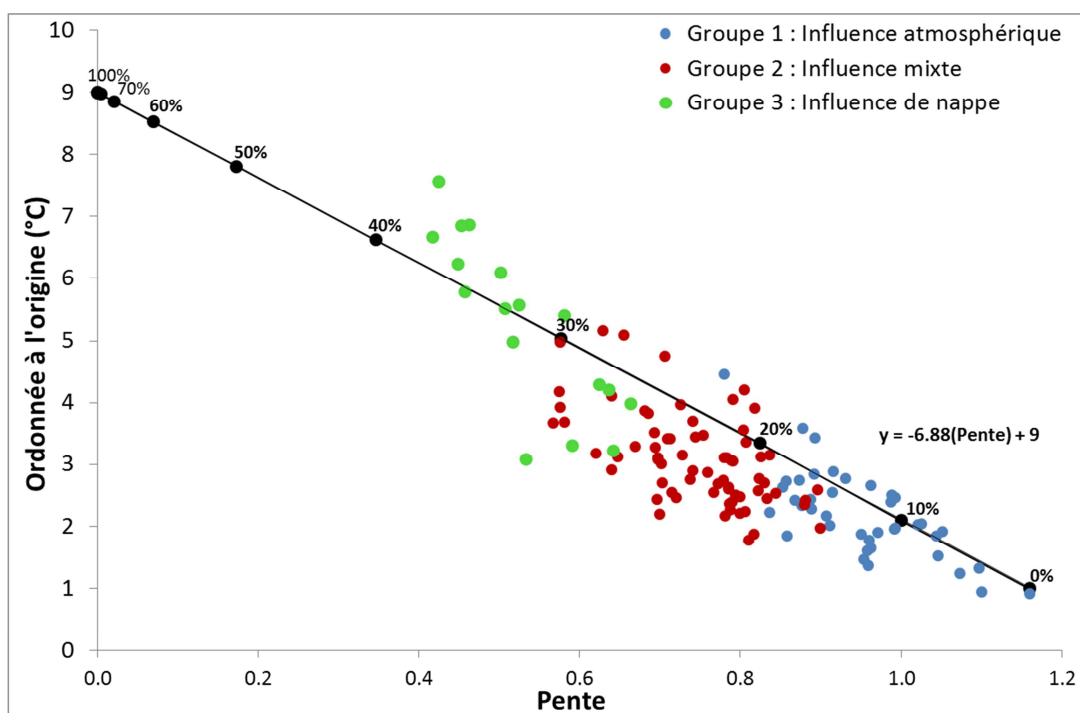


Figure 3.11. Représentation des résultats obtenus par régressions linéaires effectuées aux 128 stations sur les relations entre les températures de l'air et de l'eau hebdomadaires.

La méthode d'Odriscoll et DeWalle (2006) a permis de mettre en évidence d'une part 14 stations dont la contribution des apports de nappe au débit du cours d'eau est estimée comme supérieure à 30%. On peut voir que 11 de ces stations avaient été identifiées comme étant d'influence de nappe (groupe 3) suite à la CAH (Fig. 3.11). Les régimes thermiques de ces stations ont été identifiés selon ces deux méthodes comme étant fortement contrôlés par les apports d'eaux souterraines. Ces 11 stations constituent donc le premier groupe de stations identifiées dont le régime thermique est contrôlé par les apports d'eaux souterraines. Le tableau 3.3 regroupe les principales caractéristiques de ces stations.

Localisation	Code Station	Pente	Tw7J	R ²	TwXM	DTw7J	TwNM	DTwM
BP	41BOU01	0.4	6.7	0.96	15.0	1.7	7.0	8.0
BP	37ESV01	0.4	7.6	0.97	16.0	2.3	7.5	8.4
BP	61SAR01	0.4	6.2	0.98	14.4	2.4	6.0	8.4
BP	86ZO01	0.5	6.8	0.96	16.0	2.1	6.9	9.1
BP	61COR01	0.5	5.8	0.95	14.2	1.3	5.5	8.7
BP	58NOH01	0.5	6.9	0.99	16.5	1.6	7.2	9.3
BP	58NIE01	0.5	6.1	0.99	16.0	2.3	6.1	9.9
BP	36NAH01	0.5	5.5	0.98	15.7	1.3	5.1	10.6
BP	79THO01	0.5	5.0	0.97	15.4	1.8	5.3	10.0
BP	45NOT01	0.5	5.6	0.98	15.7	1.5	5.2	10.5
BP	61HUI01	0.6	5.4	0.95	16.9	1.1	5.4	11.4

Tableau 3.3. Métriques calculées aux stations identifiées avec le régime thermique le plus influencé par les apports d'eaux souterraines.

La CAH avait permis de classer dans le groupe 1, 40 stations qui avaient une forte TwXM et une DTwM importante. Les stations de ce groupe sont placées dans le coin inférieur droit de la figure 3.11. Le régime thermique de ces stations peut donc être identifié comme étant sous l'influence des conditions atmosphériques. Les régimes thermiques de ces stations sont caractérisés par des températures fortes en été, faibles en hiver et proches de la température de l'air. La proportion de débit provenant des nappes serait inférieure à 15% environ.

Le groupe 2 est caractérisé par des pentes de régression moyennes et des ordonnées à l'origine intermédiaires. Les apports de nappe contribueraient entre 15 et 30% aux débits de ces cours d'eau. Cependant lors de la CAH, la TwNM est similaire entre le groupe 2 et le groupe 1 ce qui signifie qu'en hiver les influences de nappes ne permettent pas d'augmenter significativement la température de ces stations. D'autres facteurs de contrôle, telle que l'ombre projetée par la végétation rivulaire, peuvent influencer ces stations et contribuer à diminuer les TwXM en juillet et août et l'amplitude annuelle (DTwM). Les régimes thermiques des stations de ce groupe sont donc considérés comme résultant d'influences mixtes que nous tenterons d'identifier dans la section suivante.

D'autre part, l'écart moyen des températures mensuelles à la moyenne de chacun de ces trois groupes est représenté sur la figure 3.12. On peut distinguer des amplitudes annuelles sensiblement différentes suivant le facteur de contrôle majeur du régime thermique des stations.

3. Classification des stations

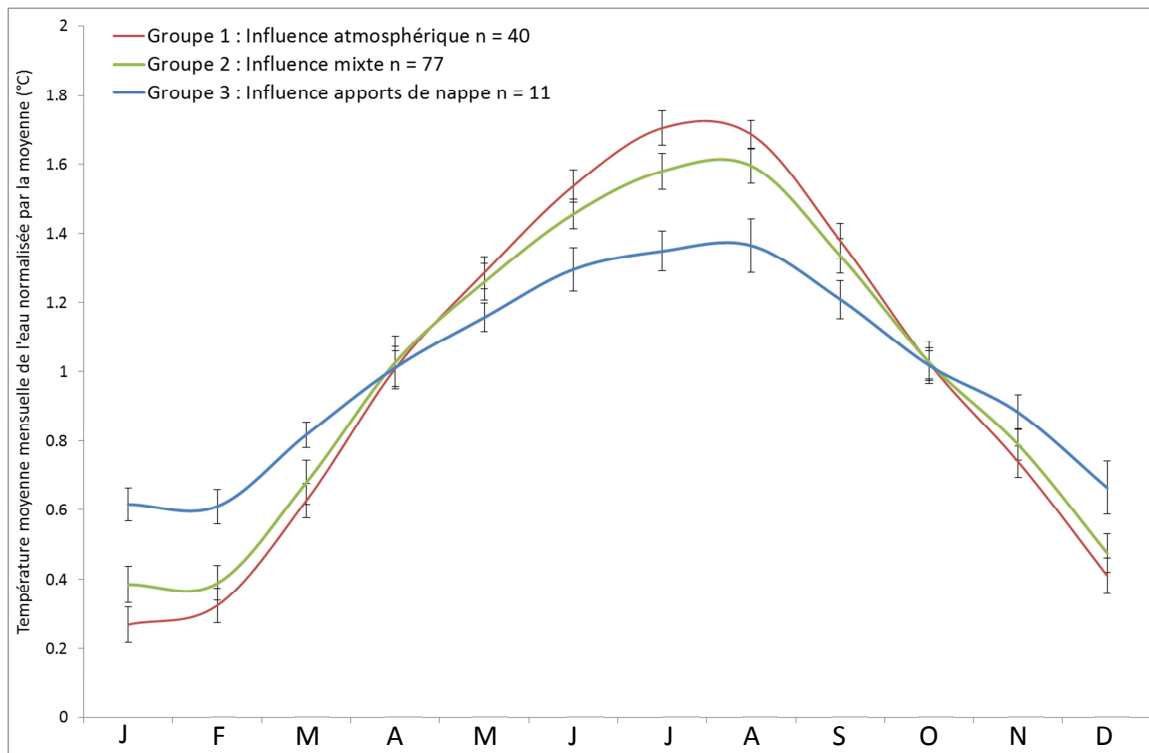


Figure 3.12. Température de l'eau moyenne mensuelle normalisée par la moyenne pour les trois groupes de stations identifiés. Les barres d'erreur représentent 1 fois l'écart-type de chaque série.

3.3. Identification des stations influencées par l'ombrage

3.3.1 Analyse spatiale du coefficient d'ombrage

Afin d'identifier les stations influencées par l'ombrage issu de la végétation rivulaire, nous avons caractérisé ici un coefficient d'ombrage (SF) calculé au pas de temps horaire qui est fonction de plusieurs facteurs : la hauteur et le taux de recouvrement de la végétation rivulaire, l'orientation du tronçon dans le plan horizontal, et la position relative du soleil et la surface du tronçon (Section 2.5.4). Le taux de recouvrement de la végétation rivulaire utilisé dans cette méthode est celui que nous avons numérisé manuellement via des orthophotographies qui permettent de différencier le recouvrement en rive gauche et en rive droite (Section 2.4.5.1). Dans le but de comparer l'ombrage entre les différentes stations, nous avons moyenné le coefficient d'ombrage horaire entre 7h et 21h entre juin et août. Le coefficient d'ombrage déterminé est important sur les cours d'eau d'ordre 2 à 4 puis il diminue pour les grands cours d'eau ($SF < 30\%$; Fig. 3.13). Cela s'explique notamment par la largeur des cours d'eau. En effet, malgré la présence importante de ripisylve sur leurs berges, ces cours d'eau étant très larges, la surface d'ombre projetée sur la rivière devient négligeable par rapport à la surface totale. De ce fait l'ombrage n'aura qu'un effet très limité sur le régime thermique des cours d'eau d'ordre supérieur à 6.

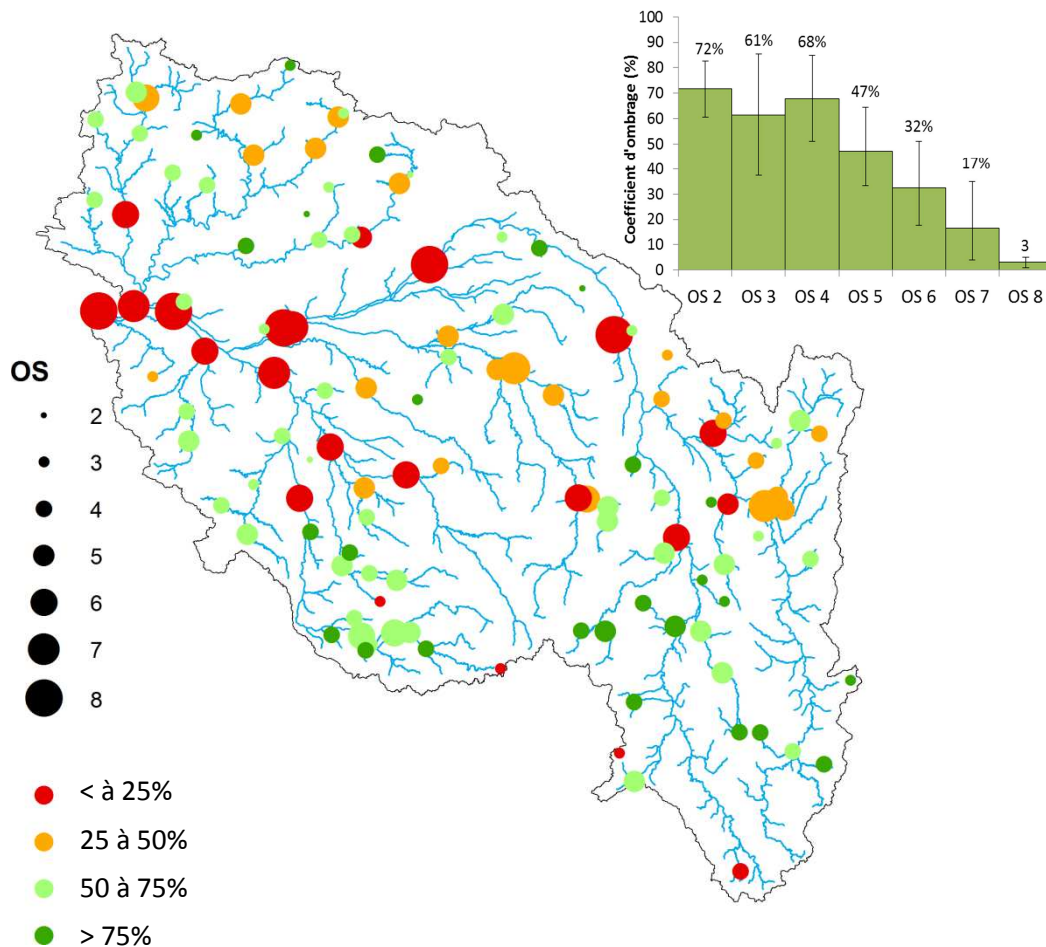


Figure 3.13. Coefficients d'ombrage moyennés en été entre 7h et 21h sur l'ensemble des tronçons situés jusqu'à 5 km en amont de chaque station RNT représentation de l'ombrage moyen par ordre de Strahler.

3.3.2 Identification des stations influencées par l'ombrage

Afin d'identifier les cours d'eau dont la température est spécifiquement influencée par l'ombrage issu de la végétation rivulaire, nous avons étudié le coefficient d'ombrage (SF) des stations de chaque groupe établi préalablement (Section 3.2).

3.3.2.1 Ombrage des stations influencées par les conditions atmosphériques

Le régime thermique des 40 stations du groupe 1 avait été identifié comme étant influencé par les conditions atmosphériques. Dans ce groupe, 24 stations ont un coefficient d'ombrage inférieur à 30% alors que seulement 3 stations ont un coefficient d'ombrage supérieur à 70% (Tab. 3.4). On peut voir que la TwXM est plus importante aux stations dont le coefficient d'ombrage est inférieur à 30% (22.6°C) qu'aux les stations plus ombragées (21°C). En revanche la TwNM est similaire pour tout type d'ombrage ce qui reste cohérent car l'indice foliaire est maximum en été ce qui implique une influence maximale en période estivale. Les températures maximales des moyennes sur 7 jours (TwX7J) sont bien supérieures pour les cours d'eau moins ombragés (TwX7J = 25.8°C) que sur ceux

3. Classification des stations

avec davantage d'ombrage (24.2 et 24.4°C). On peut noter que le DtW24H est le plus faible (2°C) sur les cours d'eau moins ombragés alors que les variations diurnes sont habituellement plus réduites sur les cours d'eau ayant un fort ombrage. Cela peut s'expliquer par le fait que les cours d'eau sans ombrage de ce groupe sont formés par des grands cours d'eau ayant un ordre de Strahler supérieur à 6 et, du fait de leur profondeur plus importante, cela conduit à réduire le DTw24H.

Les 24 stations ayant un coefficient d'ombrage inférieur à 30% sont donc regroupées dans **sous-groupe 1a** correspondant aux régimes thermiques **influencés uniquement par les conditions atmosphériques**. On remarque que les métriques des cours d'eau ayant un fort coefficient d'ombrage ($SF > 70\%$) ou un coefficient moyen ($30\% < SF < 70\%$) sont très similaires. C'est pourquoi nous avons classé ces 16 stations dans deuxième **sous-groupe 1b** dont la température est **influencée par les conditions atmosphérique et par l'ombrage**.

SF	Nb de stations	TwXM	TwNM	DTwM	TwX7J	DTw24H	Groupe
< 30%	24	22.6	3.4	19.2	25.8	2.0	1a
30 à 70%	13	21.1	3.0	18.2	24.4	2.3	1b
> 70%	3	21.0	3.2	17.8	24.2	2.4	

Tableau 3.4. Métriques de températures moyennées pour les stations du groupe 1 influencées par les conditions atmosphériques et regroupés en fonction de leur coefficient d'ombrage (SF).

3.3.2.2 Ombrage des stations d'influences mixtes

Ce groupe est désormais composé de 76 stations dont on a pu estimer une alimentation par les eaux souterraines comprises entre 15 et 30% (Paragraphe 3.2.3).

6 stations contenues dans ce groupe ont un coefficient d'ombrage inférieur à 30%, 37 stations ont un ombrage compris entre 30 et 70% et 34 stations ont un ombrage supérieur à 70% (Tab. 3.5). La TwXM (=18.7°C) et la TwX7J (=21.5°C) sont supérieures sur les stations dont le coefficient d'ombrage est inférieur à 30%. De plus on peut voir à ces stations un DTw24H particulièrement élevé (=3.4°C) alors qu'il est de l'ordre de 2.5°C aux stations ayant un coefficient d'ombrage compris entre 30% et 70%. Un premier **sous-groupe 2a** peut ainsi être constitué avec ces 6 stations ($SF < 30\%$) dont la température est **d'influence mixte et peu ombragée**.

Un second sous-groupe 2b, constitué des 36 stations ayant un ombrage moyen ($30\% < SF < 70\%$), est formé. La DTw24H (= 2.5°C) est inférieure d'un degré à celle du groupe 2a et la TwNM est supérieure d'un demi degré (=3.6°C). Il n'y a pas de facteurs de contrôle prépondérant identifiable mais il semble que la température de ces stations est influencée à la fois par les conditions météorologiques, les apports de nappe et/ou la végétation rivulaire qui jouent dans des proportions assez similaire. Ce **sous-groupe 2b** est donc qualifié **d'influence mixte et moyennement ombragé**.

Un troisième sous-groupe 2c est formé avec les 34 stations fortement ombragées (SF>70%). Ces stations ont globalement les plus faibles températures tout au long de l'année et les plus faibles variations comparées aux groupes 2a et 2b (TwXM=17.1°C, TwNM=2.8°C, TwX7J=19.9°C et DTw24H=2.2°C). Le régime thermique de ces stations suit un cycle annuel avec une température mensuelle au mois le plus froid assez faible ce qui indique qu'il n'y a pas ou peu d'alimentation par les nappes en période hivernale. La température est donc davantage contrôlée par les conditions atmosphériques en hiver. En été la TwXM, la TwX7J et la DTw24H est bien plus faible que pour les groupes 2a et 2b ce qui peut être expliqué par l'influence du fort coefficient d'ombrage combiné avec un apport de nappe moyen. Le régime thermique de ce **sous-groupe 2c** de stations est donc défini comme étant **d'influence mixte et fortement ombragé**.

SF	Nb de stations	TwXM	TwNM	DTwM	TwX7J	DTw24H	Groupe
< 30%	6	18.7	3.0	15.7	21.5	3.4	2a
30 à 70%	37	18.5	3.6	15.0	21.4	2.5	2b
> 70%	34	17.1	2.8	14.3	19.9	2.2	2c

Tableau 3.5. Métriques de températures moyennées sur l'ensemble des stations du groupe 2 regroupées en fonction de leur coefficient d'ombrage (SF).

3.3.2.3 Ombrage des stations influencées par les nappes

Dans la section 3.2, 11 stations ont pu être identifiées comme ayant un régime thermique fortement influencé par les apports d'eaux souterraines. Parmi ces stations, aucune n'a un coefficient d'ombrage inférieur à 30%, 7 stations ont un coefficient d'ombrage intermédiaire compris entre 30 et 70% et 4 stations ont un coefficient d'ombrage supérieur à 70% (Tab. 3.6). Les métriques des stations ayant un coefficient d'ombrage moyen ou fort sont très proches et il n'y a pas de différence majeure. On peut noter que la TwXM et la TwX7J sont légèrement supérieures sur les stations moyennement ombragées. Cependant on peut estimer que la température de ces stations est très influencée par les apports de nappe et l'ombrage n'a qu'une faible influence au vu des métriques similaires (Tab. 3.6). Le groupe 3 est donc conservé avec les 11 stations dont le régime thermique est identifié comme fortement influencé par les apports de nappe tout au long de l'année.

SF	Nb de stations	TwXM	TwNM	DTwM	TwX7J	DTw24H	Groupe
< 30%	0	-	-	-	-	-	-
30 à 70%	7	15.7	6.3	9.4	17.5	1.7	3
> 70%	4	15.5	5.8	9.6	17.1	1.8	

Tableau 3.6. Métriques de températures moyennées sur l'ensemble de stations du groupe 3 regroupées en fonction de leur coefficient d'ombrage (SF).

3.4. Caractéristiques hydromorphologiques des groupes de stations

Les principales caractéristiques morphologiques, hydrologiques et météorologiques sont présentées ici pour les 6 groupes de stations préalablement identifiés en fonction du facteur de contrôle ayant le plus d'influence sur leur régime thermique (Fig 4.14).

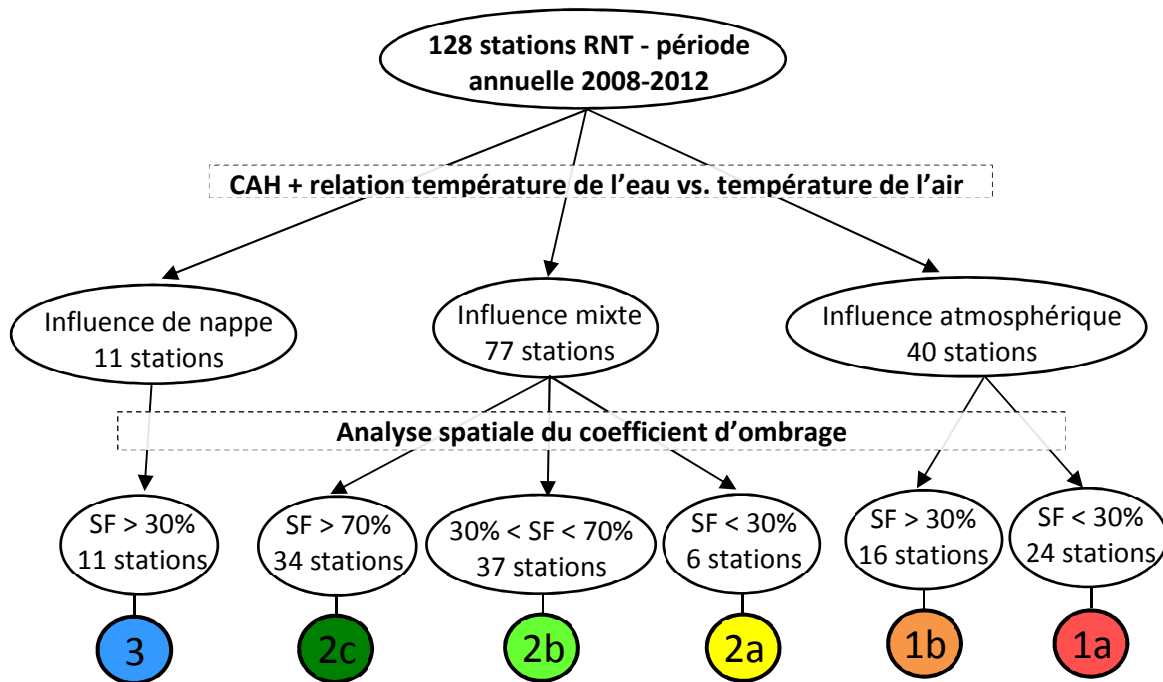


Figure 3.14. Schéma récapitulatif de la classification des stations effectuée en fonction de leur facteur de contrôle principal : 1a « influence atmosphérique sans ombrage », 1b « influence atmosphérique avec ombrage », 2a « influence mixte sans ombrage », 2b « influence mixte avec ombrage moyen », 2c « influence mixte avec ombrage fort » et 3 « influence des apports de nappe ».

Le **groupe 1a « influence atmosphérique sans ombrage »** est composé de 24 stations situées sur une majorité de grands cours d'eau avec une aire de drainage médiane de 4000 km² (Fig. 3.15a) et supérieures à 2000 km² pour 80% des stations. Les pentes aux stations sont faibles avec une médiane à 0.1m/km et 85% des stations ayant une pente inférieure à 0.1m/km (Fig. 3.15b). Le débit spécifique médian est de 8.9 l/s/km² ce qui est assez faible et caractérise un faible apport par les précipitations et/ou une évapotranspiration importante. La température de l'air (2008-2012) à la station est comprise entre 10 et 12°C (35% de stations) (Fig. 3.15d). La plupart de ces stations sont situées sur des grands cours d'eau (ordre de Strahler > 6) dans la plaine sédimentaire (Fig. 3.16).

Le **groupe 1b « influence atmosphérique avec ombrage »** est composé de 16 stations (aire de drainage : médiane = 1000 km ; 85% des stations comprises entre 50 et 2000km², ordre de Strahler de 3 à 5) réparties sur l'ensemble du bassin (Fig. 3.16). Les pentes aux stations sont faibles (médiane = 0.8 m/km) même si elles sont légèrement plus élevées que pour le groupe 1a. Le débit

spécifique médian est de 11 l/s/km². La température annuelle de l'air médiane est de 11.4°C et dépasse 10°C sur 75% des stations (Fig. 3.15d).

Les stations composant le **groupe 2a « influence mixte sans ombrage »** (6 stations) ont des aires de drainage assez hétérogènes et comprises entre 20 et 10000 km² (Fig. 3.15a) ainsi que des pentes (5 stations < 5 m/km et 1 station > 20 m/km) et des débits spécifiques contrastées (compris entre 11.2 l/s/km² et 20 l/s/km²). La température de l'air est supérieure à 11°C sur toutes les stations qui sont réparties dans les trois grands ensembles du bassin de la Loire (Fig. 3.16).

Les stations du **groupe 2b « influence mixte avec ombrage moyen »** (37 stations), ont une superficie médiane de 277 km² (comprises entre 50 et 2000 km² pour 80% des stations) et ont une répartition relativement homogène dans le Massif central (Fig. 3.16). Les pentes sont globalement plus élevées (médiane = 2 m/km) et le débit spécifique est assez hétérogène (médiane = 10 l/s/km², min = 4 l/s/km², max = 22 l/s/km²) (Fig. 3.15b, c). La température interannuelle de l'air a une valeur médiane de 11.2°C et est supérieure à 11°C sur 85% des stations. Les cours d'eau de ce groupe sont répartis sur l'ensemble du bassin et sur des ordres de Strahler moyens compris entre 3 et 6.

Le **groupe 2c « influence mixte avec ombrage fort »** (34 stations dont 90% avec une aire de drainage > 500 km²) est celui où l'on retrouve les stations avec les pentes (médiane = 3.5 m/km) et les débits spécifiques (médiane = 13.4 l/s/km²) les plus élevés (80% des stations > 10 l/s/km²) (Fig. 3.15b, c) et principalement situées dans la partie amont du bassin (Fig. 3.16). Les forts débits spécifiques du bassin amont sont expliqués par les fortes précipitations et l'évapotranspiration plus faible. La température interannuelle de l'air est globalement similaire aux autres groupes avec une valeur médiane de 11°C.

Enfin les stations du **groupe 3 « influence apports de nappe »** (11 stations) sont situées sur des petits cours d'eau (ordre de Strahler < 4) avec une aire de drainage médiane de 110 km² (Fig. 3.15a). La pente est comprise entre 1 et 5 m/km sur 80% des stations. Le débit spécifique est assez faible (médiane = 9.6 l/s/km²) et la température interannuelle de l'air est supérieure à 11°C sur 80% des stations. Les stations composants ce groupe, sont toutes situées dans le bassin sédimentaire sur des cours d'eau d'ordre de Strahler inférieur à 4 (Fig. 3.16).

3. Classification des stations

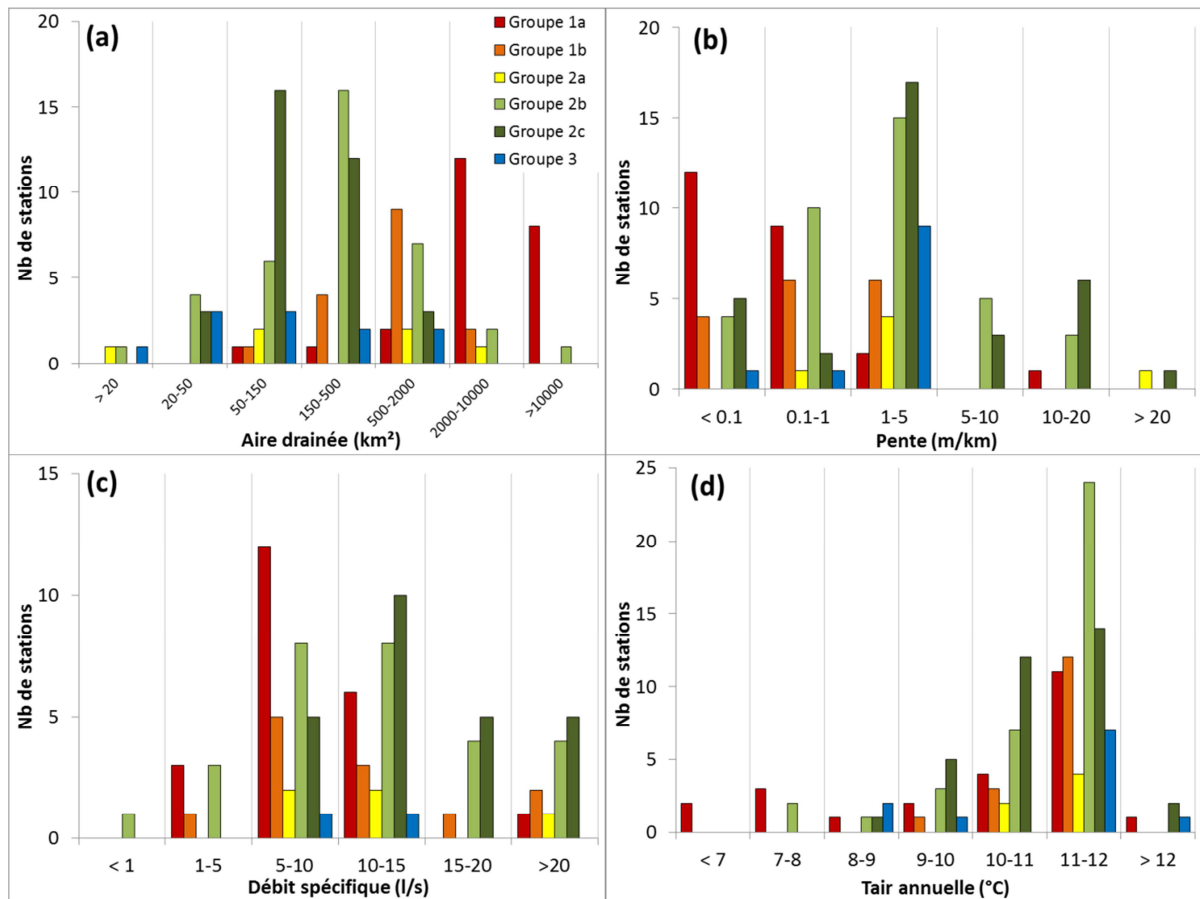


Figure 3.15. Distribution des principales caractéristiques des stations suivant leur facteur de contrôle principal : aire de drainage (km²), pente (m/km), débit spécifique moyen entre 2008 et 2012 (l/s/km²) et la température de l'air moyenne entre 2008 et 2012 (°C).

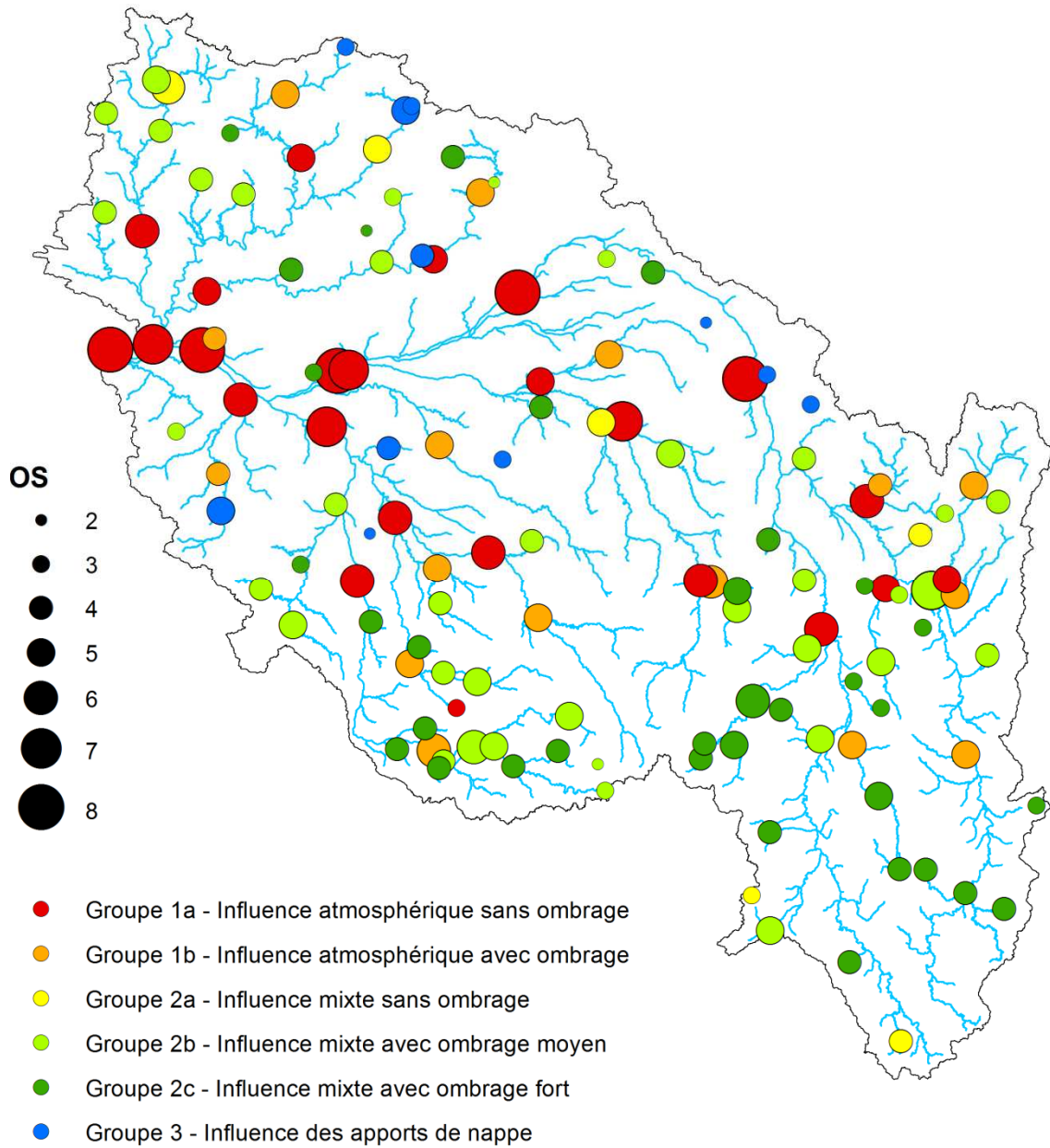


Figure 3.16. Représentation des stations en fonction de leur facteur de contrôle identifié

3.5. Identification des stations influencées par les apports de nappe dans le jeu de données « période estivale »

Il n'est pas possible d'établir une classification complète des 67 stations issues du jeu de données « périodes estivales » car nous ne disposons que de mesures pendant les mois de juillet et août. Il y a 38 de ces stations communes aux stations « période annuelle », pour lesquelles nous venons d'identifier les facteurs de contrôle de leur régime thermique. Parmi ces 38 stations, 4 ont été identifiées comme influencées par les apports provenant des nappes (groupe 3), 10 stations dans le groupe influencé par les conditions atmosphériques sans ombrage (Groupe 1a), 3 stations influencées par les conditions atmosphériques et l'ombrage (Groupe 1b), 1 station d'influence mixte sans ombrage (groupe 2a), 12 stations d'influence mixte avec ombrage moyen (groupe 2b) et 8 stations d'influence mixte avec un fort ombrage (groupe 2c).

Parmi les 29 stations restantes, le taux de végétation rivulaire n'a pas été digitalisé. Donc, il n'est pas possible de déterminer les stations les plus influencées par l'ombrage issu de la végétation rivulaire. En revanche, les stations les plus influencées par les apports énergétiques provenant des nappes peuvent être caractérisées en étudiant le rapport entre le débit moyen estival et le débit moyen annuel ($Q_{été}/Q_a$). Ce rapport permet d'estimer la capacité des cours d'eau à soutenir le débit d'étiage (Beaufort *et al.*, in press). On peut faire l'hypothèse que sur les cours d'eau de régime hydrologique pluvial et non influencé par le soutien d'étiage des barrages-réservoirs, les apports permettant de soutenir le débit d'étiage proviennent en grande partie des eaux souterraines. Nous avons sélectionné les 40 stations présentes dans le bassin sédimentaire qui ont toutes un régime hydrologique pluvial. Les stations localisées sur la Loire ont un débit d'étiage régulé par les barrages de Villerest et de Naussac et ont donc été écartées (Section 2.1.5). La différence entre la température moyenne estivale (juillet-août) de l'air et de l'eau calculée entre 2000 et 2006 est représentée en fonction de ces rapports $Q_{été}/Q_a$ (Fig. 3.17). On constate que les stations ayant les plus forts soutiens au débit d'étiage sont marquées par une différence entre la température moyenne de l'air et de l'eau en été, $\Delta(T_{air_{été}} - T_{eau_{été}})$, importante et supérieure à 3°C. Les stations identifiées dans la Section 3.4 comme étant influencées par les apports de nappe (points bleus ; Fig. 3.17), se retrouvent parmi ces stations avec un rapport $Q_{été}/Q_a$ supérieur à 40% et un $\Delta(T_{air_{été}} - T_{eau_{été}})$ supérieur à 3°C. On remarque que 3 stations, dont l'influence est indéterminée, ont des caractéristiques similaires aux stations du groupe 3 avec un rapport $Q_{été}/Q_a$ supérieur à 50% et un $\Delta(T_{air_{été}} - T_{eau_{été}})$ supérieur à 3°C et pouvant atteindre 6.7°C. Ceci peut être expliqué par des apports de nappe importants sur ces cours d'eau qui ont pour effet de refroidir la température de l'eau en période estivale et de

soutenir le débit d'été. Ces stations sont localisées sur deux petits cours d'eau dont la distance à la source est inférieure à 15 km et un cours moyen ayant une distance depuis la source de 60 km.

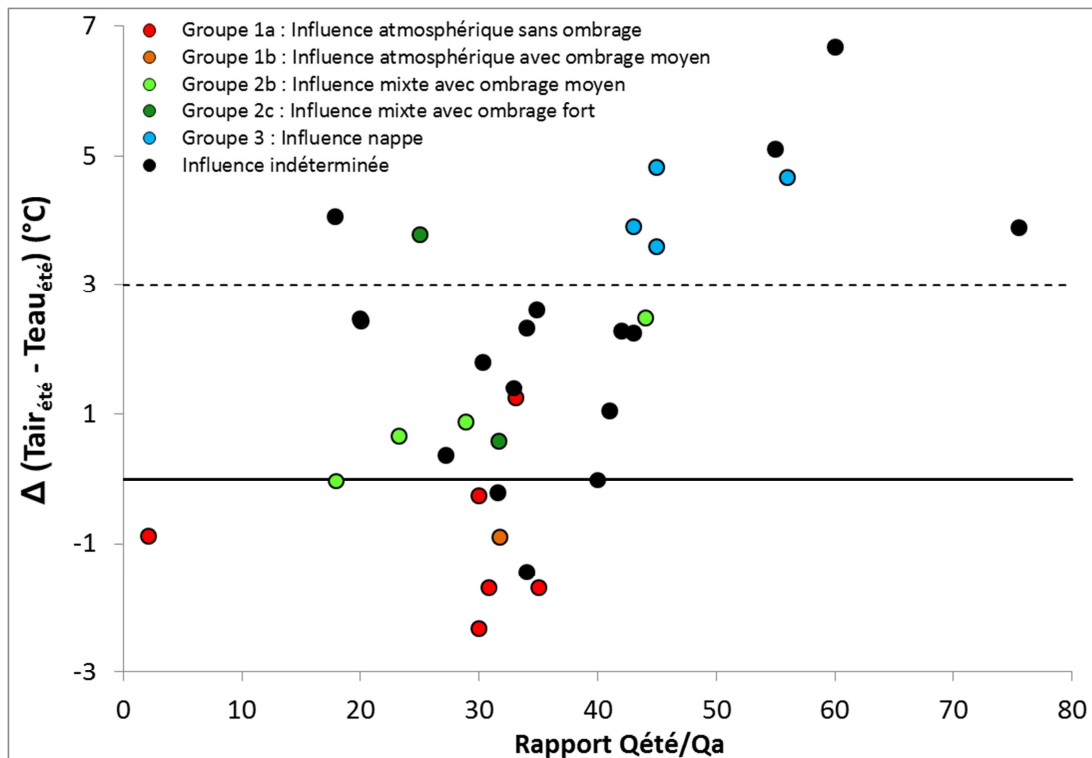
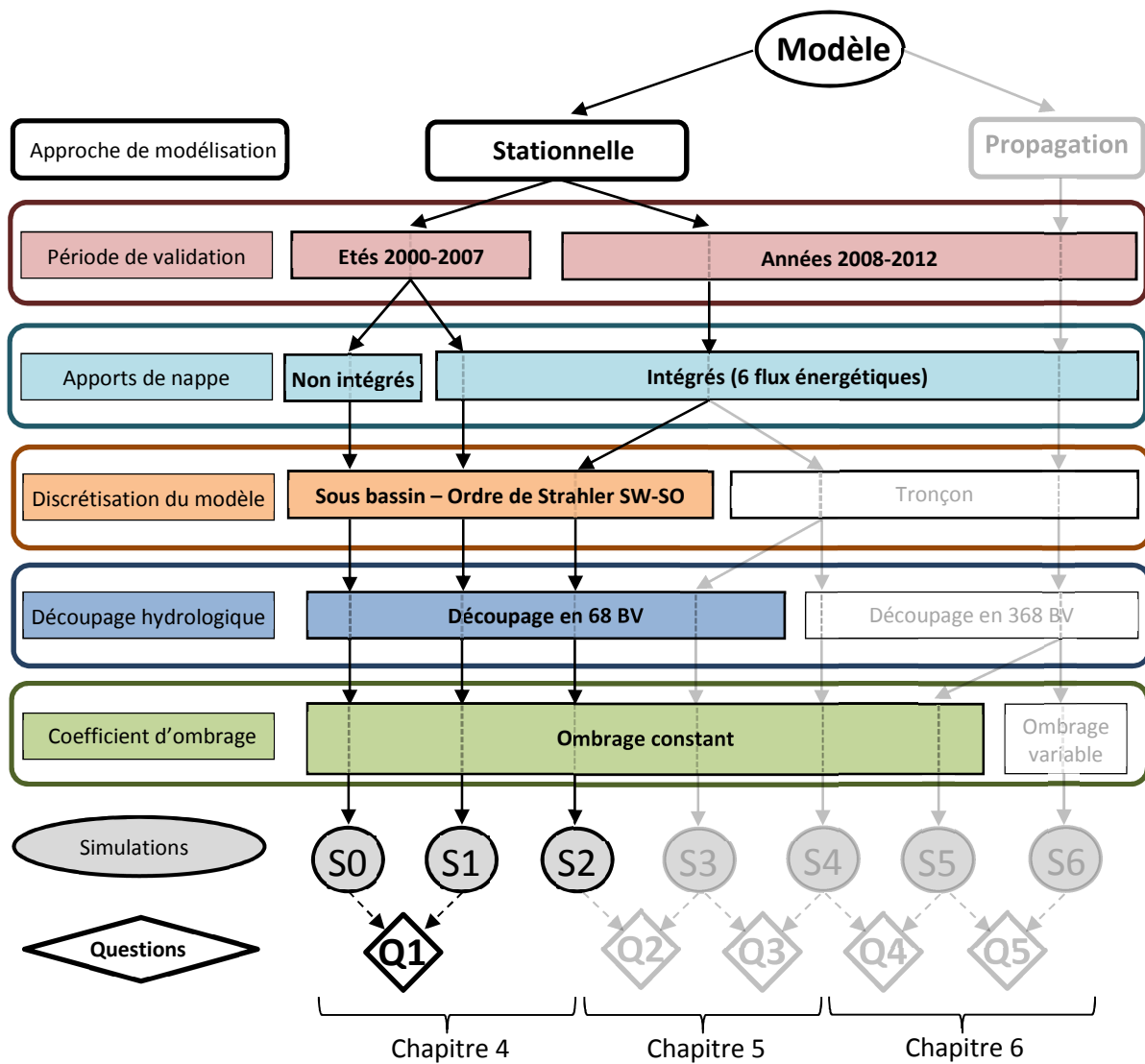


Figure 3.17. Ecart entre les moyennes estivales de la température de l'air et de l'eau (2000-2006) et fonction du rapport entre le débit estival moyen et le débit annuel ($Q_{\text{été}}/Q_a$) (1971-2012). Les stations similaires aux stations « périodes annuelles » sont identifiées selon les groupes déterminés en section 3.4.

Il y a donc 3 nouvelles stations issues du jeu de donnée « période estivale » qui peuvent être identifiées comme ayant une température influencée par les apports énergétiques provenant des eaux souterraines qui seront utilisées pour la validation des modèles dans le chapitre 4.

Chapitre 4. Approche de modélisation stationnelle

Discrétisation par ordre de Strahler et par sous bassin de calculs



4.1. Introduction

Dans ce chapitre, la performance de l'approche de modélisation stationnelle basée sur le modèle thermique issu du projet ICC HYDROQUAL (Moatar, 2010 ; Bustillo *et al.*, 2014), discrétisée par sous bassin et par ordre de Strahler (discrétisation SW-SO) est évaluée via deux simulations S0 et S1. La température de l'eau est simulée au pas de temps journalier en prenant en compte uniquement les conditions de forçages locales. L'ombrage issu de la végétation rivulaire est considéré comme constant et les débits journaliers sont simulés à l'exutoire de 68 sous bassins (SW). La seule différence entre ces deux simulations concerne le nombre de flux pris en compte dans le bilan énergétique. La simulation S0 considère uniquement les échanges à l'interface eau/atmosphère alors que la **simulation S1** teste l'intégration d'un 6^{ème} flux énergétique correspondant aux échanges de chaleur à l'interface nappe/rivières (H_g). La première partie de ce chapitre expose les résultats de la comparaison des deux simulations évaluées sur la base du jeu de données « période estivale », aux mois de juillet et août entre 2000 et 2006 (Section 4.2). La capacité de S1 à simuler la température aux stations particulièrement influencées par les apports énergétiques provenant des eaux souterraines (Section 3.5) est évaluée. La contribution des flux énergétiques atmosphériques et du flux résultant des apports d'eaux souterraines H_g dans le calcul du coefficient d'échange thermique sont discutées. Les performances et les limites de la simulation S1 inhérentes à la discrétisation par SW-SO du modèle font l'objet d'un article (Section 4.3). Cet article détaille uniquement les performances de S1 en période estivale entre 2000 et 2006 du fait de la réception tardive des températures issues du jeu de données « périodes annuelles ». Une attention particulière est portée à la performance du modèle pour l'année de canicule 2003. La validation de l'approche stationnelle à l'échelle annuelle entre 2008 et 2012 est effectuée via la simulation S2 et les résultats sont présentés dans la section 4.4. Enfin l'étude d'une application du modèle utilisant l'approche stationnelle (simulation S0) en contexte de changement a été effectuée. Cette étude fait l'objet d'un article accepté dans « Understanding Freshwater Quality Problems in a Changing World » (IAHS-IAPSO-IASPEI Assembly). Cet article figure en annexe (Annexe 3) mais les principaux résultats sont exposés dans la section 4.5. Il s'agit de comparer les réponses hydrologiques et thermiques de deux bassins versants contrastés (montagne vs. plaine) au changement climatique, au cours du 21^{ème} siècle, à l'aide de 13 projections climatiques désagrégées de scénario A1B.

4.2. Etude de l'influence de la prise en compte des échanges à l'interface nappe/rivière dans la modélisation spatialisée de la température de l'eau

Dans cette section, les performances pluri-estivales de S0 sont présentées et comparées à S1 afin d'évaluer le gain de performance dû à la prise en compte des apports d'eaux souterraines dans le

bilan énergétique. Dans un second temps, la contribution du flux énergétique résultant des apports d'eaux souterraines H_g dans le bilan énergétique total et dans la détermination du coefficient d'échange thermique sont étudiés afin d'estimer son influence dans le calcul de la température journalière.

4.2.1. Performances pluri-estivales des simulations S0 et S1

La performance de la simulation S0 est calculée via les 67 stations suivies en période estivale (juillet-août, 2000-2006). Le biais moyen calculé entre les températures simulées (Tsim) et les températures observées (Tobs) avec S0 est de 1.3°C. Ce biais est positif pour 47 stations où les températures simulées sont surestimées (Fig. 4.1a). Le biais est supérieur à 3°C sur 13 stations. Les écarts-types des erreurs moyennes sont de 1.2°C (Fig. 4.1b). Ils sont inférieurs à 1.5°C pour 56 stations ce qui indique que le modèle reproduit correctement la variabilité de la température. Deux stations identifiées comme influencées par les apports de nappe (Section 3.5) ont un écart-type des erreurs supérieur à 2.5°C et où la variabilité inter-journalière n'est donc pas bien restituée par S0.

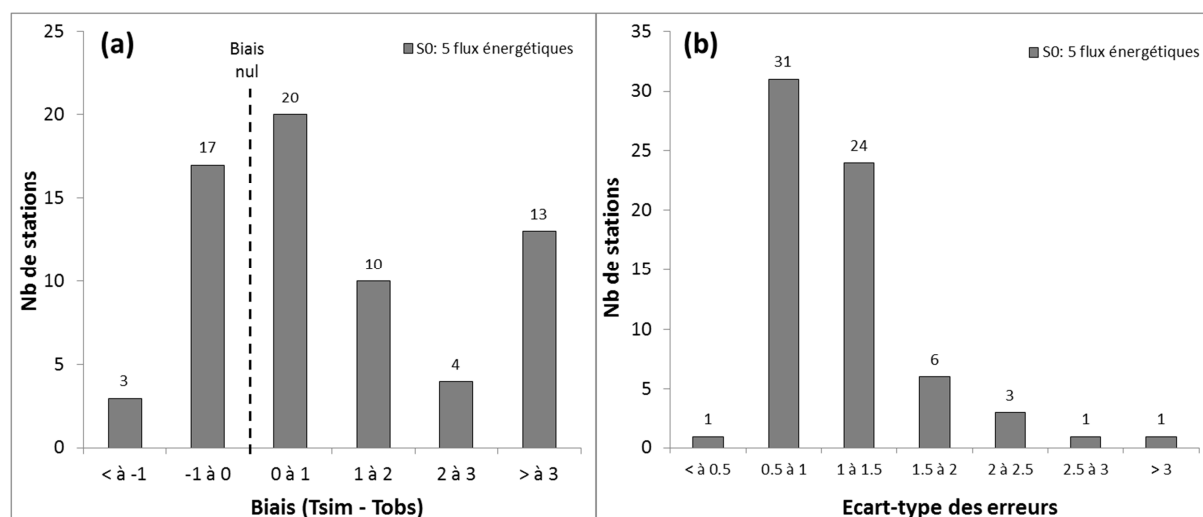


Figure 4.1. Distribution des biais (Tsim – Tobs) et des écarts-types des erreurs calculés en période estivale entre 2000 et 2006 avec la simulation S0 prenant en compte 5 flux énergétiques atmosphériques

Le biais moyen calculé avec la simulation S1 est de 0.9°C. L'ajout du 6^{ème} flux énergétique dans S1 permet de diminuer ces biais pour 40 stations avec une réduction de plus de 0.5°C en moyenne (Fig. 4.2a). Il y a toutefois 10 stations pour lesquelles les biais sont augmentés de 0.3°C en moyenne. Les écarts-types moyens calculés avec S1 sont de 1.1°C. Ils sont réduits de plus de 0.3°C sur 13 stations (20% des stations) par rapport aux écarts-types calculés avec S0 (Fig. 4.2b). La simulation S1 permet de réduire les écarts-types en dessous de 1°C sur 6 stations supplémentaires par rapport à la S0. On remarque que les stations dont le régime thermique est influencé par les apports de nappe ou par des influences mixtes avec un fort ombrage sont celles où les biais ont tendance à être le plus

diminué avec la simulation S1 (Fig. 4.2a). L'amélioration de la restitution des variabilités à ces stations reste moins évidente car les écarts-types des erreurs des deux simulations S0 et S1, sont assez similaires. Les performances calculées à ces stations dont la température est contrôlée par les conditions atmosphériques sont équivalentes entre les simulations S0 et S1. Le 6^{ème} flux énergétique permet donc bien d'améliorer les biais des stations influencées par les apports de nappe tout en gardant un niveau de performance équivalent aux autres stations.

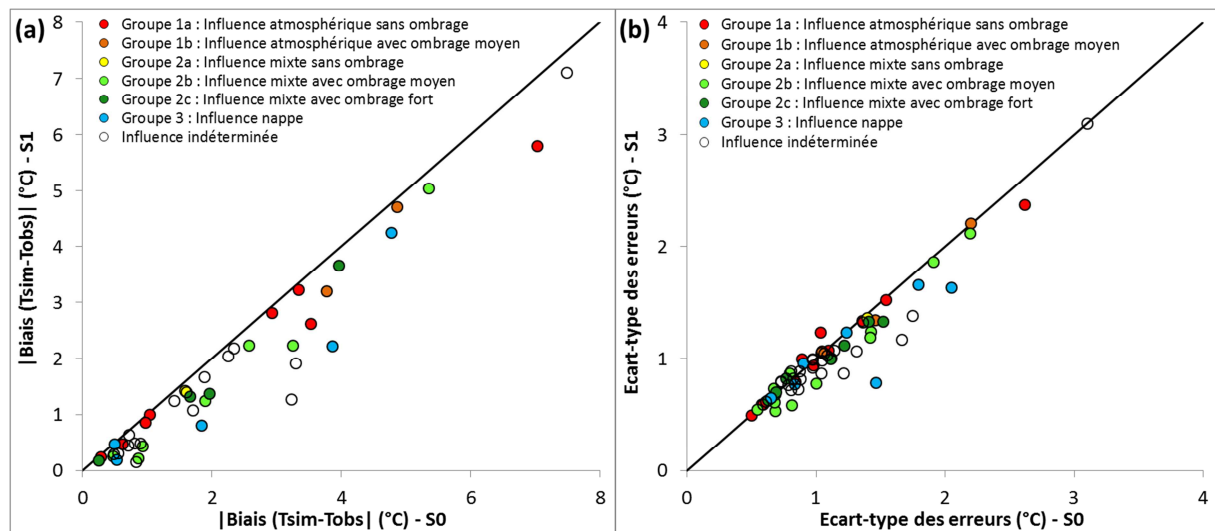


Figure 4.2. Comparaison (S0 – 5 flux énergétiques vs S1 – 6 flux énergétiques) des biais (Tsim – Tobs) en valeur absolue (a) et des écarts-types des erreurs (b) (période estivale 2000 - 2006). Chaque station est identifiée selon leur appartenance aux groupes définis en section 3.5.

En étudiant la différence des RMSE entre S1 et S0, on remarque que les stations dont la RMSE est réduite sont des stations situées sur des petits et moyens cours d'eau dont les ordres de Strahler sont inférieurs à 6 (Fig. 4.3a). Les stations les plus améliorées, avec une réduction de la RMSE de plus de 0.8°C, sont situées dans le bassin sédimentaire où affluent les principales formations aquifères (Fig. 4.3a). Les stations ayant des biais réduits avec S1 (valeurs négatives ; Fig. 4.3b) sont principalement localisées sur des petits cours d'eau ayant une distance depuis l'amont inférieure à 50 km. On note cependant des biais réduits d'environ 0.5°C aux stations localisées sur des grands cours d'eau (Pk amont > 200 km). Les écarts-types des erreurs sont également les plus réduits sur les cours d'eau proche des sources (Pk amont < 100 km) (Fig. 4.3c). Les grands cours d'eau (Pk amont > 200 km) ont des écarts-types des erreurs tout à fait similaires (valeurs proches de 0).

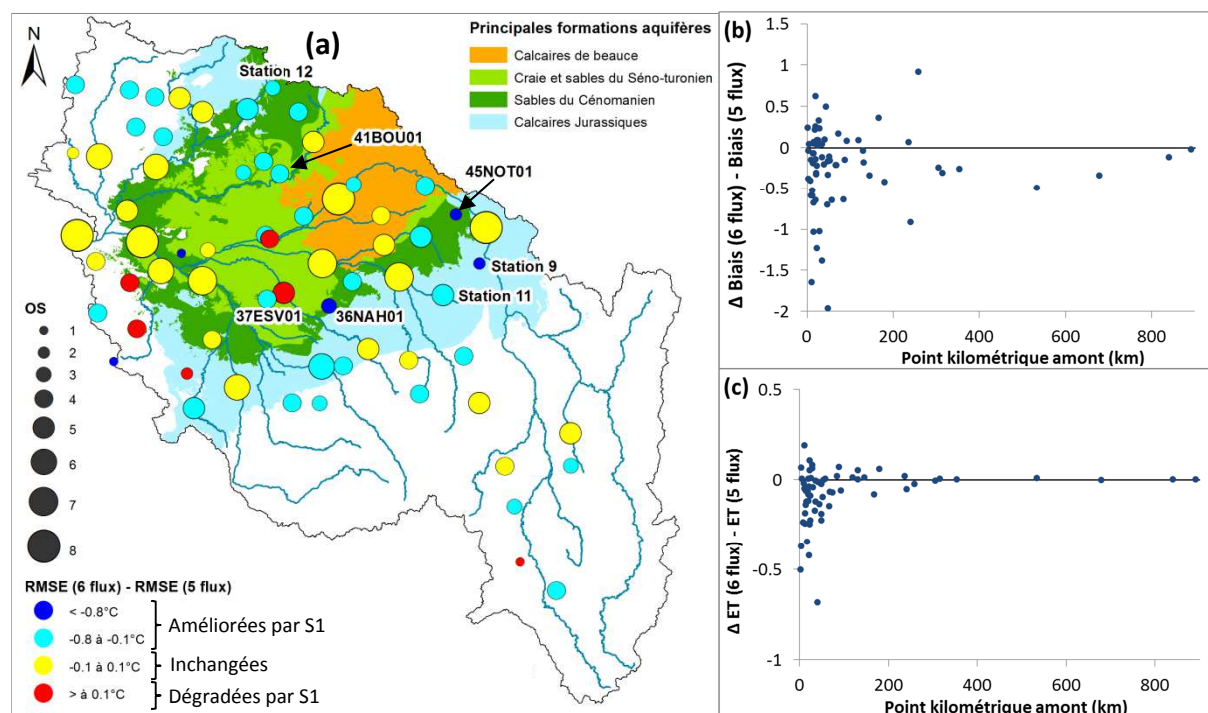


Figure 4.3. Répartition des $\Delta \text{RMSE (S1-S0)}$ pour les stations dans le bassin (a). Représentation des $\Delta \text{Biais (|S1| - |S0|)}$ (b) et des Δ écarts-types des erreurs (S1-S0) (c) en fonction du point kilométrique amont (période estivale 2000 - 2006)

La température de l'eau est fortement influencée par les apports énergétiques provenant des nappes à 7 stations identifiées dans la section 3.5. La simulation de la température avec S1 permet d'améliorer les performances à ces 7 stations (Tab. 4.1). Les biais sont réduits en moyenne de 0.8°C et 3 stations ont un biais réduit de plus de 1°C par rapport à S0. Les écarts-type des erreurs sont assez similaires entre S0 et S1 excepté sur la station 45NOT01 où l'amélioration la plus importante est observée (0.4°C). Toutefois même si les performances sont globalement améliorées aux stations influencées par les apports énergétiques provenant des nappes, les RMSE restent élevées et supérieures à 2.5°C à toutes les stations du groupe 3.

Stations	Ordre	Surface (km ²)	Pk amont (km)	S0			S1			Qesti/Qa (%)
				BIAIS	ET	RMSE	BIAIS	ET	RMSE	
36NAH01	3	28	8	3.3	1.4	3.6	2.2	1.2	2.5	45
37ESV01	4	42	10	5.3	1.9	5.7	5.0	1.9	5.4	56
41BOU01	4	142	20	4.0	1.4	4.2	3.7	1.3	3.9	45
45NOT01	2	83	21	3.9	2.0	4.4	2.2	1.6	2.8	43
Station 9	2	44	12	7.0	2.6	6.5	5.8	2.4	5.3	60
Station 11	5	743	58	3.8	1.5	4.0	3.2	1.3	3.5	55
Station 12	3	85	14	4.9	2.2	5.3	4.7	2.2	5.2	75

Tableau 4.1. Performances de S0 et S1 pour les 7 stations identifiées comme influencées par les apports d'eaux souterraines (Chapitre 3.5).

Sur ces stations influencées par les nappes, les phases d'échauffement de la température restent largement surestimées comme on peut le voir sur les deux exemples de la figure 4.4a et 4.4b, malgré

la prise en compte des apports provenant des nappes. Le 6^{ème} flux énergétique intégré dans S1 permet d'abaisser la température moyenne de l'eau et de réduire les biais mais la variabilité journalière de la température reste surestimée ce qui dénote d'une certaine difficulté du modèle à simuler l'effet tampon dû aux apports d'eaux souterraines.

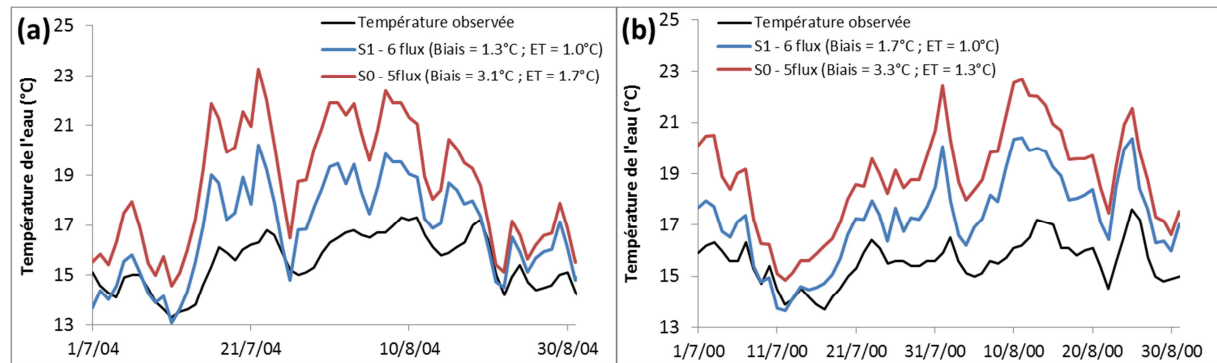


Figure 4.4. Température de l'eau mesurée et simulée avec S1 et S0 à deux stations influencées par les apports de nappes : 45NOT01 (a) et 36NAH01 (b).

4.2.2. Contribution du 6^{ème} flux énergétique dans le bilan énergétique

Le bilan énergétique prend en compte cinq flux énergétiques atmosphériques : le rayonnement solaire ondes courtes H_{ns} , le rayonnement atmosphérique ondes longues H_{la} , le rayonnement ondes longues réémis par la masse d'eau H_{lw} , la convection H_c et l'évaporation H_e . Nous venons de voir que S1 a des difficultés à simuler l'effet tampon dû aux apports d'eaux souterraines et surestime la température. Dans cette partie, nous allons nous focaliser uniquement sur les flux contribuant aux pertes énergétiques afin d'estimer la contribution de H_g . De ce fait le rayonnement solaire ondes courtes est écarté car ce flux est toujours positif ou nul. On considère un rayonnement ondes-longues net : $H_{lw\ net} = H_{la} - H_{lw}$. Le flux énergétique correspondant aux échanges énergétiques à l'interface nappe/rivière contribue à 10% des pertes énergétiques dans la masse d'eau en période estivale entre 2000 et 2006. Le flux énergétique H_g est négatif pour toutes les stations car la température de la nappe est inférieure à la température de l'eau en été. On peut voir que la contribution aux pertes énergétiques dans la masse d'eau de H_g est très faible (2.5%) pour les stations contrôlées par les conditions atmosphériques (Tab. 4.2). La contribution de H_g est beaucoup plus forte au niveau des stations influencées par les apports de nappe avec une perte moyenne supérieure à 20%.

Influence	N	H _{lw} net (%)	H _e (%)	H _c (%)	H _g (%)
Groupe 1a et 1b : Atmosphérique	10	57.8	35.4	8.5	2.5
Groupe 2a et 2B : Mixte	13	52.7	41.1	-0.3	6.7
Groupe 2c : Mixte avec ombrage	8	45.6	40.2	-8.5	13.7
Groupe 3 : Eaux souterraines	7	45.9	38.5	-8.5	21.0

Tableau 4.2. Contribution des flux aux pertes énergétiques moyennes calculées pendant les mois de juillet et août entre 2000 et 2006 (H_{lw} net : Ray. Ondes longues net ; H_e : évaporation ; H_c : convection ; H_g : apports eaux souterraines). Ces contributions sont moyennées pour chaque groupe de station dont le facteur de contrôle a été identifié dans la section 3.4.

Ce flux H_g est très faible à 27 stations où il contribue à moins de 5% des pertes énergétiques (Fig. 4.5a). Cependant il représente plus de 20% des pertes énergétiques de la masse d'eau à 10 stations et provoquent jusqu'à 40% de pertes pour 3 stations. H_g dépend à la fois du débit provenant des nappes (Q_g) mais aussi de la surface d'échange entre la nappe et la rivière (A) (Tab. 2.6). Bien que H_g dépende du débit provenant des nappes, il est important de noter qu'un débit de nappe élevé n'implique pas toujours une forte proportion de perte de chaleur via ce flux. En effet H_g représente moins de 5% des pertes énergétiques à 7 stations alors que leurs débits moyens issus de la nappe dépassent 400 l/s et sont bien supérieurs à celui des autres stations (Fig. 4.5b). Ce flux dépend de la surface d'échange (A) qui joue un rôle très important ici. Les stations sur lesquelles la proportion des pertes énergétiques liées à H_g sont les plus faibles, sont situées sur des cours d'eau d'ordre de Strahler supérieur ou égal à 4. Ces moyens et grands cours d'eau ont une largeur et une longueur plus importante que les petits cours d'eau en tête de réseau, ce qui implique une augmentation de la surface d'échange entre la rivière et la nappe. Le débit provenant de la nappe est diffusé de manière homogène sur toute la surface du cours d'eau ($Q_g/A = q_b$ en m/s) donc si la surface d'échange est très importante alors q_b est plus faible et le flux H_g a moins de poids dans le bilan énergétique.

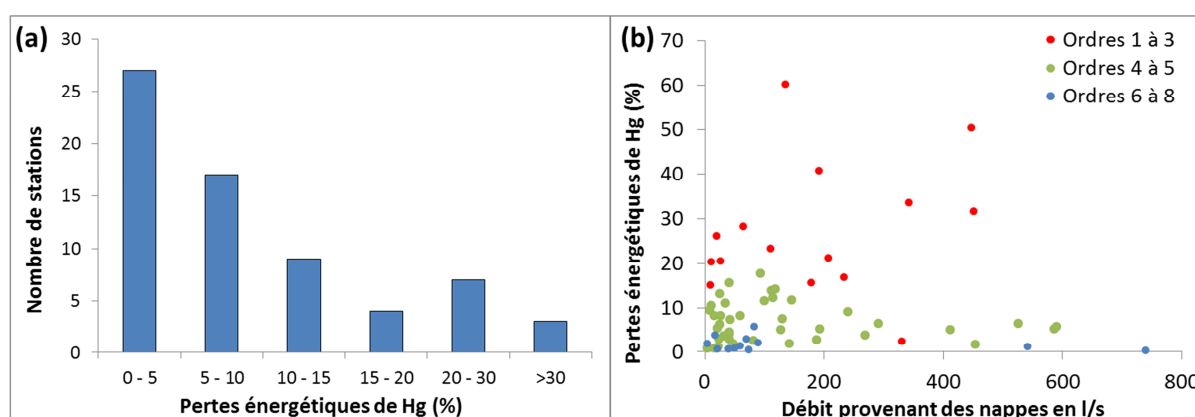


Figure 4.5. Distribution des proportions de pertes énergétiques liées aux échanges nappe/rivières calculées aux stations (a) et représentation de ces pourcentages de pertes en fonction du débit moyen provenant des nappes (b) - Période estivale 2000 - 2006.

4.2.3. Coefficient d'échange thermique (K_e)

Le coefficient d'échange thermique (K_e) est un paramètre très sensible du modèle car il détermine la vitesse de convergence de la température de l'eau vers la température d'équilibre. Il correspond à la dérivée partielle des flux énergétiques par rapport à la température d'équilibre calculée via l'équation 2.10. Il dépend ainsi des apports énergétiques provenant des nappes via le paramètre q_b . Selon S1 et S0, la valeur du K_e calculée est très similaire sur les stations contrôlées par les conditions atmosphériques (Groupe 1a et 1b = $18 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$; Tab. 4.3). Sur les stations influencées par les apports de nappe (Groupe 3), le K_e est bien plus élevé avec S1 et atteint $21 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ alors qu'il n'est que de $16.8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ avec S0.

	Nombre de stations	S0 - K_e ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)	S1 - K_e ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)
Groupe 1a et 1b	10	18.0	18.3
Groupe 2a et 2B	13	16.7	17.6
Groupe 2c	8	16.1	18.6
Groupe 3	7	16.8	21.0

Tableau 4.3. Coefficients d'échanges thermiques moyens calculés aux stations dont le facteur de contrôle de la température a été identifié (Chapitre 3.5) avec S0 et S1 (juillet-août ; 2000-2006).

On constate que le K_e calculé avec S0 est inférieur au K_e calculé avec S1 (Fig. 4.6a). Ceci implique qu'un q_b élevé augmente le K_e et donc la vitesse de convergence de la température de l'eau vers la température d'équilibre (Fig. 4.6b). Sur la station 45NOT01 où H_g a une influence importante dans les échanges énergétiques dans la masse d'eau, K_e est supérieur de plus de $10 \text{ W}/\text{m}^2/\text{K}$ avec la simulation S1 (Fig. 4.6a). La variabilité journalière des K_e semble similaire entre K_e calculé avec S0 et K_e calculé avec S1. Cependant cette augmentation du K_e joue un rôle très important dans la variabilité de la température simulée qui a tendance à converger plus rapidement vers la température d'équilibre.

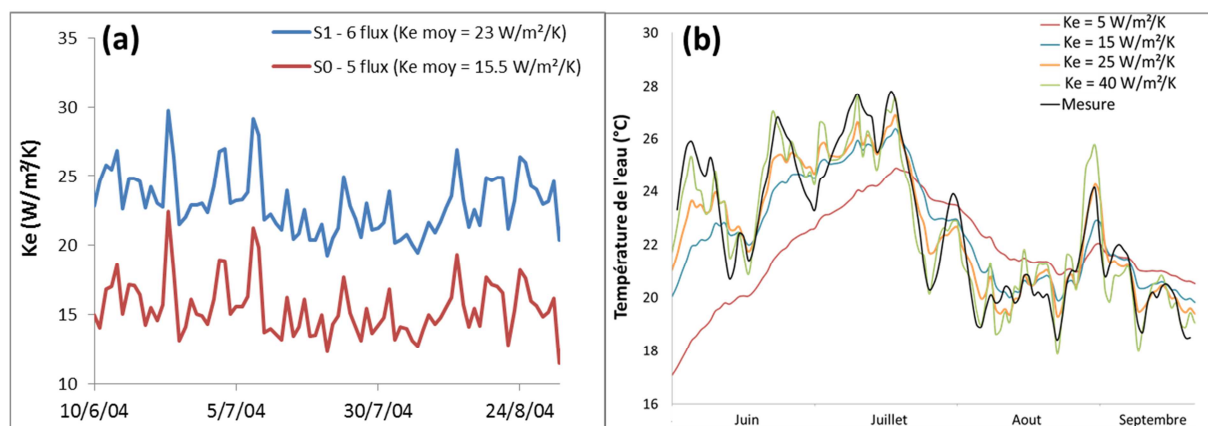


Figure 4.6. Exemple de K_e calculés avec les simulations S0 et S1 (a) et influence de le calcul de la température journalière (b) sur la station 45NOT01 pendant l'été 2004 (b).

La prise en compte des échanges nappe/rivière via le 6^{ème} flux énergétique (H_g) permet d'améliorer les simulations sur une grande majorité de station et plus particulièrement pour les stations fortement influencées par les apports de nappe (groupe 3). Malgré l'intégration de ce flux, les simulations restent contrastées et les biais peuvent être supérieurs à 3°C sur plusieurs stations. Ces mauvaises simulations peuvent être dues à plusieurs facteurs (discrétisation du modèle, mauvaise prise en compte des spécificités locales géomorphologiques et météorologiques, simulation du débit et du débit de nappe, calcul du flux H_g etc...) et les limites de cette modélisation stationnelle définie selon la discrétisation SW-SO vont être discutées.

4.3. River temperature modelling by Strahler order at the regional scale in the Loire River basin

A. BEAUFORT, F. MOATAR, F. CURIE, A. DUCHARNE, V. BUSTILLO & D. THIERY.

Accepted in: River Research and Applications

4.3.1. Abstract

Daily water temperature was simulated at a regional scale during the summer period using a simplified model based on the equilibrium temperature concept. The factors considered were heat exchanges at the water/atmosphere interface and groundwater inputs. The selected study area was the Loire River basin (110,000 km²), which displays contrasted meteorological, hydrological and geomorphological features. To capture the intra-basin variability of relevant physical factors driving the hydrological and thermal response of the system, the modelling approach combined a semi-distributed hydrological model, simulating the daily discharge at the outlet of 68 subwatersheds (drainage area between 100 and 3700 km²), and a thermal model simulating the average daily water temperature for each Strahler order in each subwatershed. Simulations at 67 measurement stations revealed median RMSE of 1.9°C in summer between 2000 and 2006. Water temperature at stations located more than 100km from their headwater were adequately simulated (Median RMSE < 1.5°C; -0.5°C < Median Biases < 0.5°C). However, performance for rivers closer to their source varied due to the averaging of geomorphological and hydrological features across all the tributaries with the same Strahler order in a subwatershed, which tended to mask the specific features of the tributaries. In particular, this increased the difficulty of simulating the thermal response of groundwater-fed rivers during the hot spells of 2003. This modelling by coupling Subwatershed-Strahler order for temperature simulations is less time-consuming and has proven to be extremely consistent for large rivers, where the addition of streambed inputs is adequate to describe the effect of groundwater inputs on their thermal regime.

Key words: Thermal model / Daily river temperature / Equilibrium temperature / Loire River / Regional scale / Strahler order

4.3.2. Introduction

River temperature is a major parameter of water quality. Most aquatic species have a specific range of water temperature that they can tolerate (Caissie, 2006), and a rise in temperature can affect the distribution of aquatic species (Tissot and Souchon, 2010). Many studies in river ecology use the air temperature as a proxy for the stream temperature to study the distribution of aquatic species given that water temperature records were not available for all sampling sites (Tisseuil *et al.*, 2012). That both temperatures variables are generally highly correlated (Durance and Ormerod, 2009; Buisson *et al.*, 2008) but air temperatures may be a poor surrogate for stream temperatures in headwater reaches (Caissie 2006). The river temperature modelling at a large catchment scale could help to

overcome these inaccuracies and may constitute an important data source which could be very useful for ecological studies.

River temperature is influenced by natural factors including atmospheric conditions, topography, riverine vegetation, river flow and heat fluxes at the riverbed/water interface (Caissie, 2006; Hannah *et al.*, 2008; Webb *et al.*, 2008), and by anthropogenic factors such as manmade levees (Bartholow *et al.*, 2004), reservoirs (Poirel *et al.*, 2009), warm-water input from wastewater (Kinouchi *et al.*, 2007) and/or power plants (Bonnet *et al.*, 2000), and forest clearing (Moore *et al.*, 2005). Many modelling approaches have been implemented to describe the thermal regime of rivers divided into those that are data-oriented, either statistical (Webb *et al.*, 2003; Ducharme, 2008) or stochastic (Caissie *et al.*, 1998), and those that are physically based, where water temperature is the controlling variable. The physically based approach consist of solving the heat budget equation (St-Hilaire *et al.*, 2003; Ouellet *et al.*, 2014b) and can be complex as it can include all relevant heat fluxes at both the water surface and sediment/water interface (Herb and Stefan, 2011) and some models have been linked to hydrological models (van Vliet *et al.*, 2013). It is therefore particularly suitable for climate change impact studies (Bustillo *et al.*, 2013; van Vliet *et al.*, 2013).

However, because of the amount and the complexity of data required, one- or two-dimensional deterministic thermal models are generally restricted to single segment rivers or to small catchments (Carrivick *et al.*, 2012; Loinaz *et al.*, 2013; Ouellet *et al.*, 2014a). To overcome these difficulties, several authors have proposed a simplified thermal model using the equilibrium temperature concept developed by Edinger (1968); this is recognized to be an efficient way of simulating river temperature at the point scale (Caissie *et al.*, 2005; Herb and Stefan, 2011; Bustillo *et al.*, 2014). Most of these models are based on a classic heat budget equation accounting for five heat fluxes: net solar radiation, incoming long-wave atmospheric radiation, emitted long-wave radiation, air-water convection, and evaporation/condensation (Bogan *et al.*, 2003; Caissie *et al.*, 2005; Bustillo *et al.*, 2014). One model based on the equilibrium temperature concept, looking only at exchanges at the air-water interface, has shown excellent performance on the 250 km of the Middle Loire (Bustillo *et al.*, 2014). However, groundwater-river exchanges may play an important role in the thermal regime of rivers, with major ecological implications (Hannah *et al.*, 2004).

The main objective of this work is to assess the capacity of a simplified local thermal model, using the equilibrium temperature concept, to simulate the stream temperature of all tributaries contained in the Loire River Basin (110,000 km²) which displays contrasted meteorological, hydrological and geomorphological features. The model takes into account six heat fluxes, including heat exchanges at the groundwater-river interface, based on the modified equilibrium temperature model which was successfully implemented by Herb and Stefan (2011) to estimate the thermal regime of cold-water

stream reaches fed by groundwater. Modelling all 52 000 reaches forming the drainage network of the Loire River would be too costly in time needed for calculation. In that sense, our approach lies on the concept of stream-order, used by Billen *et al.*'s (1994) in the RIVERSTRAHLER river quality model, which provides a generalized description of the morphology of drainage networks and which is less time-consuming. The evaluation was performed in summer (July-August) at 67 river temperature measurement stations. The daily discharge is simulated by a semi-distributed hydrological model at the outlet of 68 homogeneous subwatersheds (ranging from 100 to 3700 km²) and constitutes an input variable. For each Strahler order in a subwatershed, we applied the thermal model to the average reach, using geomorphological, meteorological and hydrological features averaged across all reaches with this Strahler order.

Thermal simulations considered forcing conditions by Strahler order and subwatershed, and ignored advective processes which determine the upstream-downstream propagation of thermal signals. The testing period covered seven years (2000 to 2006), during which time the Loire basin experienced a severe drought and very hot spells in August 2003. We assessed for what type of rivers the thermal model performed efficiently, and where upstream conditions could be ignored. The adequacy of averaging the geomorphological and hydrological features at the Strahler order scale are discussed with regard to the thermal simulation performance, focusing particularly on river temperature in groundwater-fed streams during the hot spells of 2003.

4.3.3. Study site

The Loire River (Strahler order 8), the largest river in France, is 1,020 km long and drains a 110,000 km² catchment area characterised by varied climate (oceanic, continental) and lithology (granites and basalts, sedimentary rocks, and granites and schist). The basin can be divided into three main areas (Fig. 4.7a).

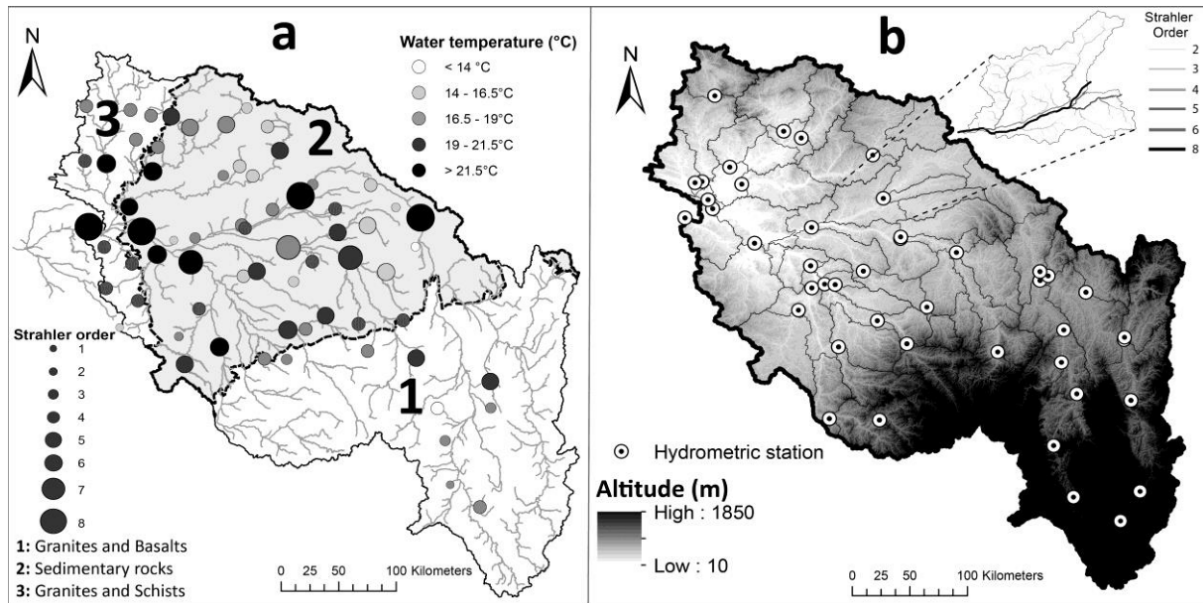


Figure 4.7. Map location of the 68 subwatersheds in the Loire River basin showing the main lithological areas and location of water temperature monitoring stations **(a)**, and the delineation of the subwatersheds showing altitude and the location of hydrometric stations **(b)**.

Area 1, mainly composed of granites, is a mountainous region with an average altitude of 800m. The average slope of rivers in this area (12.4 m.km^{-1}) is substantially higher than in areas 2 and 3 (respectively 3 and 4 m.km^{-1}) (Tab. 4.4). In headwater catchments (Strahler order ≤ 3), the average slope of streams is five times greater than those in areas 2 and 3. Above Strahler order 6, average slope is similar in all areas.

	Area	Order 1	Order 2	Order 3	Order 4	Order 5	Order 6	Order 7	Order 8	Mean
Slope [m.km^{-1}]	1	50.0	22.6	12.0	6.8	3.5	2.8	1.1	0.4	12.4
	2	10.0	5.2	2.8	1.7	1.4	1.2	1.0	0.5	3.0
	3	15.0	7.0	3.8	2.4	1.4	1.2	0.8	0.4	4.0
$Q_{S_{JA}}$ [$\text{l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$] (Hydrometric station available)	1	4.0 (11)		4.7 (23)		4.2 (25)		-		4.2
	2	3.6 (11)		3.8 (16)		3.8 (19)		3.0 (12)		3.6
	3	2.3 (2)		2.3 (8)		2.5 (11)		2.8 (2)		2.5
Ratio Q_{JA}/Q_{Year} [%]	1	23		27		30		-		27
	2	48		40		28		30		38
	3	9		15		20		28		19
Vegetation cover [%]	1	56	66	75	86	83	76	70	70	76
	2	53	60	69	78	85	82	84	75	73

Tableau 4.4. River characteristics by lithological area (1: granites and basalts; 2: Sedimentary rocks; 3: Granites and Schists) and Strahler order; Summer specific flow $Q_{S_{JA}}$ (July-August) and ratio between mean summer flow Q_{JA} (July-August) and mean annual flow Q_{Year} are calculated for the period 1974-2006. Averaged vegetation cover on both sides of rivers with a buffer of 10m is determined by remote sensing.

The major part of rivers in the basin have a pluvial regime but several rivers located in Area 1 have a pluvio-storm regime above the altitude 1500m. Summer specific flows, taken from the French HYDRO database (www.hydro.eaufrance.fr), have the same order of magnitude in each area, ranging from $2.5 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ in area 1 to $4.2 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ in area 3. However, looking at the ratio between the mean summer flow and the mean annual flow (Q_{JA}/Q_{Year}), we can see that the summer flow represents

approximately 40% of the mean annual flow in area 2, but only 27% in area 1 and 20% in area 3 (Tab. 4.4). This is consistent with the fact that area 2, composed of sedimentary rocks, benefits more from groundwater supplies in summer. This is even clearer for small rivers (Strahler order ≤ 3), in which the ratio is 50%, compared to 20% in other areas. The mean air temperature in summer, taken from the SAFRAN dataset, ranges from 18.2°C in the mountainous area to 20.5°C in lowland areas.

Stream shading is characterized by a vegetation cover indicator provided by the database of Valette *et al.* (2012). Rivers located in areas 1 and 2 have similar vegetation cover, 75% on average, for all Strahler orders, compared to only 35% in area 3 (Tab 4.4). However, for the smallest rivers (Strahler order ≤ 3), the mountainous area 1 has the greatest vegetation cover (ca. 70%), compared to 65% in area 2 and 46% in area 3.

4.3.4. Model and datasets

4.3.4.1. Equilibrium temperature concept

The thermal model is based on the heat balance approach, and derived from the equilibrium temperature concept (Edinger *et al.*, 1968), with two central variables, namely the equilibrium temperature (T_e) and the heat exchange coefficient (K_e). The equilibrium temperature (T_e) is defined as the water temperature (T_w) at which the net rate of heat exchange at the limits of the water body, including the groundwater heat inflow, is 0. The thermal exchange coefficient (K_e) is the rate at which the water temperature responds to heat exchange processes (in $W.m^{-2}.K^{-1}$). Assuming that the river water is well mixed thermally, the heat budget equation of the water body can be expressed as follows:

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = \frac{\sum H_i(t)}{\rho_w C_p D} \quad (\text{Eq. 4.1})$$

$$\sum_i H_i = H_{ns} + H_{la} - H_{lw} + H_c - H_e + H_g \quad (\text{Eq. 4.2})$$

where $\sum H_i$ is the net heat flux ($W.m^{-2}$), ρ_w is the water density (1000 kg.m^{-3}), C_p is the specific heat of the water ($4181 \text{ J.kg}^{-1}.K^{-1}$), D is the mean river depth (m), which varies over time, like all heat fluxes ($W.m^{-2}$); H_{ns} is the net solar radiation, H_{la} is the atmospheric long-wave radiation, H_{lw} is the long-wave radiation emitted from the water surface, H_e is the evaporative heat flux, H_c is the convective heat flux exchanged with the atmosphere, and H_g is the groundwater heat inflow. Their formulation (Tab. 4.5) is taken from Bustillo *et al.* (2014) for the water atmosphere fluxes, and from Herb and Stefan (2011) for the groundwater heat flux. The equilibrium temperature (T_e) is the temperature defined when the algebraic sum of the six heat fluxes is zero ($\sum H_i = 0$). This net heat flux can be

linearized using the concept of equilibrium temperature (Edinger *et al.*, 1968), stating that the net rate of heat exchange is proportional to the departure from the equilibrium temperature:

$$\sum_i H_i = K_e (T_e - T_w) \quad (\text{Eq. 4.3})$$

In line with Edinger *et al.* (1968), the heat exchange coefficient K_e was computed at the daily time step with a theoretical formulation corresponding to the sum of derivatives of heat fluxes with respect to the equilibrium temperature (Bustillo *et al.*, 2014), which does not require any calibration, and is thus easily applicable at a regional scale:

$$K_e(t) = 4\varepsilon\sigma(T_w(t) + 273.15)^3 + f(w) \left(0.62 + 6.11 \cdot \frac{17.27 \times 237.3}{(237.3 + T_w(t))^2} \times \exp \left[\frac{17.27 \times T_w(t)}{237.3 + T_w(t)} \right] \right) + \rho_w C_p \frac{Q_g(t)}{A} \quad (\text{Eq. 4.4})$$

where $f(w)$ is the wind function, taken from Brutsaert and Stricker (1979) (Tab. 4.5), and Q_g/A defines the seepage flux (m/s). Next, the Edinger equation (**Eq. 1**) was applied at a daily time step to define the water temperature:

$$T_w(t) = T_e(t) + [T_w(t - \Delta t) - T_e(t)] \cdot \exp \left[\frac{-K_e(t)}{\rho_w C_p D(t)} \Delta t \right] \quad (\text{Eq. 4.5})$$

Heat flux (W.m ⁻²)	Formulations	Parameters	Assumptions
Net solar radiation (H_{ns})	$H_{ns} = (1 - Alb) \cdot Rg \cdot (1 - SF)$	Alb : Surface water albedo Rg : Global radiation [W.m ⁻²] SF : Shading factor	$Alb = 0.06$
Long-wave radiation (H_{la})	$H_{la} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot (T_a + 273.15)^4 \times (1 + 0.22 \cdot Cld^{2.75})$	ε_a : Clear-sky atm. emissivity σ : Boltzmann constant T_a : Air temperature [°C] Cld : Cloud cover fraction	$\varepsilon_a = \text{constant}$ $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$
Long-wave emitted radiation (H_{lw})	$H_{lw} = \varepsilon_w \cdot \sigma \cdot (T_w + 273.15)^4$	ε_w : Water emissivity T_w : Water temperature [°C]	$\varepsilon_w = 0.97$ $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$
Convection (H_c)	$H_c = B \cdot f(w) \cdot (T_a - T_w)$	B : Bowen's coefficient $f(w) = aw + b$: wind function w : wind speed at 2 m [m.s ⁻¹]	$a = 4 \text{ [W.s.m}^{-3} \cdot \text{mb}^{-1}]$ $b = 7.4 \text{ [W.m}^{-2} \cdot \text{mb}^{-1}]$ $B = 0.62 \text{ mb.K}^{-1}$
Evaporation (H_e)	$H_e = f(w) \cdot (e_s - e_a)$	e_a : water vapour pressure in air [mb] e_s : saturation vapour pressure for T_w [mb]	Magnus-Tetens approximation: $e_s = 6.11 \cdot \exp \left(\frac{17.27 \cdot T_w}{273.3 + T_w} \right)$
Streambed inputs (H_g)	$H_g = \rho_w C_p \frac{Q_g}{A} (T_g - T_w)$	T_g : Groundwater temperature [°C] ρ_w : Density of water [kg.m ⁻³] C_p : Specific heat capacity [J.kg ⁻¹ .°K ⁻¹] Q_g : Groundwater flow [m ³ .s ⁻¹] A : Exchange area between groundwater and river [m ²]	

Tableau 4.5. Formulations and parameters used to determine heat fluxes occurring at the water/air and water/sediment interface.

4.3.4.2. Implementation of the model at a regional scale

The local water temperature simulations were carried out in two stages (Fig. 4.8). First, the equilibrium temperature (T_e) (Eq.4.2), the coefficient of heat exchange (K_e) (Eq. 4.4) and the river depth (Equation 4.7 see below) were calculated at a daily time step and for each **SubWatershed** × **Strahler Order** couple, hereafter called **SW-SO** (Stage 1 in Fig. 4.8). Secondly, the daily water temperature was computed using Equation 4.5. The Loire basin was subdivided into 68 subwatersheds (Figure 4.7b), with drainage areas ranging from 100 to 3700 km². Within each subwatershed, the maximum Strahler order varies between 5 and 8.

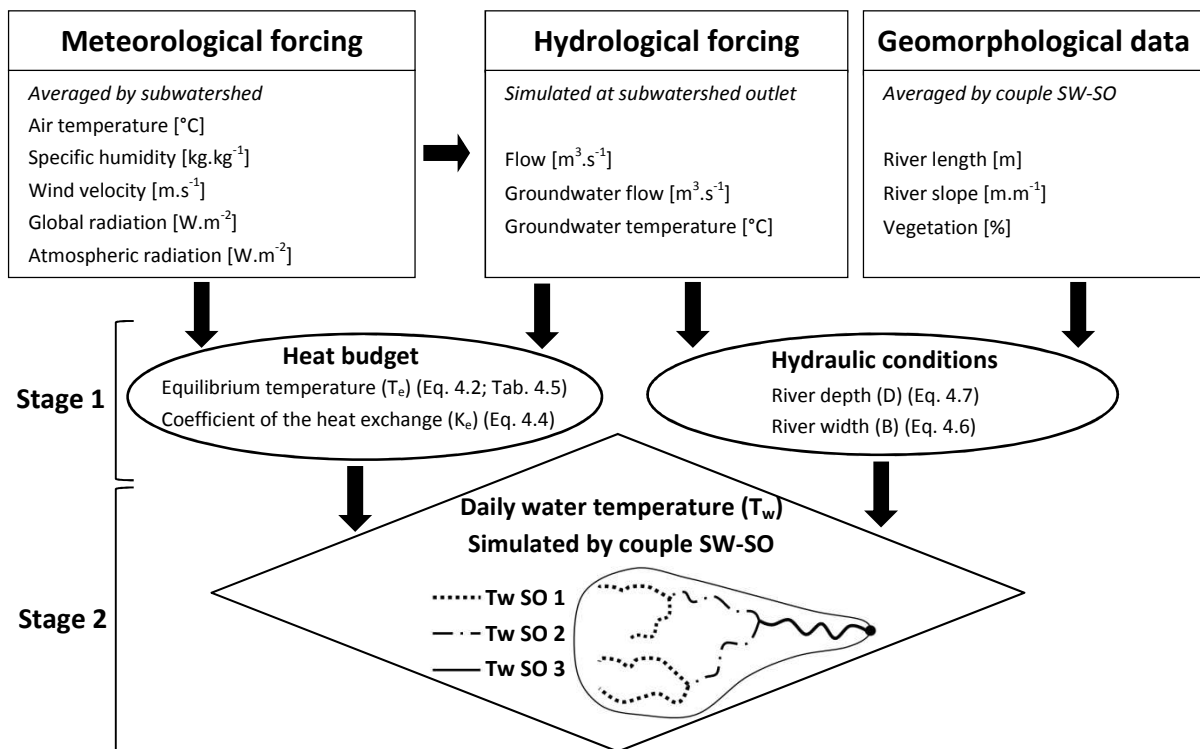


Figure 4.8. Principle of the model used to simulate daily water temperature at a regional scale.

4.3.4.3. Meteorological forcing variables

Daily meteorological forcing data were taken from the SAFRAN dataset (Quintana-Segui *et al.*, 2008; Vidal *et al.*, 2010), which was produced by Météo-France with an 8-km resolution for the period 1970-2007 at an hourly time step for the following near-surface parameters: air temperature (T_a , 2 m above ground level, °C), specific humidity (Q , 2 m above ground level, kg/kg), snowfall (S , mm/s), rainfall (R , mm/s), wind velocity (W , 10 m above ground level, m/s), global radiation (R_g , W/m²), and atmospheric radiation (R_a , W/m²). The wind velocity, measured 10 m above ground level was extrapolated at a height of 2 m using a logarithmic wind profile, yielding $U_2/U_{10} = (2/10)^{0.11} = 0.837$,

with 0.11 corresponding to the surface roughness of arable land (Zhang *et al.*, 2004). Daily meteorological forcing data were spatially averaged for each subwatershed.

4.3.4.4. Geomorphological and vegetation data

The main characteristics (length and slope) of the drainage network were extracted from the CARTHAGE (Thematic cartography of the water agency and the French Ministry of Environment) database and the BD ALTI® 25-metre resolution DTM dataset. These characteristics were averaged for each SW-SO. Therefore, all river reaches with identical SO in a SW were assumed to share the same morphological features. River length was used to determine the exchange area between the river and the groundwater (A) for the calculation of the heat flux H_g , and the river slope was used to determine river depth (Eq. 4.7) and width (Eq. 4.6).

The river width (B) and depth (D) were determined at a daily time step using the ESTIMKART application which takes into account the mean and daily flows of the reaches (Lamouroux *et al.*, 2010), assuming a rectangular cross-section:

$$B(t) = a_d \bar{Q}^{b_d} \left[\frac{Q(t)}{\bar{Q}} \right]^b \quad (\text{Eq. 4.6})$$

$$D(t) = c_d \bar{Q}^{f_d} \left[\frac{Q(t)}{\bar{Q}} \right]^f \quad (\text{Eq. 4.7})$$

where \bar{Q} is the mean flow ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), Q the daily flow ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), and b, f, a_d , b_d , c_d , f_d are coefficients and exponents, depending on river slope, watershed area and Strahler order. These parameters share common properties worldwide (Knighton, 1998; Lamouroux and Capra, 2002) and we used the formulations proposed by Lamouroux *et al.* (2010). River width was used to determine the exchange area (A) between the river and the groundwater for the calculation of the sixth heat flux (Eq. 4.8), and river depth was included in the water temperature equation (Eq. 4.4).

A shading factor (SF), corresponding to a coefficient of reduction of the overall incident radiation (H_{ns}), was determined from the database of Valette *et al.* (2012) which gives the averaged vegetation cover (%) determined by remote sensing on both sides of rivers with a buffer of 10m. The vegetation cover was averaged for each SW-SO and weighted linearly by a coefficient linked to the Strahler order, ranging from 0 for a Strahler order 1 to 1 for a Strahler order 8, to account for the influence of river width on shading area. The shading factor is included in the net solar radiation equation (Tab. 4.5).

4.3.4.4. Hydrological forcing variables

The daily mean discharge values (m^3/s) were determined by the semi-distributed hydrological model EROS (Thiéry, 1988; Thiéry and Montzopoulos, 1995) at the outlet of the 68 subwatersheds, designed to be as homogeneous as possible with respect to land use and geology (Bustillo *et al.*, 2014) (Fig. 4.8b). Modelling the rainfall/discharge relationships entailed calibration of four to six lumped parameters (soil capacity, recession times, etc.) for each subwatershed. Runoff was assumed to be evenly distributed over each subwatershed, meaning that specific discharge, expressed in mm/day , is the same for all tributaries, whatever their Strahler order, provided they are located within the same subwatershed. Daily flows simulated at the outlet of a subwatershed were then redistributed in each SW-SO according to their drainage area. Simulations of daily mean discharge were performed over the period 1971-2007, using the meteorological forcing from the SAFRAN database. EROS was validated over the 1974-1999 period at 44 hydrometric stations of the 68 located at the outlet of subwatersheds with more than 20 years of time series (median drainage area: $3,800 \text{ km}^2$; $\text{SO} > 5$) (Fig. 4.8b). To test the performance of the hydrological model at medium and low flows, Nash criteria were calculated on the square roots of the discharge (C2) and the logarithms of the discharges (C3), providing a better assessment of performance in the low-flow period. Performance was good at the 44 hydrometric stations used for calibration with the C2 criterion between 0.84 and 0.87, and the C3 criterion between 0.77 and 0.95 in 75% of the subwatersheds during the low-water period (July-August), which is of particular interest for this study. However, flows tend to be slightly overestimated at several stations, which can be explained by the fact that the hydrological model does not account for water withdrawal for agriculture. This overestimation is greatest for specific flows higher than $4 \text{ l.s}^{-1}\text{km}^{-2}$ and can reach 40%. Looking at 87 intermediate stations (median drainage area: 320 km^2) located inside the subwatersheds and not at their outlet, the C3 criterion is higher than 0.7 in 40 stations. However the performance is more contrasted, especially for stations located on small rivers ($\text{SO} < 3$) where the relative bias of simulated flows can reach $\pm 60\%$.

To account for the influence of groundwater inputs on the thermal response of river reaches, we chose to add a sixth heat term (H_g), expressed in W.m^{-2} and corresponding to heat flux from streambed inputs (Sridhar *et al.*, 2004; Herb and Stefan, 2011) and computed by SW-SO (Tab. 4.5). The exchange area between the river and groundwater (A) corresponding to river length multiplied by wetted perimeter (m^2). The fraction of stream flow due to groundwater inputs was determined with base flow separation techniques based on the method of the Institute of Hydrology (1980) to obtain Q_g ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$). Because few techniques are available to estimate groundwater inflow temperature, T_g was estimated by averaging the air temperature of the 365 days preceding the

observation according to Todd (1980). Heat transfer from the stream to the streambed sediment by conduction was ignored.

4.3.4.5. Water temperature data

The validation data consisted of daily mean river temperatures, deduced from observed hourly data surveys performed at 67 stations (median drainage area = 350km²) managed by the Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques (ONEMA), mainly in summer between 2000 and 2006. These stations are not evenly distributed across the Loire basin (Fig. 4.8a): 45 are in area 2, but only 10 in area 1, and 12 in area 3. They include all Strahler orders, although stations are principally located on medium-sized rivers with a Strahler order of 4 or 5 (38 stations). We can note that the highest mean summer temperatures are observed on large rivers such as the Loire and their main tributaries, where the mean water temperature in summer was over 21.5°C in 2000-2006. This period was marked by a severe drought in the summer 2003 (1 in 50 years) and a hot spell (Moatar and Gailhard, 2006) with an increase of 3.2°C in the mean summer air temperature (T_a) compared to the pluri-summer mean (1974-2006).

4.3.5. Results

4.3.5.1. Multi-year evaluation

The model faithfully represents the water temperature observed at 67 measurement stations in summer between 2000 and 2006. The mean standard deviation of errors is 1°C and less than 0.5°C for 5 stations (Tab. 4.6). The mean RMSE is 2°C (Fig. 4.9a). Biases ($T_{sim}-T_{obs}$) are small and range from -1°C to 1°C for 43 stations (65% of stations), as shown in figure 4.9b. The model was most accurate for large rivers (Strahler orders 7 and 8), with biases ranging from -0.5°C to 0.5°C and a median RMSE of less than 1°C (large white circle; Fig. 4.9a). For small streams with Strahler order equal to or less than 3, performance varied widely, with an average bias of 1.4°C and an average RMSE of 2.4°C, while RMSE was less than 1.5°C at five stations (small white and grey circle) and higher than 2.5°C at five stations (small black circle; Fig. 4.9a). The average level performance is improved as the distance from the source increased; for 16 stations located more than 100 km from their source (drainage area > 1 000 km²), the average standard deviation of errors was 0.8°C, compared to 1.3°C for the others (Fig. 4.9c). Mohseni *et al.* (1999) showed that after a long travel time, i.e. a long distance from the headwater, the memory of the upstream temperature is lost and weather is the main factor driving water temperature. For shorter travel times, local factors, including upstream water temperature and weather, determine the water temperature. When the station is very close to the headwater, i.e. when the travel time is very short, the weather effect is

small. Upstream water temperature may thus be colder (groundwater in summer, snowmelt) than the equilibrium water temperature determined by weather and local parameters.

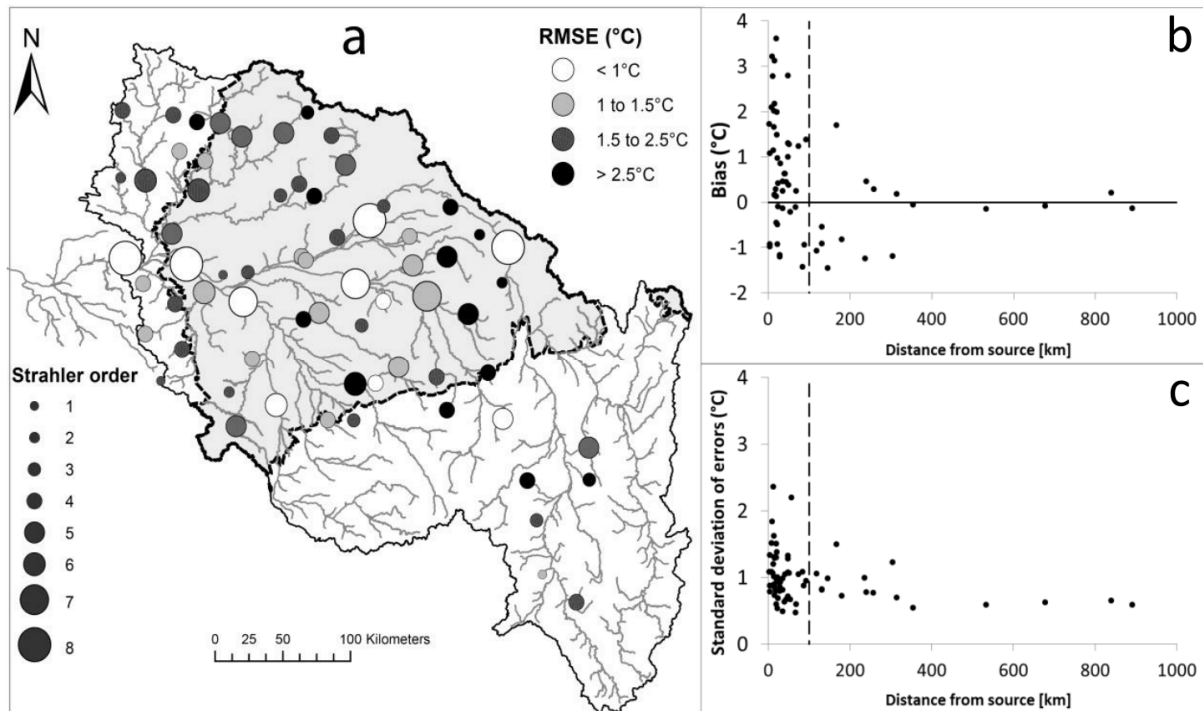


Figure 4.9. Thermal model performance at 67 measurement stations during the summer period between 2000 and 2006; **(a)** Spatial distribution of RMSE; **(b)** biases (Tsim-Tobs); **(c)** standard deviation.

4.3.5.1. Inter-annual variability

The best performance for all stations was obtained in summer 2000 (RMSE=1.6°C) and 2001 (RMSE=1.5°C) with a bias close to zero (Tab. 4.6). Average air and water temperatures for those two years were similar to the inter-summer mean ($T_a = 19.7^{\circ}\text{C}$ et $T_w = 18.4^{\circ}\text{C}$) and their specific flows were slightly higher than the inter-annual mean. In 2004, 2005 and 2006, the performance was similar (RMSE = 2.1°C; bias = 0.6°C) and the average air temperature was close to the pluri-summer mean ($T_a=19.7^{\circ}\text{C}$). Summer was colder in 2002 ($T_a=18.2^{\circ}\text{C}$), but the performance was of the same order of magnitude as 2004, 2005 and 2006.

The most poorly simulated summer was 2003, with overestimated water temperature (Bias = 0.7°C) and an RMSE of 2.4°C. The average maximum daily temperature of air ($T_a\text{-max}$) observed at 67 sites was 2.1°C higher than the inter-summer mean (1974-2006), and the average specific flow was 1l/s/km² lower than the inter-summer mean (Tab. 4.6). Despite this exceptional heatwave, the observed water temperature only increased by 1.2°C compared to the inter-summer mean. In fact, air warming was relatively homogeneous for all the sites, ranging from +2.5 to +4°C, while the average water temperature variation was more contrasted (between -1°C and +4°C).

	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2000-2006	1974-2006
T_w-Obs Mean (°C)	18.0	18.9	17.4	19.6	17.9	18.0	19.0	18.4	
T_w-Obs Max (°C)	21.9	22.7	21.8	25.3	22.4	22.3	23.8	22.9	
T_w-Obs Min (°C)	13.9	11.0	11.9	11.6	10.9	9.1	10.7	11.3	
T_a (°C)	18.4	19.4	18.2	22.1	19	19.2	20.3	19.7	18.9
T_a-max (°C)	23.1	24.2	22.6	27.7	23.5	24.2	25.1	24.3	25.6
Q_{sJA} (l.s.km²)	4.1	5.1	2.9	2.1	3.6	1.9	2.0	3.1	3.5
Bias(T_w-sim – T_w-obs)	0.0	0.3	0.7	0.7	0.6	0.6	0.5	0.5	
Std. deviation of errors	1.0	1.1	1.2	1.3	1.1	1.2	1.2	1.2	
RMSE (°C)	1.6	1.5	2.1	2.4	2.1	2.1	2.2	2.0	

Tableau 4.6. Air and water temperature in summer (July-August) 2000-2006; average, minimum and maximum water temperature observed (T_w-Obs); average and maximum air temperature (T_a); Specific flow in summer (Q_{sJA}); Inter-summer performance of simulations at 67 measurement stations.

4.3.5.2. Sensitivity of the model

This model does not require calibration, but several parameters, including groundwater flow (Q_g), river depth (D), and the shading factor (SF), remain difficult to quantify at the scale of a large regional watershed. To overcome these difficulties, we used empirical formulae as described in the first section of this paper. Here, we will examine the influence of these parameters on water temperature simulation.

The shading factor (ranging from 0 to 1) was included in the net solar radiation equation (Tab. 4.6) and was used in the calculation of the equilibrium temperature (T_e). At the 67 measurement stations, increasing the shading factor by 50%, lowered the average simulated water temperature by 4°C (Fig. 4.10a) and tended to slightly decrease daily fluctuation of water temperature by 1.5°C (Fig. 4.10d). Conversely, a 50% drop in the shading factor led to a 3°C rise in water temperature and a 1°C increase in the amplitude of water temperature fluctuation. This was the most influential parameter in terms of temperature calculation (Fig. 4.10g).

Groundwater flow (m³.s⁻¹) was included in the streambed input equation constituting the sixth heat flux used to compute the heat budget (Tab. 4.6). With a 50% increase in groundwater flow, the water temperature drops by 0.4°C during the summer period. Conversely, if the groundwater flow decreases by 50%, the water temperature rises by 0.4°C (Fig. 4.10b). Groundwater flow has a buffering effect on the thermal regime of rivers, and a 50% increase can reduce the amplitude of water temperature fluctuation by 0.3°C. In summer, streambed inputs contribute to approximately 10% of the heat loss of the water body, which explains the low impact of changes in groundwater flow on the simulated water temperature. This value is similar to other studies (Hannah *et al.*, 2008; Hebert *et al.*, 2011). However, in a medium-sized river (Strahler order 5; drainage area 750 km²)

strongly influenced by groundwater flow, changes in temperature greater than 0.8°C may be observed (Fig. 4.10h).

River depth (D) (Eq. 4.2) was used in Equation 4.5 to calculate the water temperature and is one driver of the thermal inertia of the system. Its effect on mean summer temperature is very low (Fig. 4.10f). However, a 50% increase in river depth leads to an increase in thermal inertia, reducing the variability of the simulated daily temperature by 0.3°C (Fig. 4.10i) at the 67 measurement stations. Conversely, a reduction of the river depth provokes a 0.3°C increase in the amplitude of variation of daily water temperature.

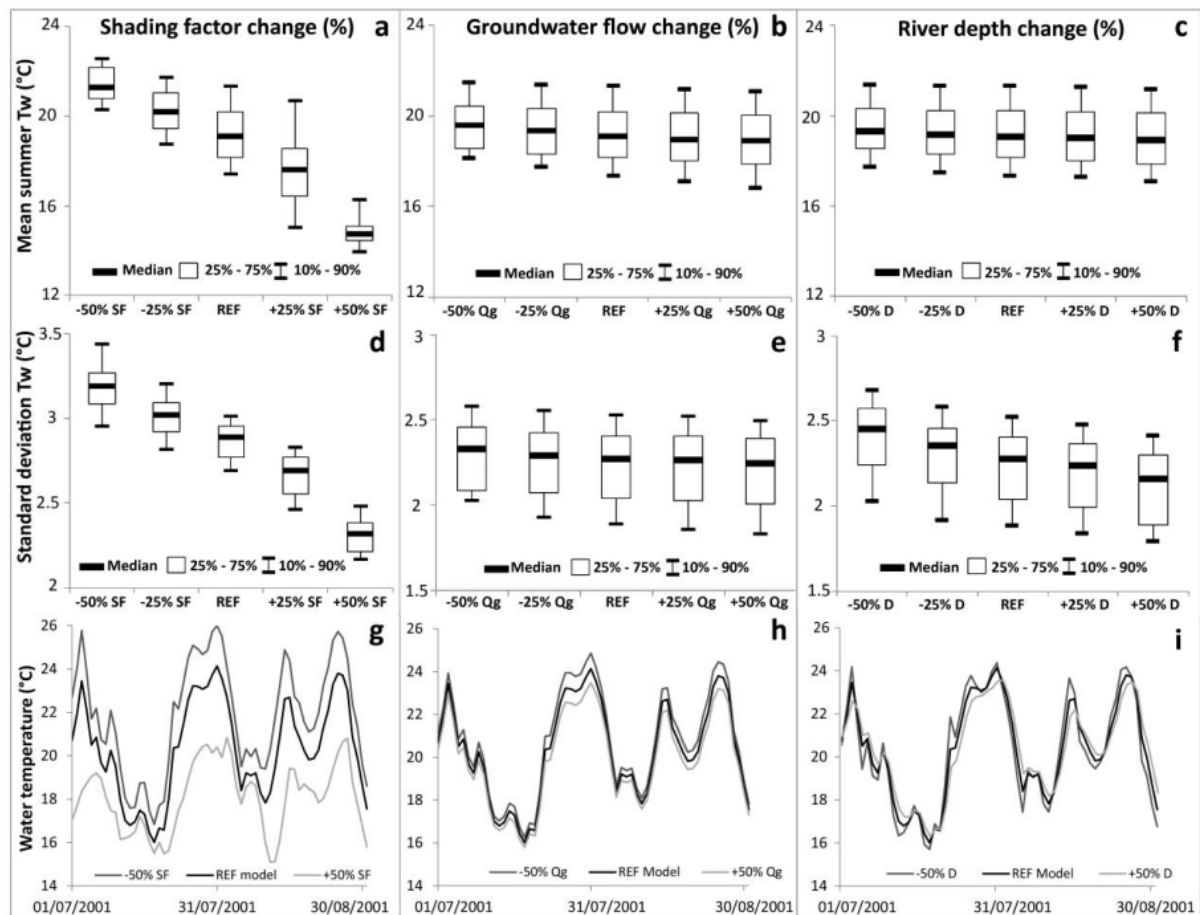


Figure 4.10. Model sensitivity: Distribution of mean river temperature and water temperature variability with changes in shading factor (SF) (a,d), groundwater flow (Q_g) (b,e), and river depth (D) (c,f) at the 67 stations (whiskers) in summer 2000-2006. Example of temperature variations induced by changes in SF (g), Gw (h) and D (i) ranging from -50% (dashed grey line) to +50% (solid grey line) in a medium-sized river influenced by groundwater inputs (Order 5; Drainage area 750 km²) compared to daily temperature simulated by the reference model (described in Model section and dataset) in summer 2001 (solid black line).

4.3.6. Discussion

The performance of the model on large rivers is close to the RMSE value of 0.82°C calculated on the Loire river (Bustillo *et al.*, 2014) but varied widely on small rivers close to their headwater. In this section, the importance of including geomorphological features, hydrological forcing variables and

streambed inputs in the calculation of water temperature is discussed in relation to the thermal simulation performance.

4.3.6.1. Influence of geomorphological features

The thermal model is based on a simplifying assumption regarding the geomorphological features of rivers. In each SW-SO, we used the mean of the corresponding local values of river slope (S), river length (L) and shading factor (SF). Consequently, local geomorphological characteristics and riparian vegetation tended to be overlooked.

These parameters (S , L and SF) are assumed to be similar in rivers with the same Strahler order within a given subwatershed, giving rise to potential uncertainty regarding the water temperature simulation due to the heterogeneity of these features. To assess the magnitude of this uncertainty, we examined extreme values (minimum and maximum) of these three types of geomorphological feature for each instrumented SW-SO (67 stations) with the aim of estimating the potentially highest and lowest water temperatures. Two examples of this corresponding uncertainty range are displayed (Fig. 4.11, grey area) around the water temperature simulated by the model (T_w -sim).

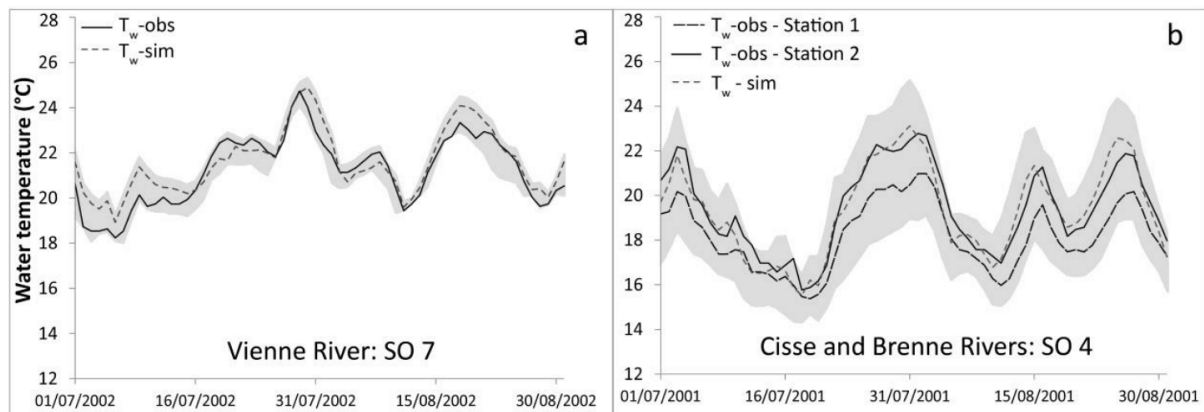


Figure 4.11. Daily observed and simulated water temperatures for two SW-SO couples. The grey area represents the simulation uncertainty linked to the averaging of geomorphological features; **(a)** the Vienne at Anché (Strahler order 7; 20 300 km²); **(b)** the Cisse at Noizay (station 1) and the Brenne at Chancay (station 2) (Strahler order 4; 350 km²).

In these two rivers, with Strahler orders 7 and 4 respectively, the observed temperatures (T_w -obs) fall within the uncertainty area. This suggests that averaging the geomorphological features has a significant impact on the model; nevertheless, local simulations that are biased can be explained, in part, by this assumption. In one SW-SO, there are two measurement stations (Fig. 4.11b), and we can see that the temperature simulated using average geomorphological features (T_w -sim) is closer to the temperature observed at station 2 (bias = 0.4°C; standard deviation of errors = 0.7°C) than at station 1 (bias = -0.9°C; standard deviation of errors = 0.9°C). However, the temperature curve at station 1 is

included in the uncertainty area, suggesting that the lower performance observed at this station could be due to geomorphological forcing variables differing from the mean.

The uncertainty range is greater for temperatures simulated on small rivers close to their headwater. This is particularly apparent on the curve showing the longitudinal evolution of simulated summer temperatures along the Loire (Figure 4.12a). Near the headwaters, the specific geomorphological features of the Loire are averaged with those of other streams of Strahler order 1 in the same subwatershed. Because there are more small streams than large rivers in a subwatershed, the uncertainty area is larger when rivers are close to their headwater, up to 8°C for Strahler order 1. The uncertainty range 100 km downstream of the headwater (Strahler order 6) is only 1°C and remains constant up to the outlet (900 km), due to the fact that there are fewer higher order streams, and thus less variability of geomorphological features. Regarding the monitoring stations located less than 100 km from the headwater, the variability of geomorphological features produces an average uncertainty in simulations of about 3.5°C for 51 stations (Figure 6b). The mean uncertainty concerning the remaining 16 stations (distance > 100 km from headwater) is 1°C. The mean observed water temperature in summer for 2000-2006 is still included in the uncertainty area except for six stations very close to their headwaters (<30km) where simulated temperatures are sharply overestimated and cannot only be explained by the averaging of geomorphological features for each SW-SO.

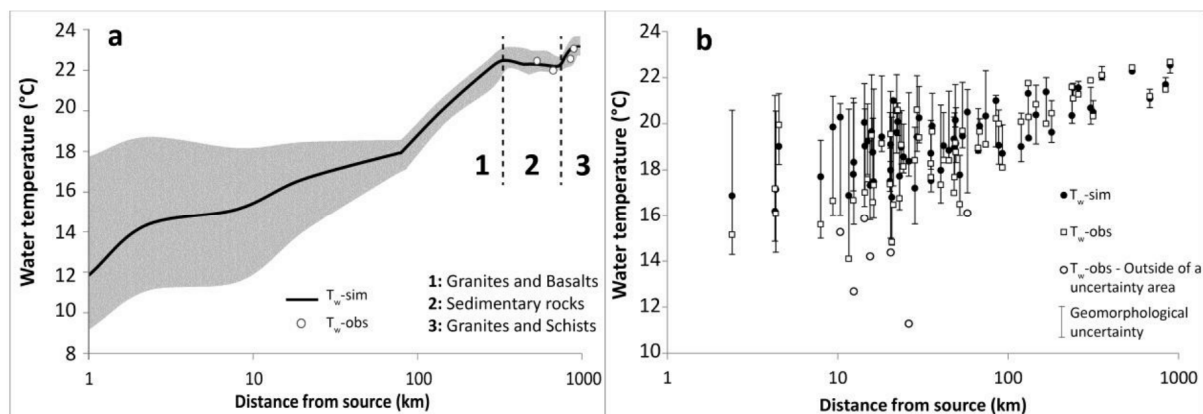


Figure 4.12. Mean water temperature simulated in summer between 2000 and 2006 as a function of distance from headwater, with uncertainty of simulations linked to the averaging of geomorphological features by SW-SO; **(a)** Longitudinal profile of temperature in the Loire (Geomorphological uncertainty in grey area); **(b)** Temperature simulated and observed at 67 measurement stations

4.3.6.4. Influence of hydrological forcing

Daily flows, used to determine river depth (Eq. 4.7) and groundwater flow (Tab. 4.6), are generally well simulated by EROS during the summer period at the outlet of 44 subwatersheds but they tend to be slightly overestimated or underestimated (reaching $\pm 60\%$) at most stations. These inaccuracies

leading to over- or under-estimates river depth which plays an important role in the thermal inertia of rivers. Taking all measurement stations together, a flow change of $\pm 60\%$ leads to a $\pm 25\%$ change of river depth in summer (Eq. 4.6). Nevertheless, a $\pm 25\%$ change of river depth can increase or decrease the standard deviation of the summer temperature by only 0.3°C (Fig. 4.10) and has a limited effect on the daily water temperature simulated in summer.

The groundwater flow (Q_g) was obtained by base flow separation techniques (Institute of Hydrology, 1980). The base flow determined from simulated flows is 25% higher than the base flow determined from available observed flows in summer between 1974 and 2006. However, we saw that a 25% increase in base flow induced a decrease of only 0.2°C in the mean summer temperature.

Finally, the inaccuracies of simulated flows have an effect on the mean temperature and on the variability of daily temperature and might impair the performance of the model. However, these impacts are limited and the overestimation of water temperature by more than 5°C at the six stations (Fig. 4.12b) identified in the previous section, where T_w is clearly outside the uncertainty range related to the geomorphological heterogeneities, cannot only be explained by the quality of the daily flow simulation.

4.3.6.3. Integration of groundwater flow in the model

One of the aims of this work was to study the capacity of the model to simulate the thermal response of rivers preferentially fed by groundwater in summer. To this end, we focused on the 44 measurement stations located within the sedimentary basin (Fig. 4.7a; Area 2) as they are the ones most influenced by groundwater inputs: the ratio observed between the mean summer flow and the mean annual flow (Q_{JA}/Q_{Year}) is 38% on average for all Strahler orders in area 2, compared to only 27% in area 1, and only 19% in area 3 (Tab. 4.5).

The model simulates the average water temperature in summer very well, except for the six stations identified above, where simulations are vastly overestimated (white circles; Fig. 4.13a) with a bias of over 2.5°C (dashed line in figure 4.13) and up to 7°C . These sites are closed to their source (5 sites < 20 km; 1 site 70 km from its source) and their mean observed water temperature is not included in the uncertainty range due to the averaging of geomorphological features (Fig. 4.12b). The mean summer discharge observed at these stations represents approximately 55% of the mean annual flow, compared to only 30% for the other stations (Fig. 4.13d). These rivers are not influenced by human activities or hydraulic management, so we can assume that they are largely sustained by groundwater inputs and that their thermal regime is cooled by the groundwater temperature. This is also suggested by the bias which is more important at these stations during the hot summer of 2003 (Fig. 4.13c) in comparison with the cold summer of 2002 (Fig. 4.13b), when it reached 11°C on rivers

where the water temperature observed is usually cool (Fig. 4.13c; white circles). In fact, weather conditions have little influence on their thermal regime and they maintained a relatively cool temperature over the entire period under study. The model failed to simulate this particularity, because it underestimates cooling by groundwater, which had a stronger influence during the heat wave of 2003, when the Q_g/Q ratio was larger. The groundwater temperature varies over a year but has a strong inertia, even during heat waves, which led to regulate the thermal regime of rivers. In fact, the effect of groundwater inputs on the thermal regime of rivers in the Loire Basin is described adequately through the sixth heat flux, except for these six stations. For example, in the middle Loire, 650 km from the headwater, Moatar and Gailhard (2006) observed a cooling of 1.4°C in August between 1980 and 2003, associated with a $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ groundwater inflow. A decrease of 0.8°C, but in July-August, is clearly simulated on the longitudinal profile of the Loire (Fig. 4.12a) where the river crosses the area composed of sedimentary rocks and is fed by the Beauce aquifer (Area 2). However, on small rivers, the groundwater flow and the exchange area between the river and the groundwater (A) are averaged for each SW-SO. In a real case, two rivers with the same SW-SO can have a very different groundwater flow or exchange area, and groundwater-river exchanges can be very complex and have a strong influence on their thermal regime (Hannah *et al.*, 2009). Tonina and Buffington (2009) showed that the rate and area of groundwater exchanges vary as a function of the geomorphological features of rivers, which our model can only consider at the SW-SO scale. The implementation of a thermal model at a finer scale, including a definition of local geomorphological, hydrological and groundwater-river exchanges for each reach, could greatly improve the thermal simulation of rivers, particularly those close to their source and largely fed by groundwater, as at the six stations described here.

The model is very efficient for rivers with low groundwater supplies and influenced mainly by weather conditions during heat waves (Fig. 4.13c), especially those that are most impacted by warming ($T_w > 20^\circ\text{C}$), and it can offer an appealing way to study the thermal response of rivers to climate change.

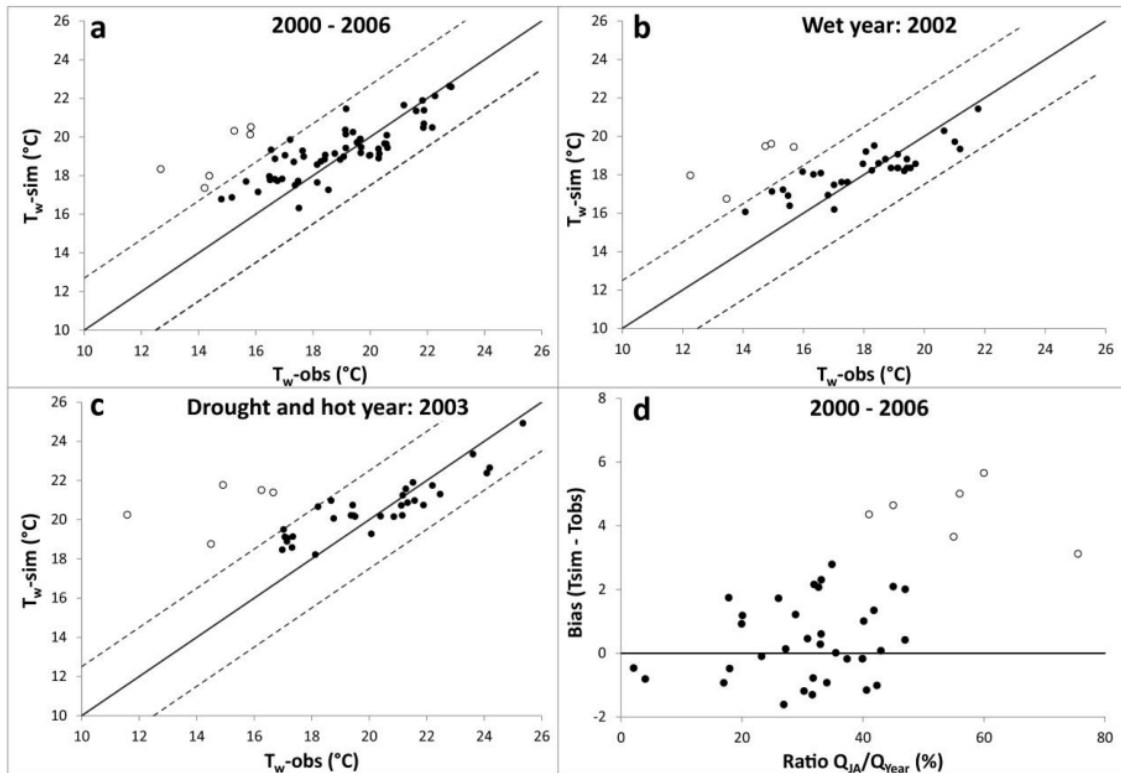


Figure 4.13. Simulated temperature as a function of observed temperature in summer 2000-2006 (a), in 2002 (b) and in 2003 (c). Dashed lines represent biases of $\pm 2.5^\circ\text{C}$; (d) Mean biases as a function of the ratio between the mean summer flow and the mean annual flow (Q_{JA}/Q_{Year}) in summer between 2000 and 2006. (White circle: Stations T_{w-OBS} is outside the uncertainty area; black circle: other stations).

4.3.7. Conclusion

The main objective of this study was to assess the capacity of a simplified physically based model to simulate the spatio-temporal variability of river temperature in summer at a regional scale (110,000 km^2). According to the equilibrium temperature concept, river temperature calculation is driven by local forcing conditions, and the upstream-downstream propagation of the thermal signal was not included. General performance at 67 measurement stations was good, with a mean RMSE of 1.9°C and a median bias of 0.7°C . The main conclusion is that the water temperature at stations located more than 100 km from their headwater is adequately simulated (Mean RMSE $< 1.5^\circ\text{C}$; $-0.5^\circ\text{C} < \text{Mean Biases} < 0.5^\circ\text{C}$). Good performance observed at these sites shows that upstream conditions have a limited influence on the thermal regime of large rivers, and our discretization for temperature simulations by SW-SO is relevant for large rivers.

Performance on small rivers is more varied, partly due to the averaging of geomorphological features by SW-SO. Indeed, there is considerable geomorphological variability (river slope, river length, riparian vegetation) for small rivers inside a subwatershed. The uncertainty of simulations due to geomorphological averaging is greater on small rivers than on rivers with a high Strahler order (Fig. 4.11). This averaging of geomorphological features tends to hide specific features of rivers and can

explain poor local simulation of water temperature. Furthermore, daily flows, simulated by the EROS hydrological model, show good performance at the outlet of 44 subwatersheds in summer, but several intermediate stations are not very well simulated due to the simplifying hypothesis of homogeneous flow redistribution by SW-SO.

Another conclusion regards the efficiency of the integration of a sixth heat flux corresponding to streambed inputs, as shown on the longitudinal profile of the Loire (Fig. 4.12a), except at six stations where the simulated temperatures are considerably overestimated, with mean biases of more than 2.5°C in summer (Fig. 4.13a). These stations, located on small Strahler order streams, are largely fed by groundwater, and the difficulty simulating the thermal response of rivers that are fed by groundwater in summer, especially during hot spells, seems to be linked to the groundwater flow and the exchange area between the river and the groundwater (A), which were averaged for each SW-SO. Like for geomorphology above, the difficulty comes from assuming similar average features at the SW-SO scale.

To overcome these inaccuracies and improve simulations, a thermal model based on the local geomorphological and hydrogeological features of each reach should be implemented, and the number of subwatersheds used for the discharge simulation should be increased, so that heterogeneities in forcing conditions can be described at a finer scale. Better definition of the geomorphological and hydrological features of each reach, together with groundwater-river exchanges, could help identify rivers exhibiting a specific thermal response (low water temperature in summer) and offering favourable habitats or thermal refuge for cold-water fish species.

Acknowledgements

This work was realised in the course of work for a thesis funded by the Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques (ONEMA). It also benefitted from financial supports by the Fonds Européen de développement Régional (FEDER), the Etablissement Public Loire (EPL) and the water Agency of Loire Bretagne (AELB). Thanks are due to Meteo-France for the SAFRAN database and to André Chandèsris, Yves Souchon and Laurent Valette for the vegetation cover indicator database from the IRSTEA and the ONEMA.

4.4. Validation en période annuelle

L'approche de modélisation stationnelle discrétisée par sous bassin et par ordre de Strahler (SW-SO) est ici validée au niveau des 128 stations « période annuelle » entre 2008 et 2012 (**simulation S2**). Le biais annuel moyen est de -0.5°C . Ces biais sont négatifs à 90 stations (70% de l'effectif) ce qui signifie que la température observée est globalement sous-estimée au cours de l'année (Fig. 4.14a). La température simulée est surestimée à 37 stations mais le biais ne dépasse pas les 2°C . L'écart-type des erreurs moyen est de 1.1°C et il est inférieur à 1.4°C pour 104 stations (80% de l'effectif) ce qui implique que S2 reproduit bien la variabilité journalière de la température (Fig. 4.14b). Seule 24 stations ont un écart-type des erreurs supérieur à 1.5°C mais il reste inférieur à 2.5°C .

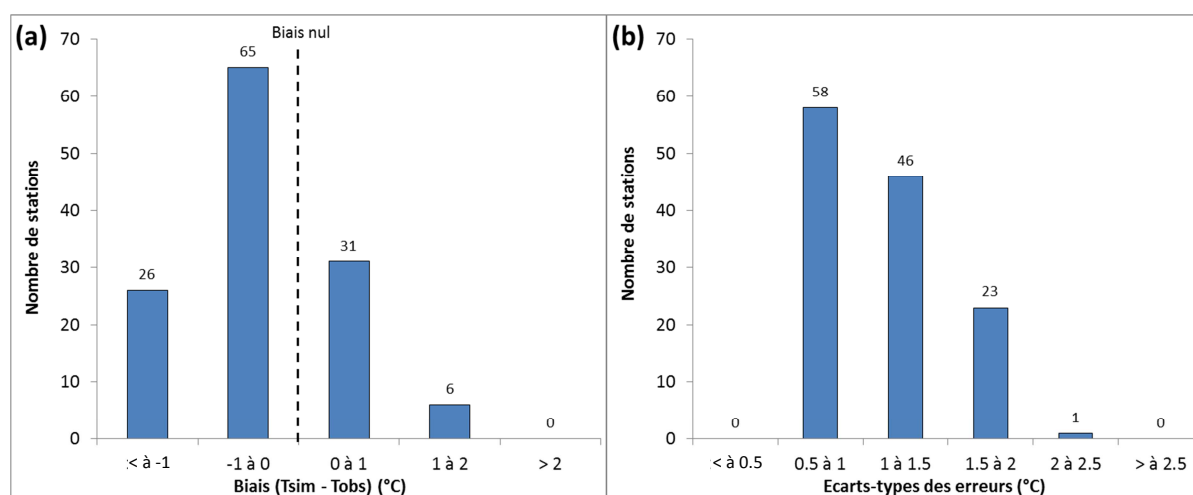


Figure 4.14. Moyennes annuelles des biais journaliers (a) et moyennes annuelles des écarts-types des erreurs journaliers (b) calculés pour les 128 stations « période annuelle » entre 2008 et 2012.

La RMSE moyenne est de 2.1°C et est inférieure à 1.5°C à 23 stations (grands cercles bleus et verts ; Fig. 4.15a) situées sur des grands cours d'eau ayant des ordres de Strahler supérieurs à 6. Les températures sont mieux simulées sur les grands cours d'eau. Les biais ont tendance à se rapprocher de 0 quand le point kilométrique amont augmente (Fig. 4.15b). Les écarts-types des erreurs diminuent avec la distance à la source et sont inférieurs à 1°C après un point kilométrique amont supérieur à 200km excepté à 2 stations (Fig. 4.15c). La RMSE est supérieure à 2.5°C à 24 stations situées majoritairement sur des cours d'eau d'ordre compris entre 2 et 4 (petits cercles rouges ; Fig. 4.15a).

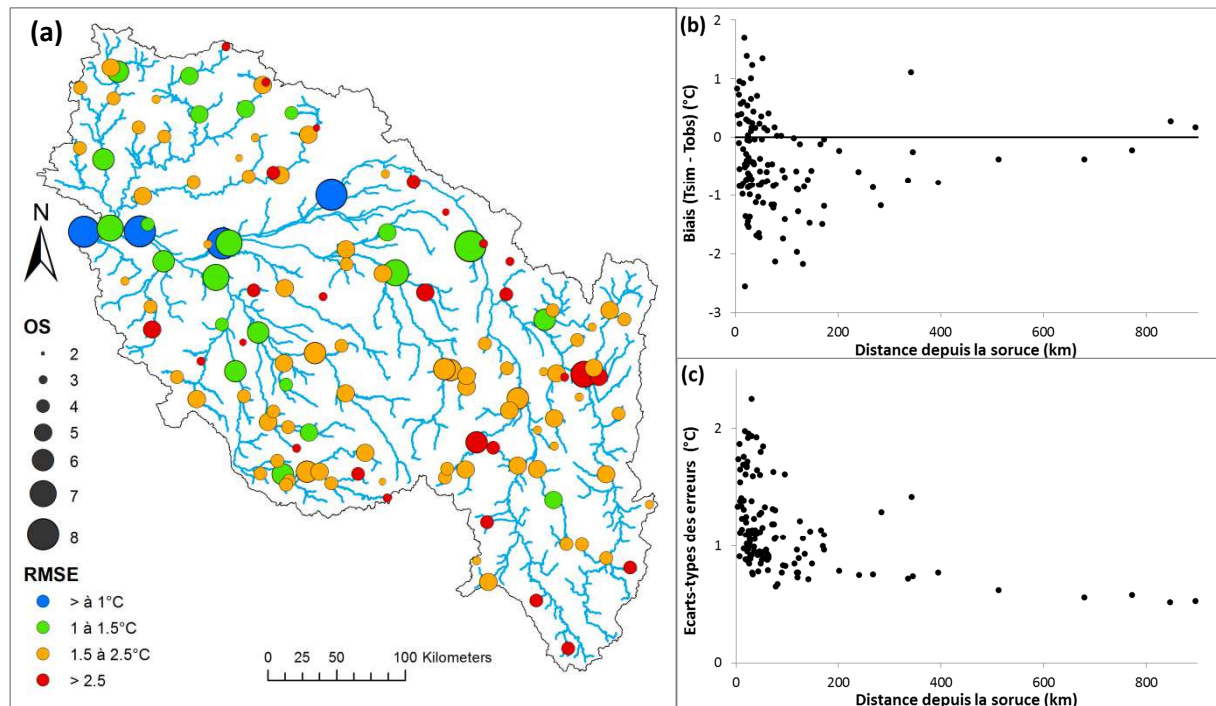


Figure 4.15. RMSE annuelles moyennes (a) biais (b) et écarts-types des erreurs annuels moyens (b) calculés pour les 128 stations « période annuelle » entre 2008 et 2012.

En étudiant les performances moyennes par mois, on remarque une saisonnalité des biais. La température est sous-estimée en période hivernale avec des biais très négatifs pendant les mois de janvier à mars et d'octobre à décembre quel que soit le point kilométrique de la station (Fig. 4.16a). Les cours d'eau de taille moyenne (Pk amont < 100 km) ont un biais moyen inférieur à 1.5°C sur cette période alors que les cours d'eau plus importants (Pk amont > 100 km) ont un biais assez faible (-0.7°C). Entre les mois de juin et août, les biais deviennent positifs sur les stations ayant une distance à la source inférieure à 100 km où la température est surestimée de plus de 1°C sur les cours d'eau moyens (30 km < Pk amont < 100 km) et de 2°C sur les petits cours d'eau (Pk amont < 30 km). Sur les grands cours d'eau le biais moyen est nul en juin et inférieur à 0.5°C en juillet et août. Lors de la validation de S1 en période estivale, les biais étaient supérieurs à 2°C à plusieurs stations localisées à moins de 100 km des sources (Fig. 4.9b). Nous avons vu que les stations bénéficiant de forts apports d'eaux souterraines étaient également celles où la température était la plus surestimée en période estivale (Fig. 4.13d). Nous retrouvons des résultats similaires avec S2 entre 2008 et 2012 et on peut supposer que cette saisonnalité du biais s'explique en grande partie par l'influence des apports de nappe qui est mal restituée par le modèle pour les stations les plus alimentées. La variabilité des biais entre les stations situées sur ces grands d'eau (écart de la barre d'erreurs ; Fig. 4.16a) est bien plus importante en période estivale (1.3°C) qu'en période hivernale (0.7°C). Cette variabilité entre les biais calculés en période estivale est amplifiée sur les petits et moyens cours d'eau atteignant 2.5°C pour

les stations ayant un pk amont inférieur à 30 km et 2°C pour les stations dont le point kilométrique amont est compris entre 30 km et 100 km.

Les écarts-types des erreurs sont globalement stables au cours de l'année quelle que soit la taille des cours d'eau et aucune variation saisonnière liée à ce critère ne peut être mise en évidence (Fig. 4.16b). Les performances des simulations aux stations situées sur les grands cours d'eau (distance depuis la source > 100 km) sont équivalentes tout au long de l'année. Sur les petits et moyens cours d'eau les meilleures performances sont observées au cours des mois d'avril, mai, septembre et octobre. Les performances les plus faibles sont observées en période hivernale (janvier, février, décembre) où les températures sont sous-estimées par S2 et en période estivale (juin, juillet, août) où les températures sont surestimées.

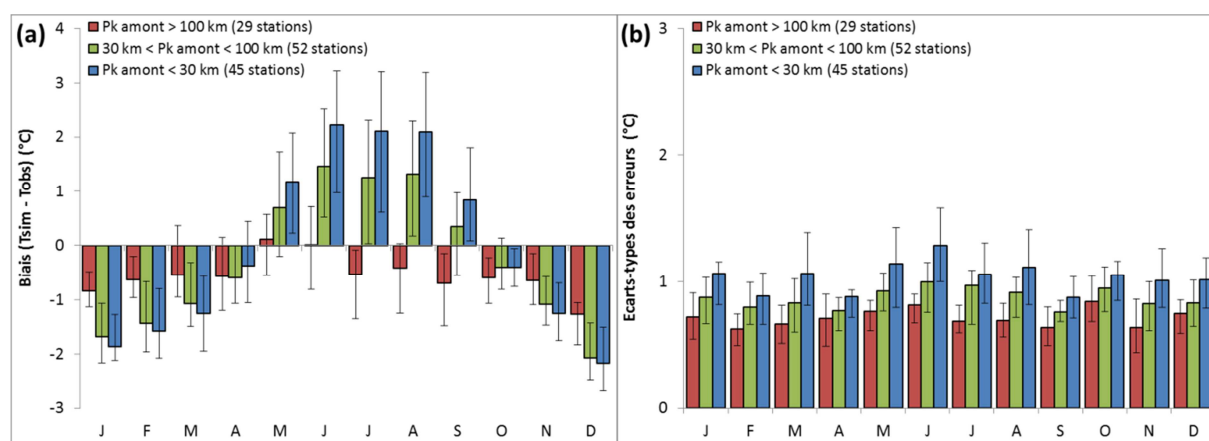


Figure 4.16. Biais mensuels moyens (a) et écarts-types des erreurs mensuels moyens (b) regroupés en fonction du point kilométrique amont calculés pour les 128 stations « période annuelle » entre 2008 et 2012 (barre d'erreur = 1 écart-type).

4.5. Application du modèle pour l'étude de la sensibilité de la température de l'eau sous changement climatique : comparaison entre un bassin versant de montagne et de plaine.

Les principaux résultats de cette application sont exposés dans cette section et l'article complet figure en annexe (Annexe 3).

Nous avons bénéficié des résultats du projet ICC-HYDROQUAL (Impact du changement climatique sur le régime hydrologique, thermique et qualité de l'eau), mené par plusieurs laboratoires entre 2008 et 2010. Nous utilisons ici les simulations sous changement climatique des débits aux exutoires des 68 sous-bassins et l'approche stationnelle par sous-bassin afin d'étudier l'impact sur la température des cours d'eau au cours du XXI^{ème} siècle.

Ce travail a été réalisé au début de cette thèse avec la simulation S0 qui ne considère que les échanges de chaleur à l'interface eau-atmosphère dans le bilan énergétique. Le premier bassin versant (250 km²) est situé dans le Massif central à une altitude moyenne de 500 mètres. Le second bassin (150 km²) est localisé en plaine au pied du Massif armoricain à une altitude moyenne de 50 mètres. La lithologie du bassin de montagne est composée principalement de granite alors que le bassin de plaine est constitué de dolomie et de schistes. Les caractéristiques hydrologiques de ces deux bassins sont similaires avec un débit spécifique interannuel (2000-2006) de 7 l/s/km² et inférieur à 20 l/s/km² pendant 90% de l'année. La température moyenne inter-estivale de l'air et de l'eau (2000-2006) sont supérieures respectivement de 2.8°C et 1.2°C sur le bassin de plaine ($T_a = 18.2^\circ\text{C}$; $T_w = 17.6^\circ\text{C}$) par rapport au bassin de montagne ($T_a = 16.3^\circ\text{C}$; $T_w = 16.4^\circ\text{C}$).

Le modèle hydrologique EROS et le modèle thermique utilisent les données atmosphériques issues du forçage SAFRAN (Vidal *et al.*, 2010) constituant les pseudo-observations de référence à l'échelle de 8 km et au pas de temps journalier sur les bassins sur la période 1970-2007. Ces données ont été ensuite agrégées à l'échelle des 2 bassins versants étudiés. Pour les simulations en milieu de siècle (2046-2065) et en fin de siècle (2080-2100), un ensemble de 13 projections climatiques de scénario A1B à haute résolution a été utilisée. Ces projections sont issues des projections globales (4^{ème} rapport du GIEC) qui ont été désagrégées à l'aide de la méthode par types de temps développée au CERFACS (Boé, 2006 ; Pagé *et al.*, 2008) sur la grille 8 km, puis agrégées, elles aussi, par bassin versant. Un suivi journalier du débit et de la température de l'eau est assuré à l'exutoire de ces deux bassins versant et a permis de valider les modèles thermiques et hydrologiques. Les débits simulés par EROS ont été validés (2000-2004) et obtiennent un bon niveau de performances ($C1 = 0.80$; $C2 = 0.90$; $C3 = 0.70$). La simulation de la température a été validée en période estivale entre 2000 et 2004. Les biais ($T_{sim} - T_{obs}$) et les écarts-types des erreurs sont respectivement de -0.4°C et 1.8°C pour le bassin de montagne et de -0.2°C et 1.1°C pour le bassin de plaine.

Les premiers résultats montrent une diminution du débit annuel d'environ -20% ± 10% en milieu de siècle et de -35% (±15%) en fin de siècle sur les deux bassins étudiés. Cette diminution est particulièrement accentuée en période estivale entre juin et septembre où les débits sont réduits de -45% (±13%) à l'horizon 2100. A l'échelle du bassin de la Loire, le modèle thermique simule une augmentation de la température de 2.2°C (±0.5°C) en milieu de siècle et de 2.9°C (±0.7°C) en fin de siècle. Pour les bassins de montagne et de plaine, la température moyenne annuelle est augmentée respectivement de 2°C (±0.5°C) et de 1.8°C (±0.8°C) en milieu de siècle, et de 2.8°C (±0.5°C) et de 2.5°C (±0.8°C) en fin de siècle. L'augmentation de la température est en partie due à la diminution des débits et donc de la profondeur des cours d'eau ce qui va diminuer l'inertie thermique des cours d'eau et accentuer les températures maximales en été. L'augmentation de la température suit la

même tendance saisonnière sur les deux bassins versants où les anomalies, entre la température mensuelle moyenne actuelle et la température à l’horizon 2100, sont plus importantes au printemps et en automne ($+3.0^{\circ}\text{C} \pm 0.9^{\circ}\text{C}$) qu’en été ($+2.6^{\circ}\text{C} \pm 0.7^{\circ}\text{C}$). Cette augmentation de la température limitée en été, est expliquée par l’augmentation de la perte énergétique par l’évaporation et par le rayonnement ondes-longues réémis par la masse d’eau.

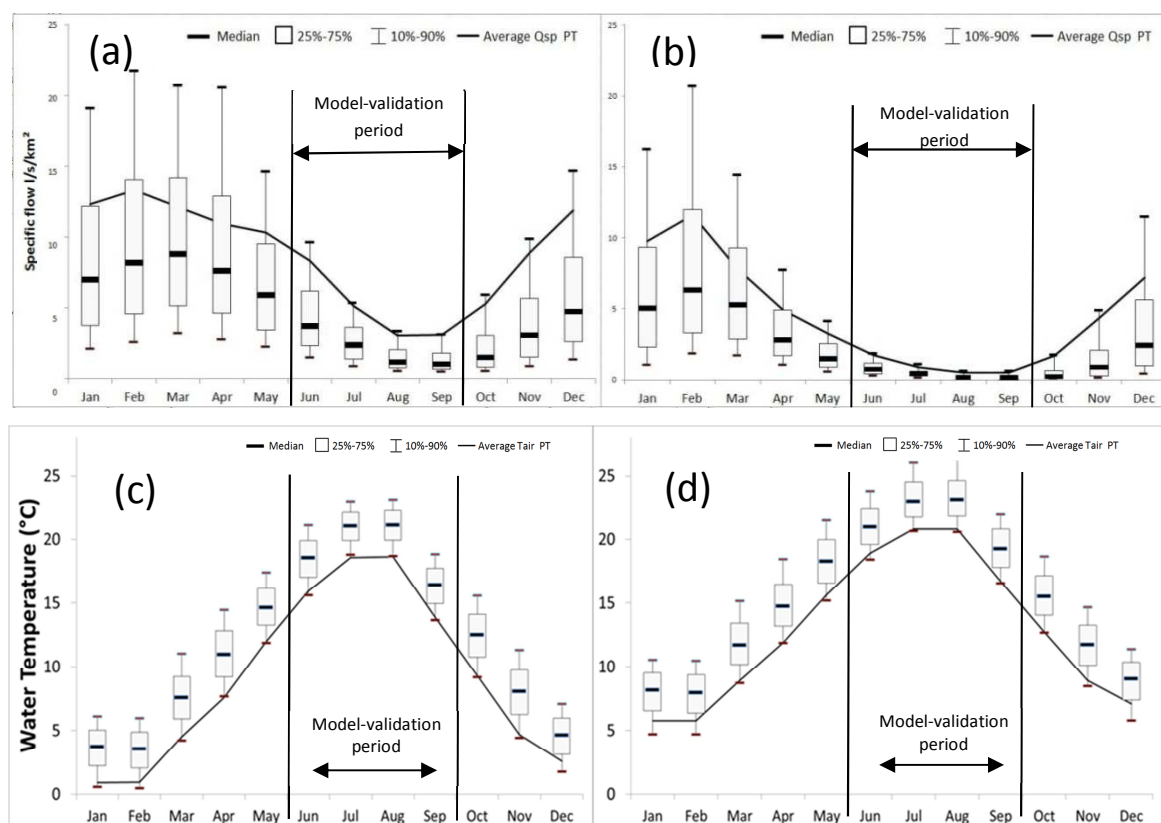


Figure 4.17. Débits spécifiques et températures moyennes mensuelles simulées sur les bassins versants de montagne (a, c) et de plaine (b, d) à la fin du 21ème siècle (boîtes à moustache) comparées à la période actuelle (trait plein).

Le réchauffement des cours d’eau simulé par le modèle thermique aux horizons 2065 et 2100 pourrait impliquer une modification de la répartition des espèces piscicoles (Schindler, 2001). Par exemple, certaines espèces appartenant à la famille des cyprinidés, qui sont des poissons sédentaires, ont un seuil de reproduction de 16°C . En période actuelle (1971-2007), le dépassement de ce seuil a lieu au début du mois de juin dans le bassin de plaine et au milieu du mois de juin dans le bassin de montagne. A l’horizon 2100, ce dépassement de seuil aurait lieu 32 jours plutôt dans le bassin de plaine et 26 jours plutôt dans le bassin de montagne ce qui pourrait conduire à fortement perturber l’équilibre écologique actuel des cours d’eau.

4.6. Synthèse

La prise en compte des échanges énergétiques intervenant à l'interface nappe/rivière dans la simulation S1, via l'intégration d'un 6^{ème} flux énergétique (H_g), permet d'améliorer les simulations de la température en réduisant les biais (Tsim-Tobs) de plus de 0.5°C pour 40 stations pendant la période estivale. Au niveau des 7 stations où la température est influencée par les apports de nappe, les performances sont globalement améliorées avec la simulation S1. A ces stations, le flux H_g contribue à environ 20% des pertes énergétiques de la masse d'eau ce qui permet de réduire les biais de 0.8°C en moyenne. Cependant malgré cela, les RMSE pluri-estivales restent élevées et supérieures à 2.5°C pour ces 7 stations où les phases d'échauffement de la température sont surestimées. Les apports de nappe diffusés de manière homogène au sein de chaque ordre de Strahler et dans chaque SW (qb), pourraient conduire à limiter l'influence du flux H_g . En effet dans des cas naturels, les taux et les zones d'échanges varient en fonction du type de cours d'eau et peuvent être effectués à diverses échelles spatiales (Tonina et Buffington, 2009). La diffusion du flux énergétique provenant des nappes de manière homogène sur chaque SW-SO peut conduire dans certains cas à surestimer la zone d'échange (A) ce qui limite l'influence du flux H_g dans le calcul de la température. Cependant il reste très complexe d'estimer ces zones d'échanges préférentielles sur l'ensemble des cours d'eau du bassin de la Loire.

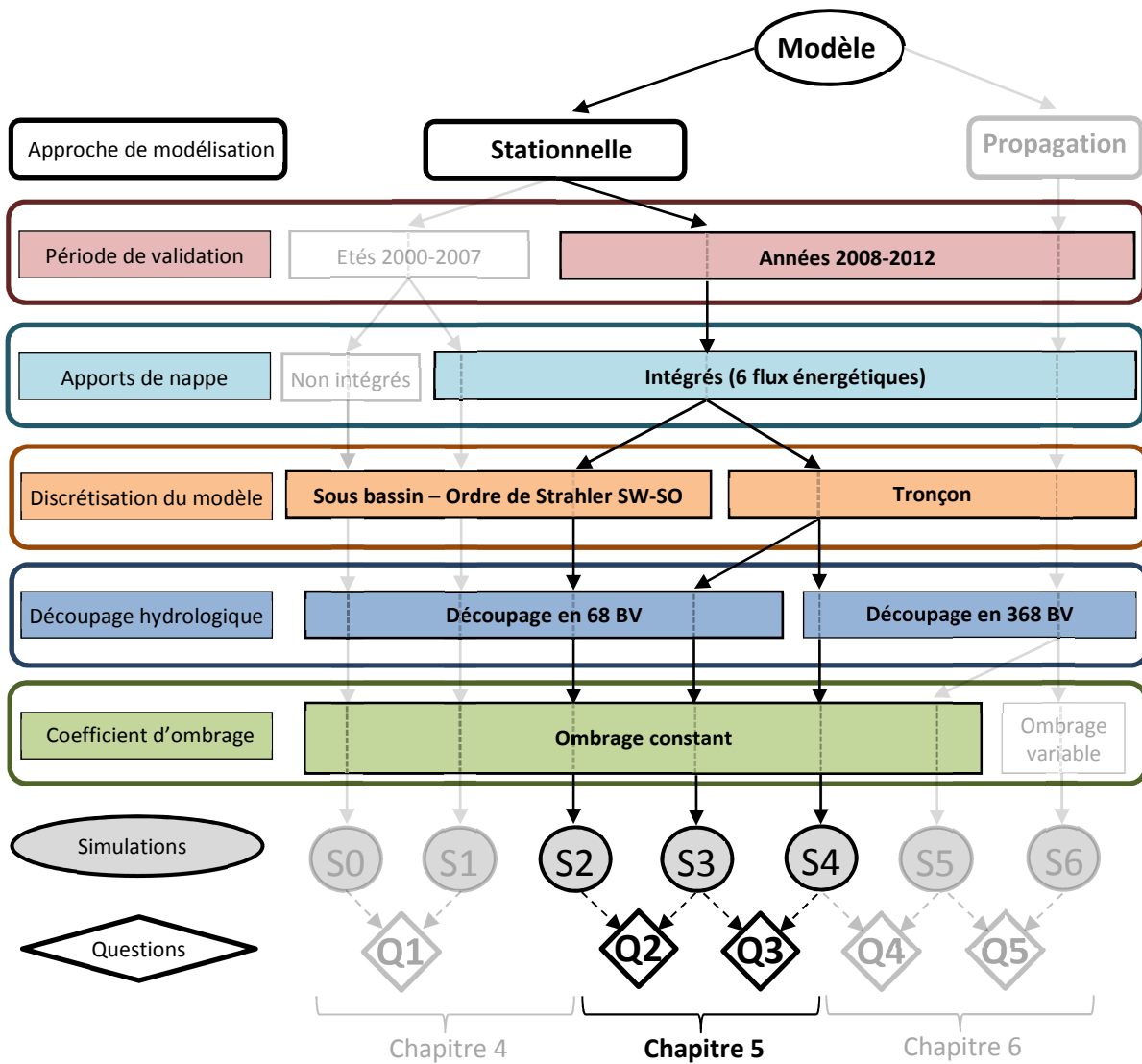
L'approche stationnelle (S1) permet de bien simuler la température de l'eau au niveau des stations situées à plus de 100 km de leur source que ce soit en période estivale ou annuelle (RMSE moyenne < 1.5°C). Le modèle défini selon la discrétisation SW-SO est donc bien adapté à la simulation de la température sur ce type de cours d'eau. Cependant, les performances sur les cours d'eau de taille inférieure (Pk amont < 100 km) sont plus contrastées avec des températures sous-estimées en période hivernale et surestimée en période estivale. Ces mauvaises simulations locales peuvent être en partie expliquées par l'incapacité du modèle à prendre en compte la variabilité géomorphologique des tronçons de même ordre situés dans un même sous-bassin de calculs.

L'incertitude des simulations liée à l'intégration moyenne des données géomorphologique est plus importante sur les cours d'eau de petit ordre car ils sont plus nombreux au sein d'un SW. Pour pallier cela, il serait intéressant de procéder à des simulations thermiques qui s'appuient sur de véritables caractéristiques morphologiques locales et non sur des moyennes statistiques établies sur des sous-bassins de calculs. On pourrait ainsi identifier des tronçons qui, compte-tenu de leur caractéristique spécifique (longueur, largeur, pente longitudinale, végétation rivulaire, apport de nappe) présentent des réponses thermiques particulières (tronçons plus froids ou plus chauds) et ainsi améliorer les simulations. Ceci pourrait permettre de mieux définir les zones d'échanges entre la nappe et les cours d'eau et ainsi contribuer à mieux simuler la température sur les stations fortement alimentées par les eaux souterraines. L'ensemble de ces hypothèses sont présentées dans le chapitre 5.

Chapitre 5. Approche stationnelle

-

Discrétisation par tronçon de rivière



5.1. Introduction

La simulation S2, utilisant l'approche stationnelle discrétisée par ordre de Strahler et par sous bassin de calcul (**discrétisation SW-SO**), montre des limites pour les petits cours d'eau (section 4.3).

La simulation S3 reprend la même approche de modélisation que la simulation S2 (approche stationnelle, débits simulés à l'exutoire de 68 SW, coefficient d'ombrage constant, échanges nappe/rivières inclus) mais diffère en étant définie selon la **discrétisation tronçon**. Les variables (météorologie, géomorphologie, hydrologie, végétation rivulaire) sont ainsi définies et intégrées pour chaque tronçon de rivière où les spécificités locales sont prises en compte (Section 2.5).

Dans un premier temps, le niveau de performance de la simulation S3 au pas de temps journalier (2008-2012), est évalué et comparé à la simulation S2 afin de déterminer si la prise en compte des spécificités météorologiques, morphologiques et hydrologiques de chaque tronçon, permet d'augmenter significativement la performance des simulations aux 128 stations testées. L'influence de la discrétisation locale de la météorologie (maille locale), de la géomorphologie (tronçon), de l'hydrologie (tronçon) et de la végétation rivulaire (tronçon) en entrée du modèle est étudiée individuellement sur chaque caractéristique. Ces résultats sont présentés sous la forme d'un article scientifique qui sera soumis prochainement.

Dans un second temps nous considérons une nouvelle simulation S4 qui intègre de nouveaux débits journaliers redistribués à partir de la simulation des débits à l'exutoire de **368 sous bassins de calculs (SW)**. Il s'agit ainsi de voir si une meilleure précision sur les débits simulés (368 SW vs. 68 SW) influence la performance du modèle thermique.

La comparaison des performances des simulations S3 et S4 permet de déterminer si un découpage hydrologique plus fin en 368 SW améliore la qualité des simulations thermiques par rapport à un découpage de 68 SW. La validation de ces simulations est effectuée en période annuelle entre 2008 et 2012.

5.2. Comparison between two spatial discretizations to simulate water temperature at the regional scale in the Loire River basin

A. BEAUFORT, F. CURIE, F. MOATAR

Article in preparation for submission

5.2.1. Abstract

River temperature is a major parameter of water quality and is influenced by natural factors including atmospheric conditions, topography, riverine vegetation, river flow and heat fluxes at the river bed interface. The selected study area was the Loire River basin (110,000 km²), which displays contrasted meteorological, hydrological and geomorphological features. To capture the intra-basin variability of relevant physical factors driving the hydrological and thermal response of the system, the modelling approach combining a semi-distributed hydrological model, simulating the daily discharge at the outlet of 68 subwatersheds (drainage area between 100 and 3700 km²), and a thermal model simulating the average daily water temperature is tested with two spatial discretization : i) a simplified discretization by Strahler order and by subwatershed; ii) a discretization by hydrographical reach (~1.7 km). The objective is to assess the performance of the model discretized by reach tested at 128 measurement stations during annual period (2008-2012) and then to compare the performance with the simplified discretization. The transition to the reach discretization where meteorological, hydrological, geomorphological features and vegetation riparian shading are integrated by reach, improved simulations at 87 stations, but also poorer model performance at 21 stations. Simulations are principally improved on small and medium rivers (distance from the headwater < 150 km) and the more important gains are observed during summer where the RMSE can be decreased by 2.5°C, which is mainly due to the discretization of hydrology and slope at a local scale. The degradations cause is a result of an inaccurate account of the shading factor. The integration of meteorological features averaged at the upstream of rivers does not improve simulations performance and the use of local meteorology is more appropriate. Conversely, the integration of a shading factor averaged over 5 km upstream of each reach improves simulations at all stations with a decrease of the median RMSE by 0.3°C and reduces the number of stations with a mean annual RMSE higher than 3°C to 3 stations.

5.2.2. Introduction

River temperature is a major parameter of water quality and ecological functioning (Caissie, 2006). Most aquatic species have a specific range of water temperature they can tolerate, and an increasing temperature can affect the distribution of aquatic species, including fishes (Tissot and Souchon, 2010), invertebrates (Milner *et al.*, 2001) and aquatic plants (Bornette and Puijalon, 2011).

Understanding the thermal regime of rivers is essential, particularly for ecohydrological research and to anticipate the potential impact of global warming.

The river temperature is influenced by natural factors including atmospheric conditions, topography, riverine vegetation (Studinsky *et al.*, 2012), river flow and heat fluxes at the river bed interface (Caissie, 2006; Hannah *et al.*, 2008, Webb *et al.*, 2008), and by anthropogenic factors like manmade levees (Bartholow *et al.*, 2004), regulation reservoirs (Poirel *et al.*, 2009), warm-water input from wastewater (Kinouchi *et al.*, 2007) and/or power plants (Bonnet *et al.*, 2000) and forest clearing (Moore *et al.*, 2005). To simulate the thermal regime of the rivers we can distinguish data-oriented models, statistical (Webb *et al.*, 2003; Benyahya *et al.*, 2007; Ducharme, 2008), stochastic (Caissie *et al.*, 1998) and physically-based models accounting for the heat balance of the river (Carrivick *et al.*, 2012; Loinaz *et al.*, 2013; Ouellet *et al.*, 2014a). The physically-based modelling approach have the advantage to be quite elaborate as it can consider all relevant heat fluxes at both the water surface and sediment water interface and it is therefore particularly suitable for climate change impact studies (Bustillo *et al.*, 2014).

Thermal modelling may be achieved via the equilibrium temperature concept developed by Edinger (1968), which is recognized as an efficient way, less time-consuming than one dimensional physically-based model, to simulate river temperatures at the point scale (Caissie *et al.*, 2005; Herb and Stefan, 2011; Bustillo *et al.*, 2014). These models are based on a classical heat budget equation accounting for five heat fluxes: net solar radiation, longwave atmospheric incoming radiation, longwave emitted radiation, air-water convection, and evaporation/condensation (Bogan *et al.*, 2003; Caissie *et al.*, 2005, Bustillo *et al.*, 2014) and recent works have incorporated a sixth heat flux accounting for streambed-water exchanges (Herb and Stefan 2011).

In this paper, we reuse a simplified thermal model based on the equilibrium temperature concept which has shown very good performances at 67 measurement stations tested during summer (2000-2006) on the Loire basin, with a mean RMSE of 1.9°C and a mean bias of 0,7°C (Beaufort *et al.*, accepted). The daily discharge is simulated by a semi-distributed hydrological model at the outlet of 68 homogeneous subwatersheds (ranging from 100 to 3700 km²). For each Strahler order in a subwatershed, we applied a 0D thermal model to the average reach, using geomorphological, meteorological and hydrological features averaged across all reaches with the same Strahler order. Therefore the temperature simulated is the same for each couple **SubWatershed - Strahler Order** (SW-SO). The main conclusion is that the water temperature at stations located more than 100 km away from the headwaters is adequately simulated (RMSE < 1.5°C). For smaller streams, RMSE were more contrasted (RMSE ranges between 0.8 and 3.8°C). With the aim to overcome these

inaccuracies, we have implemented the model described by Beaufort *et al.*, (accepted) at a finer scale, based on the local geomorphological and hydrological features which allow to calculate the water temperature for each reach (~1.7 km) on the whole Loire basin (110 000 km²).

The first objective is to assess the performances of the model discretized by reach tested at 128 new measurement stations, located in the Loire basin, during annual period between 2008 and 2012. Then we compare the performances with the SW-SO discretization (Beaufort *et al.*, accepted) and we determine if the reach discretization improves significantly simulations. The second objective is to evaluate the influence of the discretization of input data (morphological, meteorological, hydrological and vegetation) on the quality of simulations.

5.2.3. Study site and validation data

The Loire River, the largest river in France, is 1 020 km long and drains a catchment area of 117 000 km² and is characterised by varying climate and lithology. The basin can be divided into three main areas respectively composed of granites and basalts (Area 1), sedimentary rocks (Area 2) and granites and schist (area 2) (Fig. 5.1a). The model is validated at 128 monitoring stations from the Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques (ONEMA) with hourly measurements between July 2008 and December 2012. Stations are well distributed on the whole basin (**Fig. 5.1a**). The highest mean annual temperatures are observed on large rivers such as the Loire River (Strahler order 8) and their main tributaries where the mean annual temperature was over 15°C in 2008-2012. Colder temperatures ($T_w < 9^\circ\text{C}$) are observed upstream of the Loire River where the altitude is above 1000 m. Validation stations cover a wide range of stream size with drainage areas ranging from 3 km² to 110 000 km² (**Fig. 5.1b**). Medium rivers are the most sampled with 39 stations with drainage areas between 150 and 500 km². Stations located on small streams (51 stations with distance from headwaters < 30 km) have contrasted characteristics with slope ranging from 0.1 to 30 m.km⁻¹ (**Fig. 5.1c**) and an annual water temperature not exceeding 13°C. Medium rivers (62 stations, distance from headwaters ranges between 30 km and 100 km) have less heterogeneous slope which varies between 0.1 and 10 m/km and annual water temperature observed are very variable between stations with a range from 8.5°C to 15.8°C. Lastly, slopes of large rivers (33 stations with distance from headwaters > 100 km) tend to be similar and lower than 10 m/km with an altitude ranging from 10 to 200 m. The annual water temperature average is higher than 12°C on each of these stations and can reach 16°C.

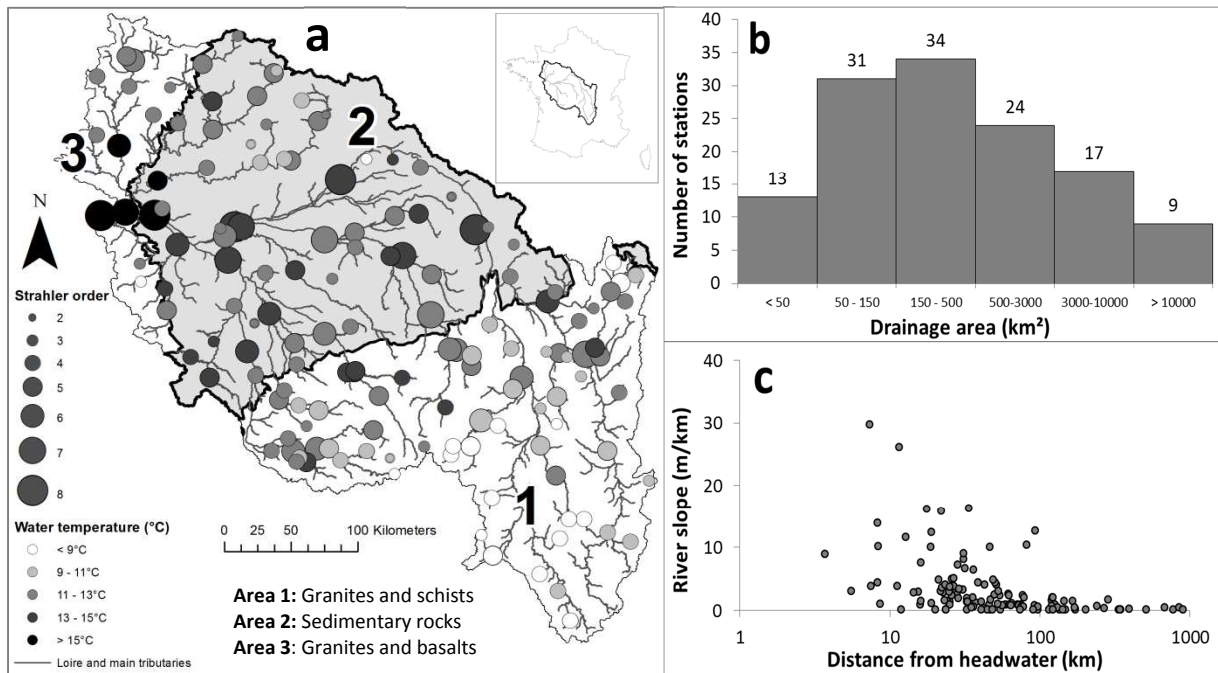


Figure 5.1. Location of 128 monitoring stations in the Loire River basin. **(a)** Mean water temperature between 2008 and 2012; **(b)** drainage area and **(c)** river slopes as a function of their distance from headwater.

Between 2008 and 2012, the annual water temperature is 12.6°C in 2009, 11.6°C in 2010 and 13.4°C in 2011 (Tab. 5.1). During summer, the warmest water temperature occurred in 2009 especially for stations located in the area 2 (19.3°C) where the temperature was higher than 0.7°C in comparison to the inter-annual average 2008-2012 (18.6°C). The coldest summer occurred in 2011 where stream temperature was slightly lower than the inter-annual average. Inversely, the warmest winter occurred in 2011 with a stream temperature higher than the inter-annual average by 1°C in each area (area 1 = 5.4°C; area 2 = 7.4°C; area 3 = 7.0°C) (Tab. 5.1). The coldest temperature in winter was observed in 2010 where the stream temperature was lower than 1.8°C in the area 1 (3.4°C) and lower than 1.6°C and 1.9°C respectively in the area 2 (5.0°C) and 3 (5.0°C) in comparison to the inter-annual average.

		Area 1	Area 2	Area 3
		N = 75	N = 59	N = 12
2008	Winter	-	-	-
	Spring	-	-	-
	Summer	-	19.1	19.0
	Autumn	8.5	12.2	12.0
2009	Winter	4.1	5.6	5.6
	Spring	10.7	12.6	12.2
	Summer	17.7	19.3	18.4
	Autumn	11.7	13.2	13.0
2010	Winter	3.4	5.0	5.0
	Spring	9.6	11.7	11.3
	Summer	17.3	18.6	18.0
	Autumn	11.2	12.2	11.7
2011	Winter	5.4	7.4	7.0
	Spring	12.0	13.4	11.9
	Summer	17.4	18.1	15.8
	Autumn	12.5	13.5	-
2012	Winter	4.2	6.3	6.3
	Spring	10.2	12.1	11.7
	Summer	-	-	-
	Autumn	-	-	-
Mean 2008-2012	Winter	4.5	6.4	6.0
	Spring	10.6	12.2	12.4
	Summer	17.3	18.6	17.6
	Autumn	11.4	12.6	12.7

Table 5.1. Mean seasonal stream temperatures observed at the 128 monitoring stations between 2008 and 2012.

5.2.4. Model and data set

5.2.4.1. Equilibrium temperature concept

The thermal model is based on a heat balance, and derived from the equilibrium temperature concept (Edinger *et al.*, 1968) with two central variables which are the equilibrium temperature (T_e) and the heat exchange coefficient (K_e). The equilibrium temperature (T_e) is defined as the water temperature (T_w) at which the total heat flux ($\sum H_i$) is 0. Six heat fluxes (in $W \cdot m^{-2}$) were included: H_{ns} is the net solar radiation, H_{ia} is the atmospheric long-wave radiation, H_{lw} is the long-wave radiation emitted from the water surface, H_e is the evaporative heat flux, H_c is the convective heat flux exchanged with the atmosphere, and H_g is the groundwater heat inflow. The thermal exchange coefficient (K_e) is computed at a daily time step and represents the rate at which the water temperature responds to heat exchange processes (in $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$). The net heat flux can be linearized using the concept of equilibrium temperature (Edinger *et al.*, 1968) stating that the net rate of heat exchange is proportional to the departure from the equilibrium temperature. Assuming that the river water is thermally well-mixed, the Edinger equation (Eq. 5.1) was integrated at a daily time step to define the water temperature:

$$T_w(t) = T_e(t) + [T_w(t - \Delta t) - T_e(t)] \cdot \exp\left[\frac{-K_e(t)}{\rho_w C_{p_w} D(t)} \Delta t\right] \quad (\text{Eq. 5.1})$$

Where t is the time, Δt is the time step (86400 s), ρ_w is the water density (1000 kg.m⁻³), C_{p_w} is the specific heat of the water (4181 J.kg⁻¹.K⁻¹), D is the mean river depth. This study follows the same model described by Beaufort *et al.*, (accepted) where the equilibrium temperature concept and heat fluxes calculations are described in greater detail.

5.2.4.2. Design of simulations: Reach vs. SW-SO

The water temperature is calculated at the point scale (0D) without taking into account the headwaters conditions. Simulations were carried out in two stages (Beaufort *et al.*, accepted). First, the equilibrium temperature (T_e), the coefficient of heat exchange (K_e) and the river depth were calculated at a daily frequency. Secondly, the daily water temperature was computed using Equation 5.1. This model has been tested with two spatial discretizations of input data.

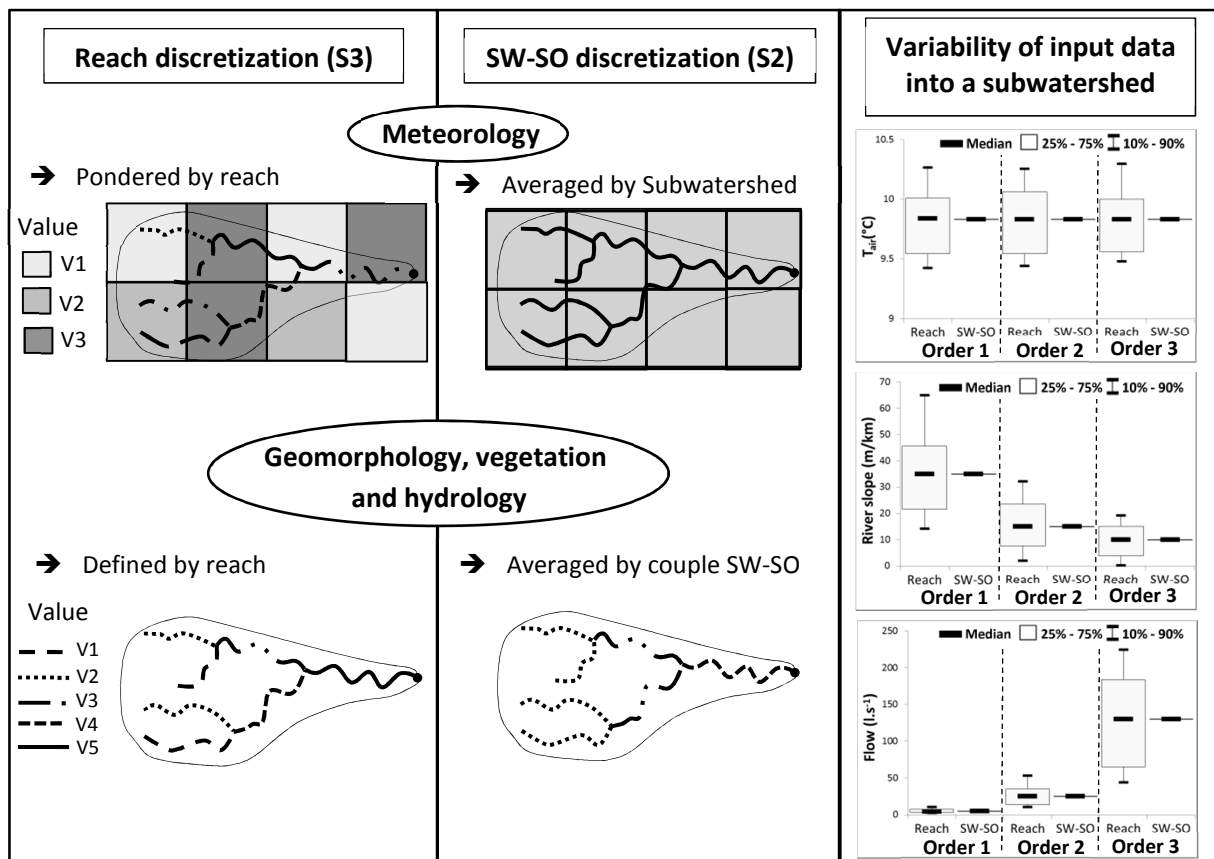


Figure 5.2. Principle of input data discretization of the thermal model with the Reach discretization (on the left) and the SW-SO discretization (in the center) with an example of the variability of input data for 3 Strahler order into a medium subwatershed (1800-km²) (on the right).

The first simulation (S3) is implemented by reach which is defined as a river segment between 2 confluences, hereafter called **reach discretization**. This simulation allows simulating the water

temperature on each reach independently. There are 52 200 reaches into the Loire basin with a mean length of 1.7 km (70% of reaches < 2 km; maximum = 10 km; minimum = 100 meters) and a mean slope of 22 m/km (70% of reaches < 15 m/km; maximum = 70 m/km; minimum = 0.06 m/km). The second simulation (S2) is based on the scheme tested by Beaufort *et al.*, (in press) where the temperature is simulated for each **SubWatershed** × **Strahler Order** couple, hereafter called **SW-SO discretization**. The Loire basin was subdivided into 68 subwatersheds (Figure 5.1b), with drainage areas ranging from 100 to 3 700 km². Within each subwatershed, the maximum Strahler order varies between 5 and 8 and the simulated temperature is the same for each Strahler order in a subwatershed. The simulation S2 (SW-SO discretization) is less time consuming for calculation with only 383 temperatures calculated at each time step and a total computation time of 40 min for the period 2008-2012 against 52 200 simulations with the simulation S3 (reach discretization) and a computation time of 5 hours.

The principle of input data discretization of these two simulations is illustrated on **figure 5.2**. Daily meteorological features data were taken from the SAFRAN dataset <http://wwz.ifremer.fr/institut/Travailler-a-l-Ifremer>; Vidal *et al.*, 2010), which was produced by Meteo-France with an 8-km resolution for the period 2007-2012 at a daily time step for the following near-surface parameters: air temperature (°C), specific humidity (kg/kg), wind velocity (m/s), global radiation (W/m²), and atmospheric radiation (W/m²). In the reach discretization, daily meteorological variables were integrated on each reach extracted from the SAFRAN mesh crossed, and weighted taking into account the ratio between the reach length inside a mesh and the total reach length (Eq. 5.2):

$$METEO_{Reach}(t) = \sum_1^n \frac{L_n}{L_{tot}} \times METEO_n(t) \quad (\text{Eq. 5.2})$$

where $METEO_{Reach}$ are the meteorological variables on the reach, n is the number of mesh crossed by the reach, L_n is the reach length inside a mesh n , L_{tot} is the total reach length and $METEO_n$ is a meteorological variable given at the mesh n . In the SW-SO discretization, daily meteorological variables were spatially averaged for each subwatershed. Consequently, all rivers located into a same subwatershed have the same meteorological variables regardless of the Strahler order.

The main geomorphological characteristics of the drainage network (length and slope) were extracted respectively from the CARTHAGE (CARTographie THématique des AGences de l'Eau et du ministère de l'environnement) database and the BD ALTI[®] with 25-meters resolution DTM dataset. The river width (B) and depth (D) were determined on a daily basis using the ESTIMKART application accounting the river slope, watershed area, Strahler order, the mean and daily discharges of reaches (Lamouroux *et al.*, 2010) and assuming a rectangular cross-section. River width (B), length (L) and

depth (D) were used to determine the exchange area ($A=D*B*L$) between the river and the groundwater for the calculation of the heat flux H_g . River depth was also included in the water temperature equation (Eq. 5.1). A shading factor (SF), corresponding to a reduction coefficient of the overall incident radiation by riparian vegetation (H_{ns}), was estimated from the database of Valette *et al.* (2012) which gives the averaged vegetation cover (%) determined by remote sensing on both sides of rivers with a buffer of 10m. In the reach discretization, each reach keeps its own characteristics and is different from the others. In the SW-SO discretization, these characteristics were averaged for each SW-SO. Therefore, all river reaches with identical Strahler order in a subwatershed were assumed to share the same morphological and vegetation features. In both simulations, the vegetation cover was weighted linearly by a coefficient linked to the Strahler order (ranging from 0 for a Strahler order of 1 to 1 for a Strahler order of 8) to account for the influence of the river width on the shading area.

Daily mean discharge (m^3/s) were simulated using the semi-distributed hydrological model EROS (Thiéry, 1988; Thiéry and Montzopoulos, 1995) at the outlet of the 68 subwatersheds, designed to be as homogeneous as possible with respect to land use and geology (Bustillo *et al.*, 2014). The model was validated at 44 hydrometric stations located at the outlet of subwatersheds over the period 1974-1999 and shows really good performance (Beaufort *et al.*, in press). Daily stream discharges and groundwater flows simulated at the outlet of each 68 subwatershed were then redistributed into the rivers located inside each subwatershed to determine the discharge on each segment of the network. These discharges have been validated at 100 hydrometric stations located near temperature stations with at least 10 years of continuous measurements between 1984 and 2012. To test the performance of the hydrological model at medium and low flows, Nash criteria were calculated on the squared differences between observed and simulated discharges (C1), on the square roots of discharges (C2) and on the logarithms of discharges (C3), providing a better assessment of performances providing a better assessment of high flow period (C1), average flow period (C2) and low-flow period (C3). In the reach discretization, daily discharges were redistributed in each reach according to their own drainage area which allows having different discharges at each reach. Performance was good at the 100 validation stations, with 75% of the C1 criterion higher than 0.5 and all the C2 and C3 criterion higher than 0.7. In the SW-SO discretization, daily discharges simulated at the outlet of a subwatershed were redistributed in each couple SW-SO, located inside a subwatershed, according to their drainage area. That means that all rivers with the same order into a same subwatershed have a similar discharge. Performances calculated with the SW-SO discretization are clearly lower with only 50% of the C1 criterion higher than 0.5 and only 40% of the C2 and C3 criterion higher than 0.7.

5.2.5. Results

5.2.5.1. Multi-year performance comparison

The simulation S3 discretized by reach shows the best performances with a median RMSE of 1.6°C at the 128 measurement stations between 2008 and 2012 against 1.9°C for the simulation S2 discretized by SW-SO (**Fig 5.3a**). With the simulation S3, 47 stations have a mean annual RMSE lower than 1.5°C against 23 with S2 and 65 stations have standard deviation of errors less than 1°C against 55. Annual biases are similar and ranging between -1 and 1°C at 70 stations. The reach discretization led to improve performances at 77 stations in comparison to the SW-SO discretization. The most improved stations are located on small reaches (13 stations with distance from headwaters < 30 km) where the mean RMSE is decreased by 0.4°C (**Fig. 5.3a**) and the standard deviation of errors decreased by 0.4°C (**Fig. 5.3c**). We observe a gain of 0.2°C on the RMSE for medium rivers (distance from headwaters < 200 km) and of 0.2°C on standard deviation of errors with S3. Mean annual biases are close to 0 with simulation S3 at all stations while temperature tends to be more underestimated with simulation S2 (**Fig. 5.3b**). However, performances between both simulations are similar on large rivers (distance from headwaters > 200 km) with a mean RMSE of 1.3°C and a mean annual bias of -0.3°C (**Fig. 5.3a, b**).

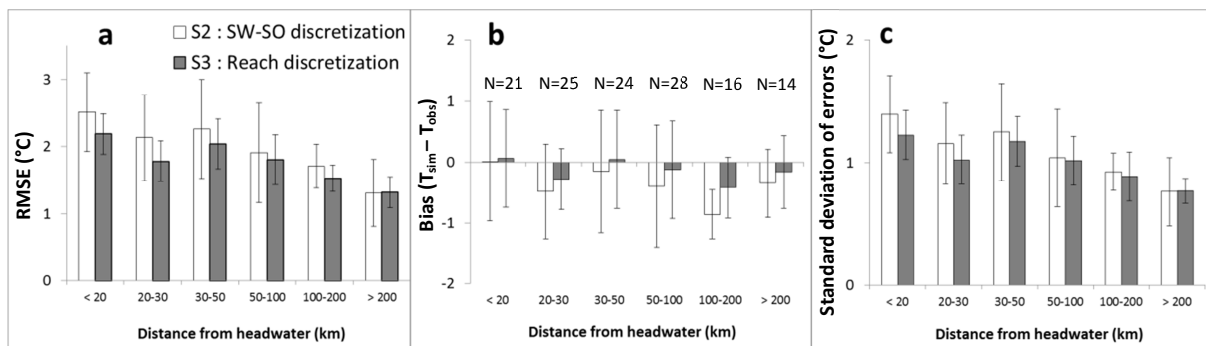


Figure 5.3. Performances calculated at 128 measurement stations with simulation S3 and with simulation SW-SO depending on the Strahler order between 2008 and 2012. **(a)** RMSE, **(b)** Biases ($T_{sim} - T_{obs}$), **(c)** Standard deviations of errors.

Some rivers are clearly better simulated with the reach discretization, where a decrease of the RMSE higher than 1°C can be observed (**Fig. 5.4a**). The simulation S2, discretized by SW-SO, tends to overestimate more the temperature during summer and to underestimate the temperature more during winter in comparison with S3 (**Fig. 5.4b**). However, there are 13 stations where simulations are degraded with the simulation S3 with mean RMSE higher than 0.3°C in comparison to S2 performances.

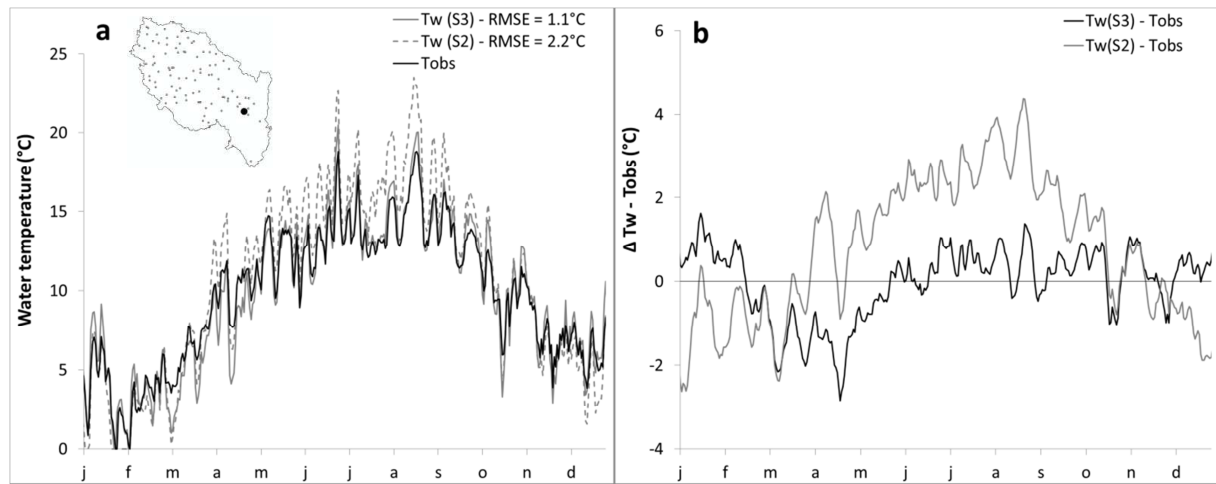


Figure 5.4. Daily observed and simulated water temperatures at one station (drainage area = 27 km²) **(a)** and comparison between simulations and observed temperature with both simulations S3 and S2 **(b)**.

5.2.5.2. Multi-seasonal performance comparison

On small rivers (distance from headwaters < 30 km), the simulation S3 is better than S2 at the beginning of summer and in winter with a mean bias reduced by 1°C in June and July, and by 1°C in December and January (**Fig. 5.5a**). Standard deviations of errors are similar in summer but reduced by 0.2°C in January and by 0.2°C in May and June with S3 (**Fig. 5.5d**). However, in April, S2 is more efficient with a bias reduced by 0.7°C in comparison with S3. On medium rivers (distance from headwaters ranging between 30 and 100 km), best performances are obtained with S3 with a bias reduced by more than 0.5°C (**Fig. 5.5b**; **Fig. 5.5e**). The performance level is the same during summer. On large rivers (distance from headwaters > 100 km), annual biases are slightly reduced by 0.3°C during all the year with S2 (**Fig. 5.5c**) and standard deviations stay similar (**Fig. 5.5f**). On small and medium rivers, temperatures with both simulations are underestimated during cold events involving a negative bias in winter (-1°C) and spring (-0.5°C) and overestimated during hot events with a bias higher than 1°C in August. This can be explained by an underestimation of the buffering effect from the groundwater inputs which are accentuated during winter or summer. However, biases calculated with S2 are more important in comparison with S3, with a temperature more overestimated during summer (+0.3°C) and more underestimated during winter (-0.5°C). It can be concluded that simulation S3 discretized by reach takes better consideration of groundwater inputs than simulation S2 (**Fig. 5.5b**).

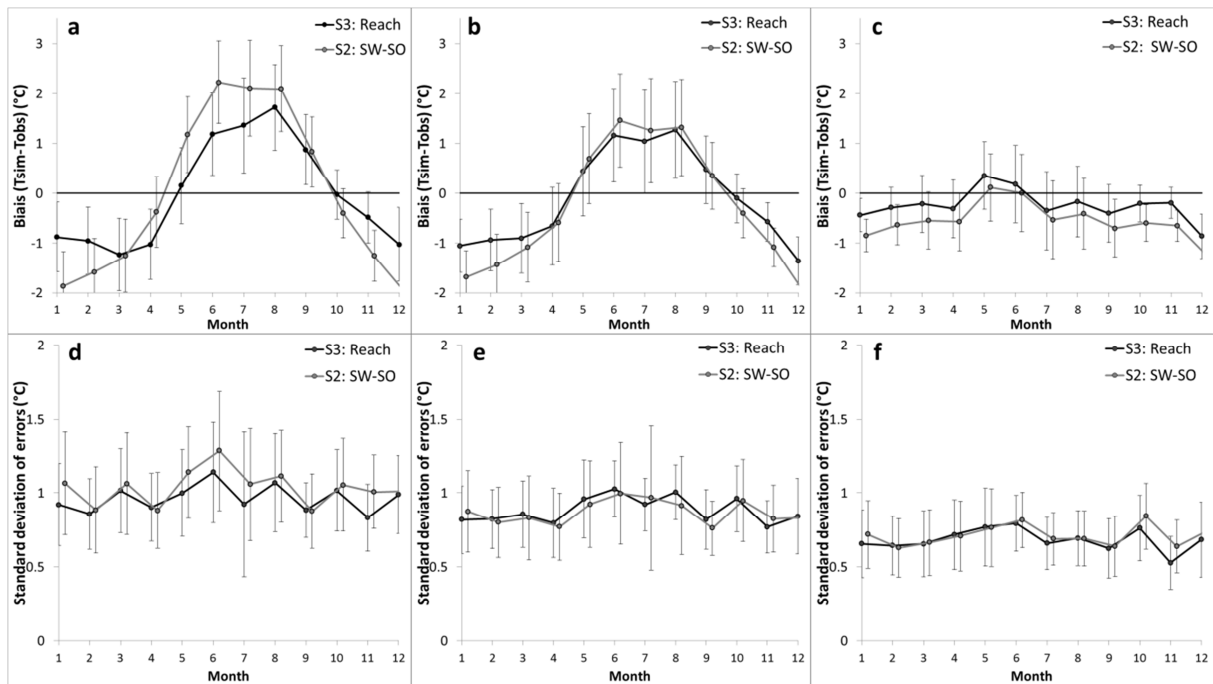


Figure 5.5. Monthly biases and standard deviations of errors calculated at stations which distance from headwaters is under 30 km (a and d) ranging between 30 and 100 km (b and e) and over 100 km (c and f) with simulations S3 and S2 between 2008 and 2012. Error bars represent one time the standard deviation of values.

The simulation S3 improves performances during winter period (Dec-Feb) at 109 stations with a reduction of RMSE by 0.4°C against only 8 stations degraded in comparison with S2 (**Fig. 5.6a**). During summer period (June-August), performances are improved at 68 stations and RMSE are reduced by 0.6°C on average at 68 stations and decreased by more than 0.5°C at 37 stations. These improvements mainly concern stations located on rivers with distance from headwaters under 30 km (**Fig. 5.6c**; black dot). In summer, 41 stations are slightly degraded with an increase of the RMSE by only 0.2°C on average. Autumn (Sept-Nov) is marked by a modest improvement of 75 stations with a RMSE reduced by 0.3°C against 33 stations degraded by 0.2°C (**Fig. 5.6d**). Performances calculated during spring stay contrasted between both simulations with only 54 stations improved by S3 against 53 stations degraded (**Fig. 5.6b**). During autumn and spring mean RMSE differences between simulations S3 and S2 remain low (< 0.5°C) for most of the stations.

Simulation S3, discretized by reach, improves a large part of simulations throughout the year in comparison with the simulation S2 discretized by SW-SO. These improvements concern mainly small rivers (distance from headwaters < 100 km) and gains are higher in summer where the RMSE can be reduced to 2.5°C (**Fig. 5.6c**).

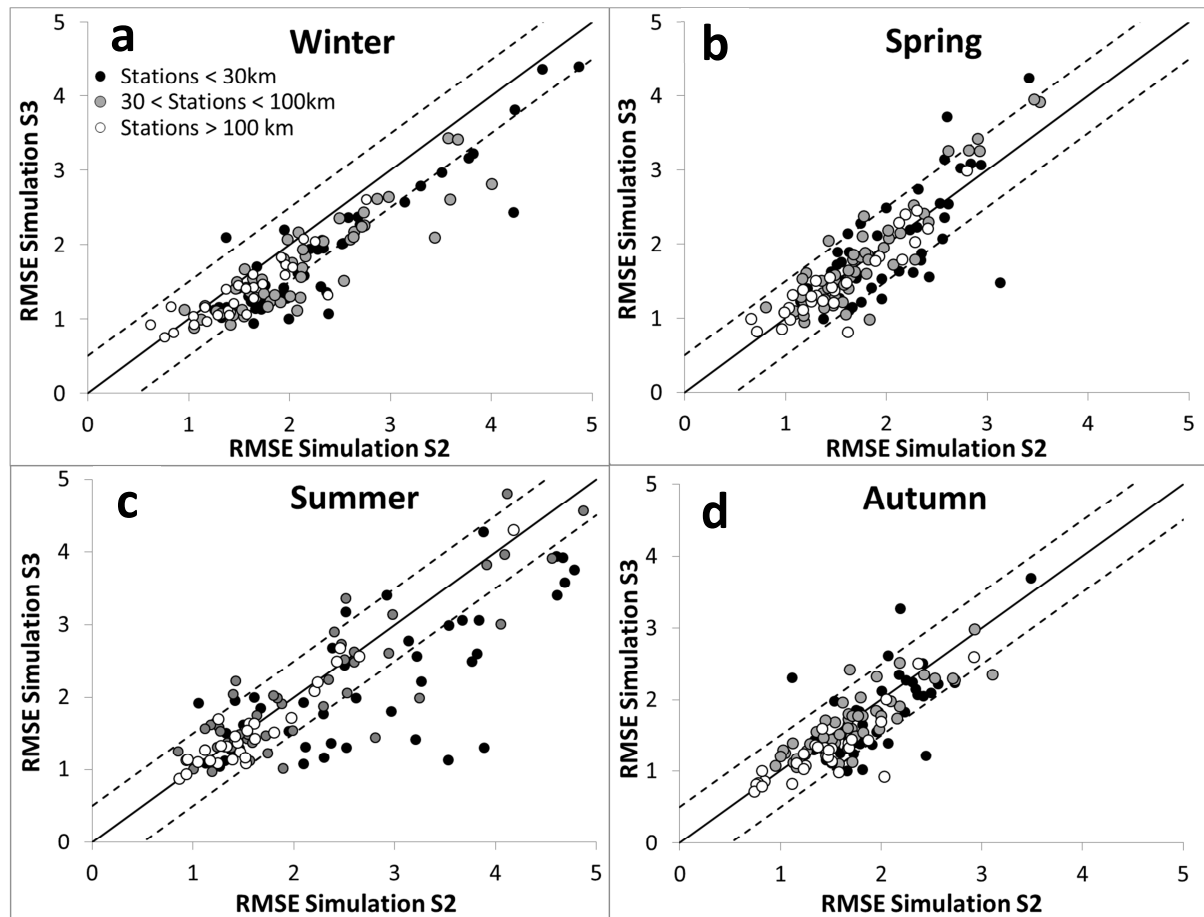


Figure 5.6. RMSE calculated with simulation S3 (Reach discretization) at 128 measurement stations during winter (a), spring (b), summer (c) and autumn (d) between 2008 and 2012 versus RMSE calculated with simulation S2 (SW-SO discretization).

5.2.5.3. Application of both discretizations on the whole Loire catchment

Mean annual temperatures (2008-2012) simulated with simulation S2 are colder in the upstream part of the basin than downstream with a temperature lower than 9°C for most of the reaches (Fig. 5.7a). Warmest average temperatures are simulated on large rivers in the downstream part of the basin with annual temperatures higher than 15°C. There is an important difference between simulations S3 and S2 with a mean annual temperature difference of $\pm 1^\circ\text{C}$ for 30% of the reaches (Fig. 5.7c). Temperatures simulated with the reach discretization (S3) are higher for 50% of reaches and lower for 40% in comparison with the simulation discretized by SW-SO. 95% of the reaches where the simulation difference is the most important are located at a distance under 30 km from the headwaters (Fig. 5.7b) because it is where the variability of geomorphological features is higher like the river slope (Fig. 5.7d) or the percentage of vegetation cover beside rivers (Fig. 5.7e). The most significant differences concern small rivers. The manner to integrate characteristics of each reach into the model has a determining role on temperature calculations on the whole Loire catchment.

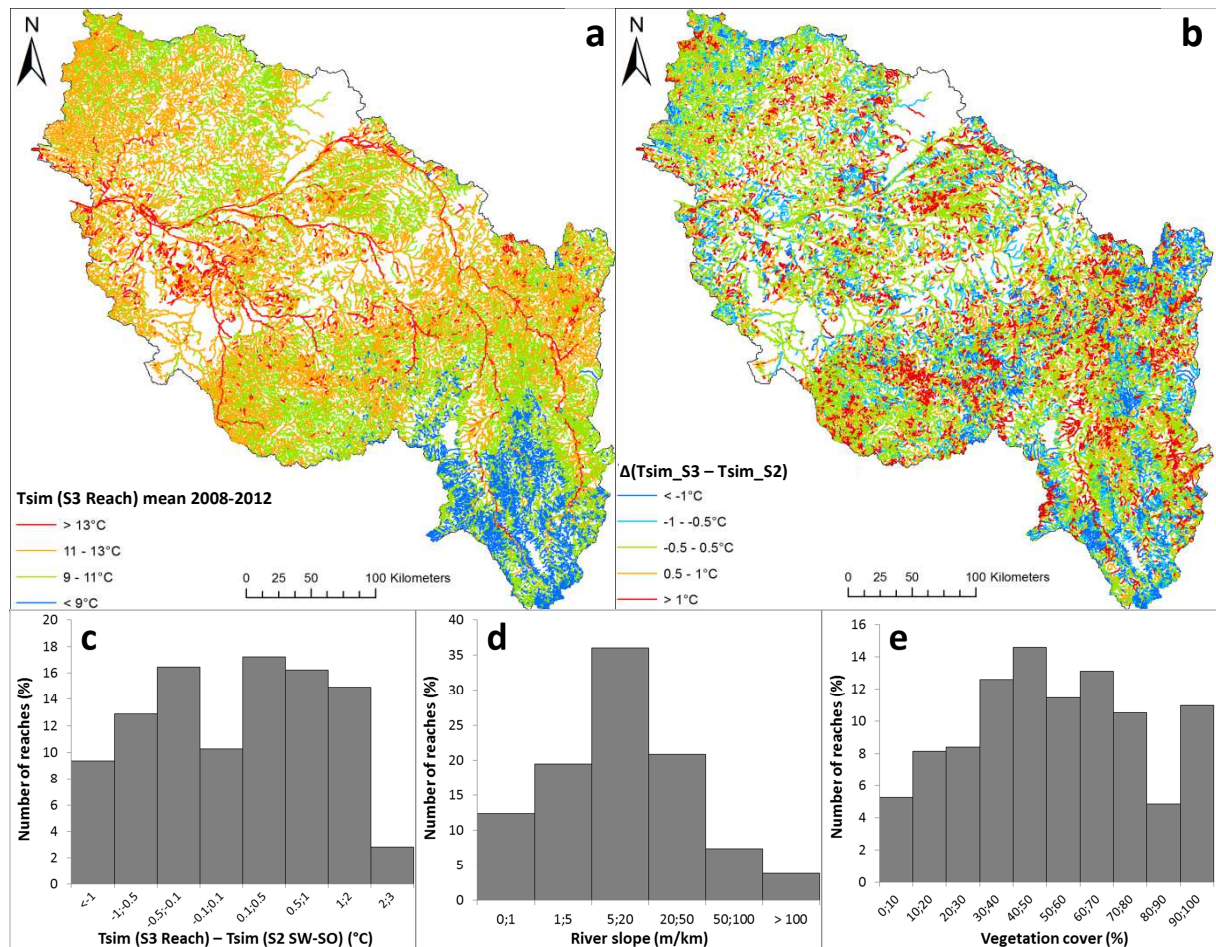


Figure 5.7. (a) Mean annual temperature simulated with the simulation S3 (2008-2012) and (b) differences between temperatures simulated by both discretization $\Delta(Tsim_S3 - Tsim_S2)$. (c) Distribution of temperature differences simulated between simulations, (d) rivers slope and (e) vegetation cover.

5.2.6. Discussion

The simulation S3, discretized by reach, improves significantly simulations especially for small rivers. Moreover, the greatest differences on simulated temperatures were seen on small reaches (Fig. 5.7). This was expected because with the SW-SO discretization, meteorological, hydrological and geomorphological features are averaged by subwatershed and by Strahler order. Within each subwatershed, the characteristics variability of each river is smaller on large rivers (> 200 km) (Beaufort *et al.*, in press) and leads to the same performance level between both simulations. Conversely, smaller rivers (< 200 km) are more represented in a subwatershed and have a higher heterogeneity (Beaufort *et al.*, in press). The SW-SO discretization (S2) hides characteristics of each river, and it is expected that a model with a finer discretization improves particularly the simulation at stations located on small rivers (Fig. 5.7). However, 21 stations remain better simulated with the SW-SO discretization despite the local accounting of input data and theoretically more accurate. In

this part, we determine the improvement on the S3 simulations when using discretized by reach input data instead of SW-SO.

5.2.6.1. Factors influencing the quality of temperature simulations at the reach scale

In order to determine the influence of the discretization of input data on the performance gain, several tests were conducted. Each of the 4 characteristics, meteorology, hydrology (discharge, depth, and width), geomorphology and riparian vegetation, discretized by SW-SO, were integrated in turns in the simulation S3. RMSE of each test were compared to the mean RMSE from the reference simulation S3 (all data discretized by reach) at the 128 stations (period 2008-2012) (**Tab. 5.2**).

The slope averaged by SW-SO has a small influence on performances compared to the slope integrated at each reach with at least 70% of simulations performances remaining similar whatever the river size (**Tab. 5.2**). The integration of averaged discharge by SW-SO degrades 50% of the simulations at stations close to their headwaters which demonstrates how important it is to integrate discharges on every single reach independently. The hydrological features (discharge) are used to calculate the river depth and width and play an important role on thermal inertia of rivers. In a previous section we have seen that the redistribution of discharges by reach allows obtaining better Nash criterion especially at stations located inside subwatersheds and lead to improve simulated temperatures. The discretization by reach of these two variables (river slope and discharge) is mainly responsible for the improvement of simulation performances observed during winter and summer (**Fig 5.6a, c**). On the contrary, meteorological variables and shading have more contrasted impacts. Averaging meteorological variables by subwatershed degrades 30% of stations located on medium and large rivers but improves 15% of them. The shading factor averaged by SW-SO led to degrade 25% of stations located on small and medium rivers but improved the simulation of 26% of small rivers (< 30 km from their headwater). The integration of these parameters, at a local scale does not guarantee a performance gain for every station. This could mean that both features (shading factor and meteorology) may have to be differently integrated in order to improve the simulations at more stations.

		46 stations < 30 km from headwater			54 stations between 30 - 100km from headwater			33 stations > 100 km from headwater		
		Improved	Stable	Degraded	Improved	Stable	Degraded	Improved	Stable	Degraded
S2: SW-SO discretization		14%	26%	60%	11%	32%	57%	11%	39%	50%
S3*: Reach Discretization	Discharges/Depth SW-SO	0%	50%	50%	0%	79%	21%	0%	89%	11%
	Meteorology SW-SO	9%	67%	24%	19%	57%	25%	14%	43%	43%
	Shading SW-SO	30%	43%	26%	21%	62%	17%	7%	89%	4%
	Slope SW-SO	4%	54%	41%	6%	60%	34%	0%	82%	18%

Tableau 5.2. Comparison between mean RMSE calculated with simulation S3 (128 stations; 2008-2012) and RMSE calculated with different features discretized by couple SW-SO and integrated in S3.

5.2.6.2. Sensitivity of the discretization of meteorological variables and shading factor

We have seen that the integration of meteorological data averaged by SW-SO into the simulation S3 improved simulations for only 19% of the stations located at more than 30 km from their headwaters. Thus, it can be assumed that some input data have not been well integrated which leads to less accurate simulations in comparison with SW-SO discretization where all features are averaged. It can be suggested that medium and large rivers have a strong thermal memory and can be affected by upstream meteorological conditions (Mohseni *et al.*, 1999).

To test the sensitivity of the discretization of meteorological variables on simulations, we have integrated meteorological variables averaged over meshes intersecting the linear section at the upstream of each stations taking into account two distances: 15 km and 50 km (**Fig. 5.8**). Mean annual RMSE (2008-2012) obtained are really close to those calculated with the simulation S3 including stations located on large rivers (> 300 km from headwater) (**Fig. 5.9a**). It can be seen that biases tend to increase at stations located at more than 50 km from their headwaters (**Fig. 5.9b**). A meteorology averaged over 50 km upstream does not lead to better simulations of the thermal signal of large rivers and does not improve significantly simulations. As a result of these achievements, the use of a local meteorology is more appropriate whatever the river size.

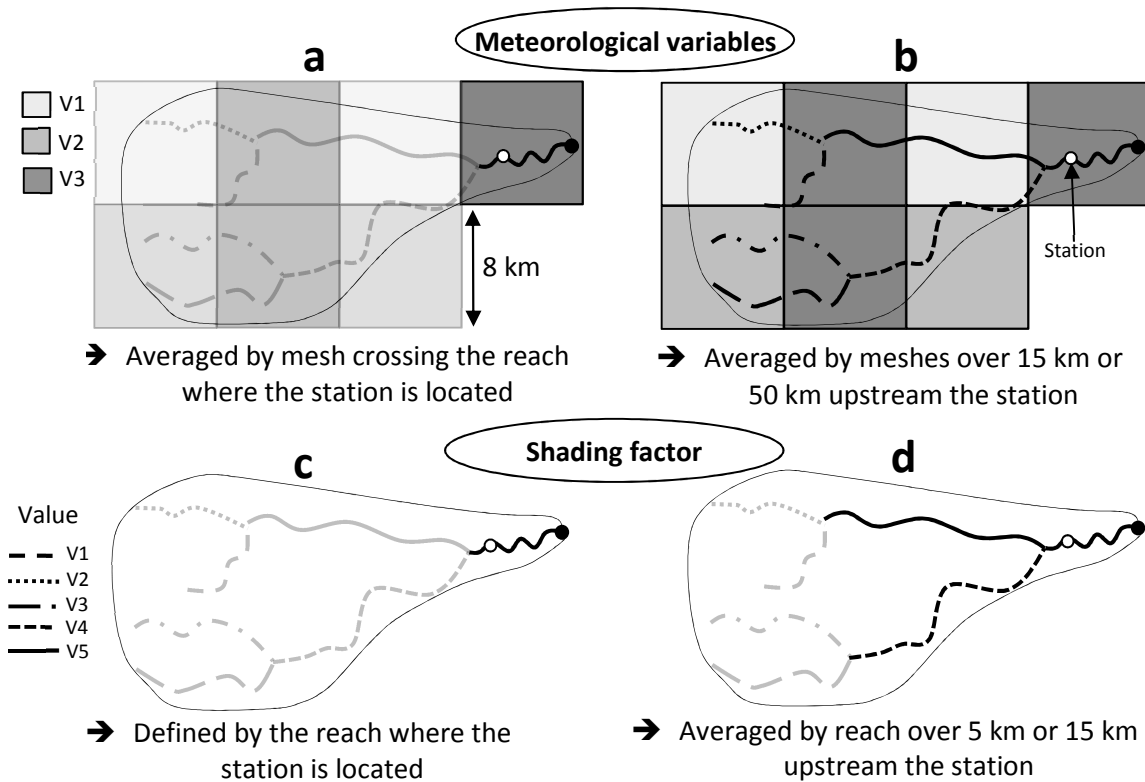


Figure 5.8. Discretization of meteorological variables and shading factor by individual reach (simulation S3) (a and c) and averaged over a distance upstream the measurement station (b and d).

In the simulation S3, shading factors are calculated individually by reach (Fig. 5.8c). The mean length of reaches is 1.7 km and it is reasonable to estimate the length scale of influence of riparian vegetation shading is greater than this distance. In the same way as for meteorology, we tested the integration of a shading factor averaged over 5 km and 15 km upstream of monitoring stations in order to test the sensitivity of the discretization of this factor on the simulations. A shading factor averaged over 5 km provides better performances with a decrease of the multi-annual mean RMSE by 0.3°C at all stations (Fig. 5.9c) and a decrease of biases by 0.4°C at stations located at less than 20 km from their headwaters (Fig. 5.9d). The performance gain is more important on small rivers (< 50 km from headwater) with RMSE reduced by 0.5°C. RMSE at stations with a shading factor averaged over 15 km upstream are slightly higher compared to those obtained over 5 km with an increase of the mean multi-annual RMSE by 0.1°C.

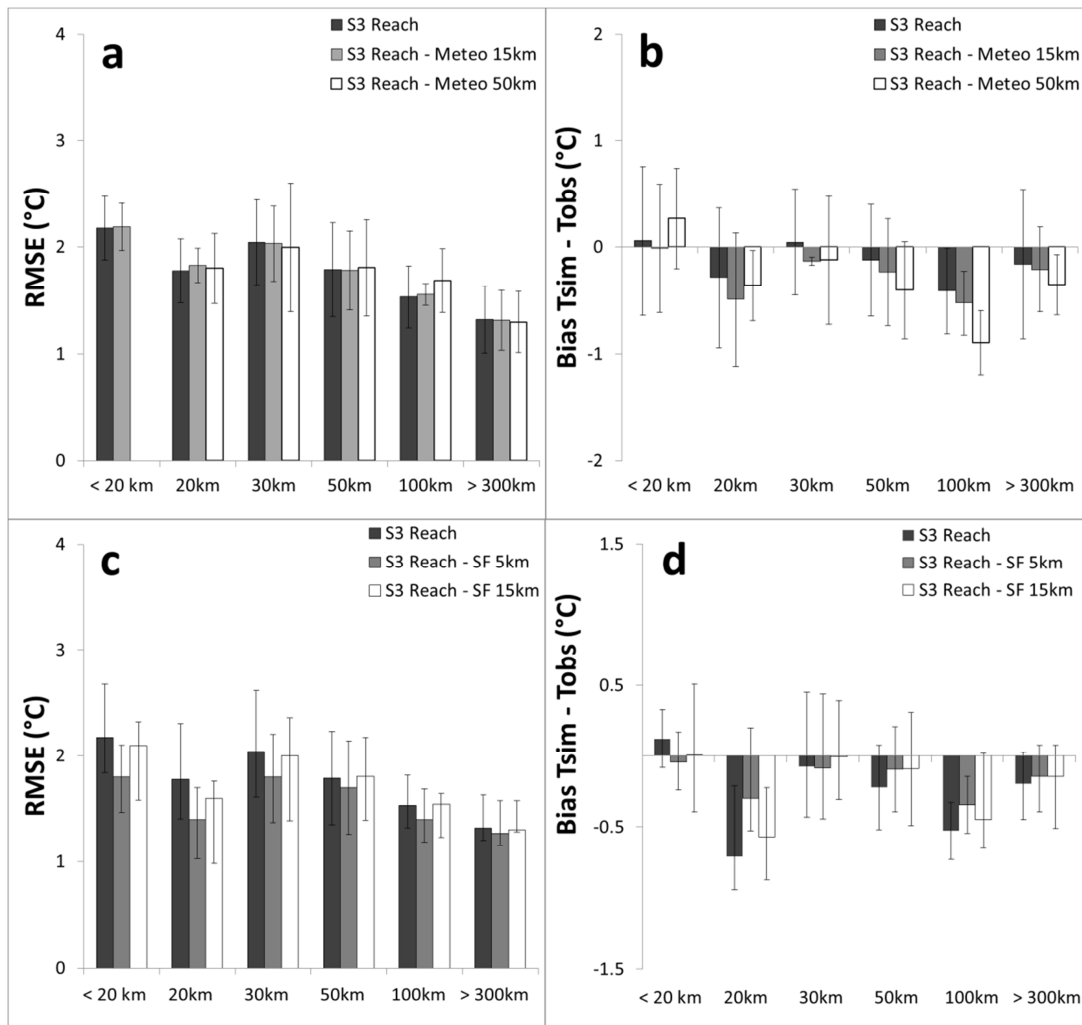


Figure 5.9. Distribution of RMSE (**a** and **c**) and biases (**b** and **d**) calculated at the whole stations (2008-2012) with the simulation S3 (reach discretization) and with meteorological variables averaged over 15 km and 50 km or with shading factor averaged over 5km (**c**) and 15km (**d**) upstream each stations and integrated into the simulation S3.

Temperature simulations are sensitive to the manner shading factor is taken into account. This parameter is often calibrated in thermal modelling at a regional scale (Caissie *et al.*, 2005). The length scale of influence of this parameter can vary between rivers (Garner *et al.*, 2014). In this study, the integration of a shading factor averaged over 5 km upstream stations leads to decrease the mean multi-annual RMSE by 0.3°C at all stations and seems more adequate especially for reaches with distance from their source lesser than 100 km. For stations located at more than 300 km from their headwaters, the river width is more important and the shading variable has a small influence on the thermal regime of rivers. Temperature simulated with the reach discretization including a shading factor average over 5 km constitutes the optimized simulation of the model and allows reducing the number of stations with a mean annual RMSE higher than 3°C to 3 (**Fig. 5.10b**) against 17 with the SW-SO discretization (**Fig. 5.10a**).

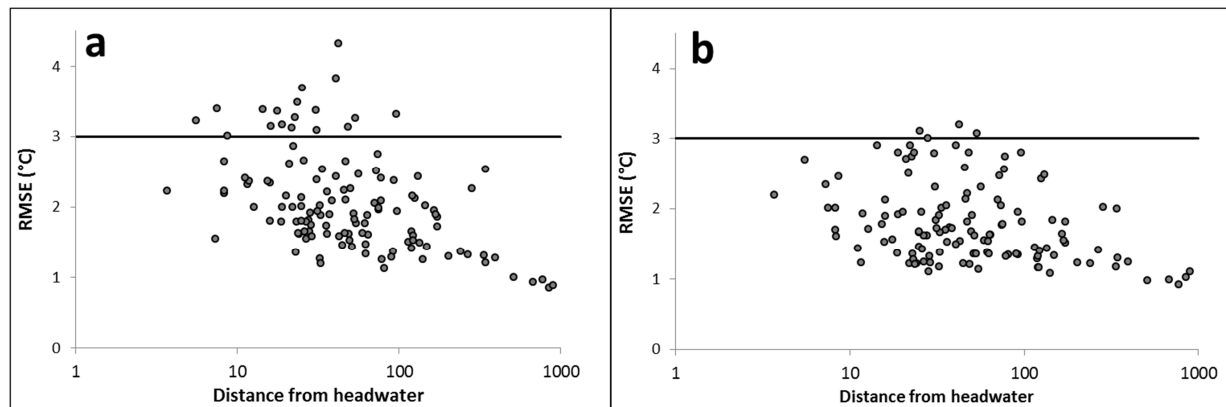


Figure 5.10. RMSE calculated at 128 measurement stations between 2008 and 2012 with the simulation S2 discretized by SW-SO (a) and with the simulation S3 optimized (reach discretization and shading factor average over 5 km) (b).

5.2.7. Conclusion

The objective of this study was to determine if taking into account data at the reach scale leads to significant improvements of the simulations performance in comparison to a more simplified discretization by subwatershed and by Strahler order (Beaufort *et al.*, in press). The reach discretization reduces the median RMSE to 1.6°C against 1.9°C with the SW-SO discretization at the whole station between June 2008 and August 2012. The transition to the reach discretization where meteorological, hydrological, geomorphological features and vegetation riparian shading are integrated by reach, improves simulations of water temperature at 87 stations, but also to poorer simulations at 21 other. Simulations are principally improved on small and medium rivers (distance from the headwaters < 150 km) and more important gains are observed during summer where the RMSE can be decreased by 2.5°C which is mainly due to the discretization of hydrology and slope at a local scale. The main degradations cause is a result of an inaccurate way of integrating the shading factor. On one hand, the integration of meteorological variables averaged upstream a given river reach does not improve simulations performance and the use of a local meteorology is more appropriate. On the other hand, the integration of a shading factor averaged over 5 km upstream each reach improves simulations at all stations with a decrease of the median RMSE by 0.3°C and reduces the number of stations with a mean annual RMSE higher than 3°C to 3 stations. However, despite this new optimization of the shading factor integration, simulations in several rivers remain poor, with a mean RMSE higher than 2.5°C at 21 stations between 2008 and 2012. A first assumption would be that meteorological variables provided on a 8km x 8km grid were not representative of the microclimate observed on rivers. In that sense Benyahya *et al.* (2010) have shown that temperature simulations could be strongly improved if meteorology features were provided by a microclimate station, especially for smaller and more sheltered rivers.

It would be interesting to compare these two approaches but installing, monitoring and maintaining microclimate stations remains very difficult for basins with a scale similar to that of the Loire River system. Another perspective to improve thermal simulations is to develop a one dimensional model in order to include advective processes and take into account the propagation of the thermal signal from upstream to downstream rivers. This kind of thermal model would improve temperature simulated on small and medium rivers (distance from headwaters < 100 km) which can still be influenced by upstream conditions.

5.3. Etude de l'influence de la simulation des débits selon 68 SW et 368 SW

5.3.1. Performances du modèle hydrologique EROS

La simulation S4 intègre un nouveau découpage en 368 sous bassins de calcul (SW) pour la simulation des débits journaliers. Ceci permet d'améliorer les simulations des débits pour les stations situées à l'intérieur de chaque SW (Section 2.5.2). Parmi les 128 stations issues du jeu de données « période annuelle », 100 sont situées à proximité d'une station hydrologique. Les débits au niveau de ces 100 stations sont globalement mieux simulés avec le découpage en 368 SW avec des valeurs médianes supérieures à 0.8 sur les critères de Nash C1, C2 et C3 alors qu'elles sont comprises entre 0.7 et 0.8 avec le découpage 68 SW (simulation S3) (Tab. 5.3). Les stations où les performances sont les plus faibles sont améliorées suite à la redéfinition en 368 SW, avec une augmentation du critère C1 sur le 1^{er} quartile à 0.59 contre 0.49 sur le découpage 68 SW.

	68 SW			368 SW		
	C1	C2	C3	C1	C2	C3
Max	0.96	0.96	0.94	0.96	0.96	0.94
3ème quartile	0.82	0.85	0.81	0.88	0.89	0.85
Médiane	0.72	0.80	0.76	0.81	0.85	0.80
1er quartile	0.49	0.64	0.60	0.59	0.69	0.61
Min	0.00	0.15	0.14	0.05	0.20	0.21

Tableau 5.3. Distribution des critères d'efficacité du modèle hydrologique EROS pour les 100 stations RNT disposant d'un suivi hydrologiques sur le découpage 68 SW et 368 SW sur la période du 01/08/2008 au 31/07/2012

Les débits simulés sont améliorés sur une majorité des stations quel que soit le critère de Nash (Fig. 5.11). Le critère C1, qui est le plus exigeant sur la restitution des hautes eaux, est celui où le plus de stations sont améliorées (42 stations ; Fig. 5.11a). Il y a respectivement 22 et 13 stations dont les critères C2 et C3 sont améliorés (Fig. 5.11b, 5.11c). Certaines stations obtiennent de meilleurs critères de Nash selon le découpage en 68 SW bien qu'elles soient minoritaires (C1 = 5 stations ; C2 = 7 stations ; C3 = 12 stations). Les débits redistribués selon leur aire de drainage ne sont pas toujours représentatifs du débit spécifique local et ceci constitue une des limites de cette méthode. Toutefois, la simulation selon 368 SW permet d'améliorer les simulations de plus de 0.1 sur les 3 critères de Nash pour 20 stations contre seulement 6 stations où ces 3 critères sont diminués de 0.1. Il y a 68 stations pour lesquelles aucun changement sur ces 3 critères moyens n'est supérieur ou inférieur à 0.1 ce qui laisse une majorité de stations peu impactée par ce découpage plus fin des sous bassins de calculs.

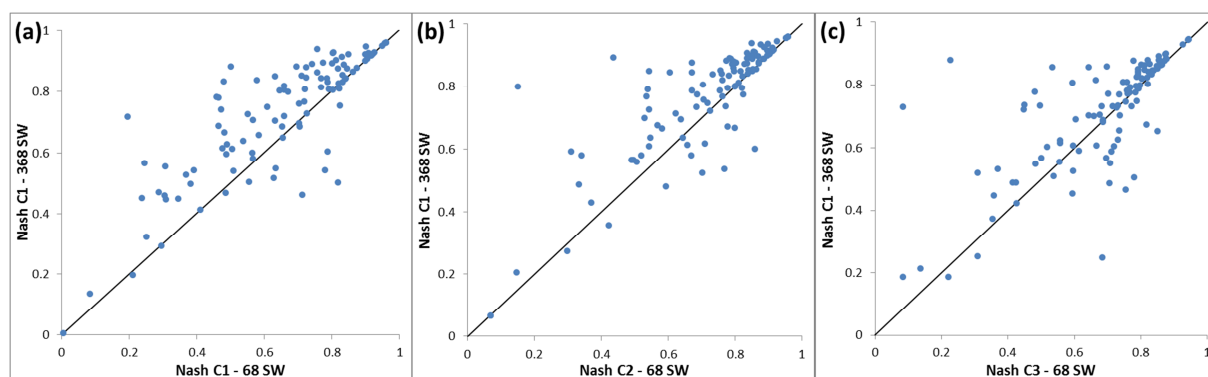


Figure 5.11. Représentation des critères d'efficacité du modèle hydrologique EROS calculés pour les 100 stations RNT disposant d'un suivi hydrologiques selon le découpage en 368 SW (simulation S4) en fonction des critères issus du découpage en 68 SW (simulation S3) - période du 01/08/2008 au 31/07/2012

5.3.2. Performances pluriannuelles du modèle thermique

Les biais pluriannuels calculés avec les simulations S3 et S4 sont similaires avec des médianes respectives de -0.2°C et -0.3°C (Fig. 5.12a). Selon la simulation S4, 4 stations supplémentaires obtiennent un biais compris entre -1°C et 1°C . Les écarts-types des erreurs pluriannuels calculés avec les simulations S3 et S4 sont également très similaires avec des médianes respectives de 0.9°C et 1°C (Fig. 5.12b). La simulation S4 permet de diminuer les écarts-types de 4 stations en dessous de 1°C . La simulation S4, dans laquelle les débits simulés sont améliorés sur une grande partie des stations, ne permet pas d'améliorer significativement la simulation de la température.

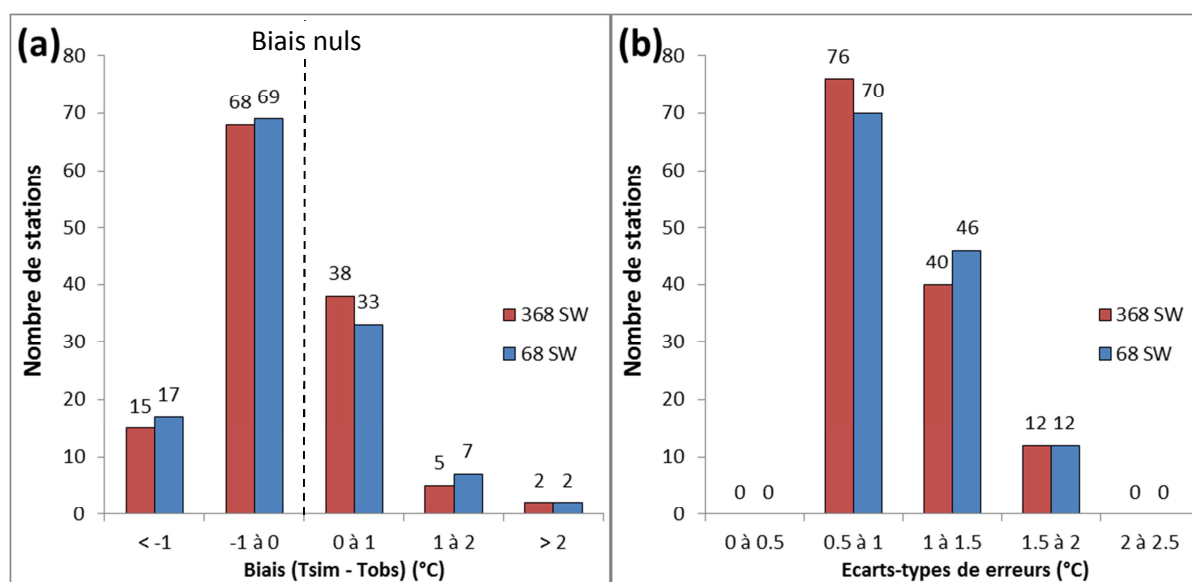


Figure 5.12. Biais annuels moyens (a) et écarts-types des erreurs annuels moyens (b) issus des simulations S3 (68 SW) et S4 (368 SW) calculés pour les 128 stations « période annuelle » entre 2008 et 2012.

Parmi les 20 stations dont la simulation des débits a été améliorée suite au découpage en 368 SW (section 5.3.1), les simulations de la température sont améliorées à 14 stations avec une diminution de la RMSE d'environ 0.3°C et dégradées à 6 stations (points bleus ; Fig. 5.13). Ces stations sont celles

où la redéfinition des débits implique les plus forts changements de profondeur (Fig. 5.13b) et du flux de nappe alimentant le cours d'eau (qb) (Fig. 5.13c). Une amélioration du débit simulé selon le découpage 368 SW ne semble pas impliquer automatiquement une amélioration des simulations de température. Or la nouvelle simulation des débits journaliers fait varier la profondeur et le flux de nappe mais leur calcul est faussé pour S3 car la simulation des débits est de moins bonne qualité que pour S4. Les meilleures performances apparentes pour S3 s'expliquent par le fait que les valeurs faussées de la profondeur et du flux de nappe permettent de compenser des biais causés par la mauvaise intégration d'autres données d'entrée tel que l'ombre projetée par la végétation rivulaire. Les 68 stations sur lesquelles les débits n'ont été que très peu modifiés entre les simulations selon 68 SW et 368 SW ne subissent que de faibles variations de profondeur (points verts ; Fig. 5.13b). En revanche, le flux de nappe a subi des variations importantes entre S3 et S4 (Fig. 5.13c) pouvant être même doublé sur certaines stations. Ces fortes variations ont une influence assez faible sur le calcul de la température de l'eau et les performances à ces stations sont similaires entre S3 et S4 (Fig. 5.13a). Les stations dont les débits ont été dégradés avec S4 ne subissent que de faible variation de profondeur et du flux de nappe mis à part sur une station (points rouges ; Fig. 5.13b et 5.13c). Malgré une dégradation du débit journalier, les performances au niveau de ces stations semblent similaires entre S3 et S4. La simulation S4 permet globalement d'améliorer les performances sur les stations où le suivi du débit est indisponible avec notamment deux stations où la RMSE est réduite de 0.7°C (points orange ; Fig. 5.13a).

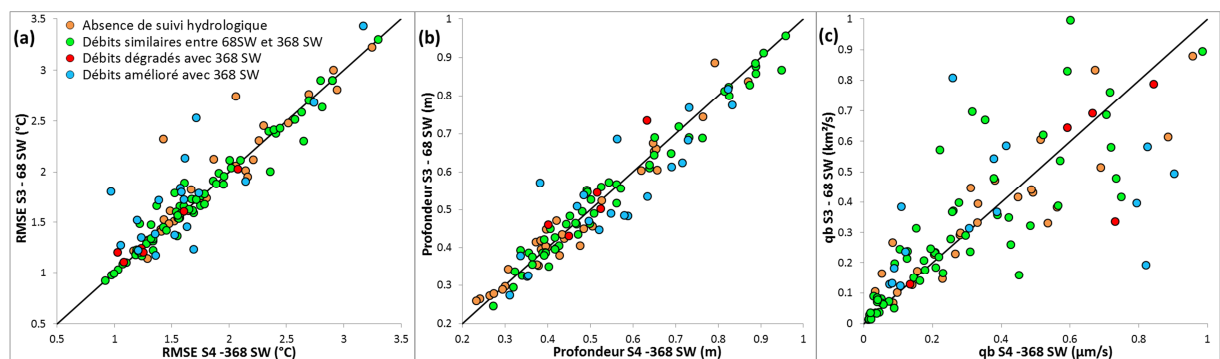


Figure 5.13. RMSE annuelles moyennes (a) de la profondeur moyenne (b) et du flux de nappe moyen (c) calculé selon S3 (68 SW) et représenté en fonction de S4 (368 SW) entre 2008 et 2012. Le code couleur permet d'identifier l'influence de la simulation des débits en 368 SW sur la qualité des simulations.

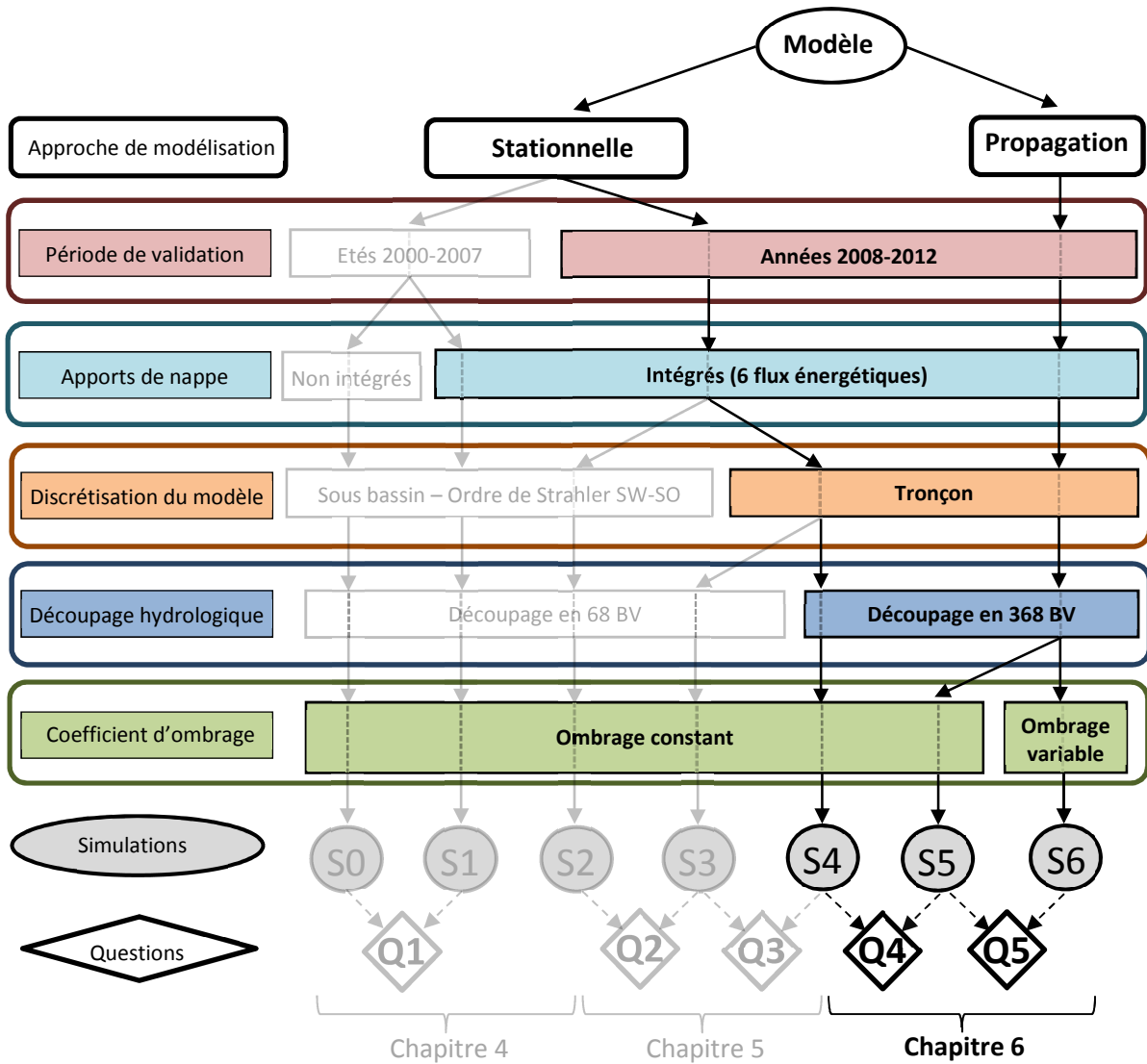
La redéfinition des débits selon 368 SW permet d'améliorer la simulation des débits journaliers notamment à proximité de 20 stations de suivi de la température. Ce changement de débit conduit à modifier le calcul de la profondeur et du flux de nappe. Ceci permet d'améliorer la simulation des températures pour 14 stations qui semble principalement due à la modification de la profondeur. L'inertie thermique de ces cours d'eau est ainsi mieux prise en compte et conduit à améliorer la simulation de la variabilité journalière de la température.

5.4. Synthèse

Le principal objectif de ce chapitre était d'étudier si la prise en compte de données locales discrétisées à l'échelle du tronçon hydrographique (simulation S3) permettait d'améliorer le niveau de performance de l'approche stationnelle par rapport à une discrétisation simplifiée par ordre de Strahler et par sous bassin de calcul (simulation S2). Les spécificités locales de ces cours d'eau sont occultées avec la discrétisation SW-SO (S2) et la discrétisation tronçon permet de mieux prendre en compte l'influence des caractéristiques météorologiques, hydrologiques, géomorphologiques et de végétation rivulaire et ainsi améliorer les simulations de 87 stations et plus particulièrement sur les petits cours d'eau (distance depuis la source < 30 km). La discrétisation de l'hydrologie et de la géomorphologie à fine échelle permet les plus gros gains de performances notamment en période hivernale et estivale. Cependant, suite au passage à la discrétisation tronçon, les simulations de 21 stations ont été dégradées ce qui est dû à la mauvaise intégration spatiale du coefficient d'ombrage. L'intégration d'un coefficient d'ombrage moyenné sur les 5 km amont de chaque tronçon améliore les simulations de l'ensemble des cours d'eau du bassin. En revanche, il reste préférable d'intégrer une météorologie locale, quelle que soit la taille du cours d'eau. Dans la simulation S4, l'intégration de l'hydrologie redéfinie à l'exutoire de 368 SW améliore la performance des simulations des débits journaliers au niveau des stations de mesures (période annuelle) et modifie le calcul de la profondeur (D) et du flux de nappe (qb). La température est ainsi mieux simulée à 20 stations et cette amélioration semble expliquée principalement par la modification de la profondeur. Cependant la redéfinition des débits selon 368 SW ne permet pas d'améliorer les performances sur l'ensemble des stations de manière significative et n'a qu'une influence limitée au sein de l'approche stationnelle.

La redéfinition des données d'entrée du modèle selon l'approche tronçon et la prise en compte de l'hydrologie selon un nombre plus important de sous bassin de calcul permet d'améliorer les simulations de la température de l'eau. Malgré ces optimisations, il reste 19 stations ayant une RMSE pluriannuelle supérieure à 2.5°C. Ces stations sont localisées sur des petits et moyens cours d'eau, d'ordre de Strahler compris entre 2 et 5, dont les régimes thermiques semblent être particulièrement affectés par les conditions amont. L'intégration de la propagation du signal thermique résultant de l'amont vers l'aval des cours d'eau pourrait permettre d'améliorer les simulations au niveau de ces stations. En ce sens, la discrétisation des données géomorphologiques à l'échelle du tronçon et la simulation des débits sur les exutoires des 368 SW permettront de mieux prendre en compte la vitesse du courant ainsi que le temps de résidence de la masse d'eau au sein d'une approche prenant en compte les temps de transfert et l'évolution du signal thermique de l'amont vers l'aval des cours d'eau.

Chapitre 6. Approche par propagation



6.1. Introduction

Malgré l'amélioration des performances des simulations avec une prise en compte des données locales (discrétisation tronçon) via la simulation S4 (approche stationnelle), les biais et les variabilités des erreurs de certaines stations restent importantes (19 stations dont la RMSE > 2.5°C). Une nouvelle simulation (S5), dite « par propagation », a ainsi été développée pour permettre de prendre en compte l'influence des conditions amont et l'évolution de la température dans le réseau hydrographique. Cette simulation S5 intègre la propagation du signal thermique de l'amont vers l'aval des cours d'eau en tenant compte du temps de transfert de la masse d'eau.

Dans une première partie, une comparaison de la capacité des simulations, S4 et S5, à simuler la température au pas de temps horaire et journalier pour les 128 stations issues du jeu de données « période annuelle » est effectuée. Dans un deuxième temps, la validation porte sur la capacité des simulations à restituer les amplitudes et le phasage des variations diurnes en fonction de la période de l'année. Enfin, une attention particulière est donnée à l'influence de la température donnée aux points limites amont (sources) sur les simulations aval. Nous rappelons que la température donnée aux sources est celle de la moyenne annuelle de la température atmosphérique. Il s'agit ici d'estimer à partir de quelle distance depuis la source l'influence des conditions aux limites peuvent être considérées comme négligeables. L'ensemble de ces résultats sont écrits sous la forme d'un article.

Une seconde partie est consacrée à l'étude du coefficient d'ombrage. L'ombrage issu de la végétation rivulaire peut avoir une forte influence sur la variabilité de la température mais par manque de données disponibles à l'échelle d'un bassin versant régional, cet ombrage reste souvent un paramètre calibré et constant tout au long de l'année. Ceci peut avoir une influence importante sur la température des cours d'eau notamment pendant la saison hivernale lors de la sénescence des feuilles. De plus, les performances issues de la simulation S4 sont améliorées lorsque l'ombrage est moyenné sur 5 km en amont du point de contrôle (Section 5.2.4). On peut faire l'hypothèse que l'influence de l'ombrage de la ripisylve n'est pas uniquement locale mais peut avoir un impact sur la température de l'eau plus en aval. La simulation 6 intègre un coefficient d'ombrage calculé à un pas de temps horaire tenant compte de l'orientation des tronçons et de la position du soleil en fonction du jour de l'année, de la largeur du cours d'eau, de la hauteur de canopée et du taux de recouvrement de végétation (Valette *et al.*, 2012) et de la variation saisonnière du LAI. L'objectif est d'évaluer si l'intégration d'un coefficient d'ombrage permet de mieux prendre en compte son influence dans le calcul de la température de l'eau et d'améliorer la restitution de la dynamique journalière (amplitude, phasage) de la température au cours de l'année.

6.2. A dynamic model for simulating stream temperature at the regional scale based on a network topology.

A. BEAUFORT, F. CURIE, F. MOATAR

Article in preparation for submission

6.2.1. Abstract

Currently, many ecological works study the impacts of climate change on the distribution area of fish species and the possibility to work with simulated stream temperature could lead to refine predictions. The implementation of a fully explicit discretized one-dimensional thermal model is virtually possible, but this requires a large amount of information which is usually not available. In this study, we propose to adapt an approach based on the equilibrium temperature concept which includes the upstream-downstream propagation of the thermal signal and offers an appealing alternative to overcome these previous difficulties because: i- the equilibrium temperature (T_e) and the thermal exchange coefficient (K_e) are exclusively defined by climate forcing conditions; ii- this concept enables to simulate the rate at which the river temperature reaches equilibrium temperature and provides the rearrangement of the fundamental equation underlying the equilibrium temperature concept enables to simulate the upstream-downstream propagation of the thermal signals. The model including the propagation is based on a hydrographical network topology and is hereafter called T-NET model (Temperature-NETwork). The capacity of the T-NET model is tested at the Loire basin scale (10^5 km^2) and compared to a 0D thermal model. The T-NET model improves simulations at stations located on small and medium rivers which are more influenced by headwaters conditions. The diurnal temperature range and the timing of daily maximum temperature are globally well reproduced by both models in winter. However the diurnal temperature ranges are overestimated in summer particularly in small and medium rivers and the lag time between observed and simulated stations are higher than two hours. Another issue of this study is the great influence of the temperature calculated at the upstream boundary during the year. Several simulations have been tested on the Loire River and monthly temperatures can differ by more than 0.5°C after 900 km from the upstream. Conversely, the upstream conditions are more negligible in summer especially after 100 km from the headwaters. Finally this model by propagation offers a good compromise between performance and transferability. It can be transposed to changing forcing conditions (physically-based structure) and to many other catchments (no calibration required).

6.2.2. Introduction

Currently, many ecological works study the impacts of climate change on the distribution area of fish species (Buisson 2009; Tisseuil *et al.*, 2012; Domisch *et al.*, 2013). These studies are carried out at a regional scale ($> 50\,000\text{ km}^2$) and use the air temperature as a proxy of the stream temperature where water temperature records are not available for all sampling sites (Buisson *et al.*, 2008; Sharma *et al.*, 2007; Lassalle and Rochard, 2009; Tisseuil *et al.*, 2012). However air temperatures may be a poor surrogate for stream temperatures particularly in headwater reaches (Caissie, 2006) and for rivers fed by groundwater (O'Driscoll and DeWalle, 2006). The possibility to work with simulated stream temperature could lead to refine predictions. This must be performed at several space scales, including altogether large rivers and small streams.

Several physically-based models accounting for the heat balance of the river and where the water temperature is the controlling state variable, were successfully applied to simulate stream temperature and to develop water quality plans (Chapra *et al.*, 2008 ; Boyd and Kasper, 2003; Cole and Wells, 2002). The physically-based modelling approach have the advantage to be quite elaborate as it can consider all relevant heat fluxes at both the water surface and sediment water interface, and it is therefore particularly suitable for climate change impact studies (Bustillo *et al.*, 2014). However one- or two-dimensional deterministic thermal models are generally restricted to single segment rivers or to small catchments (Carrivick *et al.*, 2012; Loinaz *et al.*, 2013; Ouellet *et al.*, 2014a) and are not applied at a regional scale ($> 10^5\text{ km}^2$). It can be explained by the amount of input data required rarely available at this scale and also because of the important computing time required by this type of model. To our knowledge, the RBM model (Yearsley, 2009, 2012) is the only thermal model, using a semi-Lagrangian numerical scheme to solve the one-dimensional, time-dependent equations for thermal energy balance in advective river systems which is applied at a regional scale ($35\,000\text{ km}^2$). It has been used to study the impact of climate changes on large rivers (catchment area between $4 \times 10^4\text{ km}^2$ and $3 \times 10^6\text{ km}^2$; van Vliet *et al.*, 2012a) and to assess the impact of anthropogenic effects on temperature on small catchment (31 km^2 ; Sun *et al.*, 2014). In spite of its undoubted potential, its performance level is similar to statistical model and stays lower than deterministic model (Yearsley, 2012).

A previous study (Beaufort *et al.*, submitted) was performed on the Loire basin, aiming at simulating the thermal regime of 52200 reaches using a thermal model discretized at a local scale and underlined the difficulty to simulate adequately temperatures on smaller streams that are very dependent to their upstream conditions. This 0D thermal model ignores advective processes which determine the upstream-downstream propagation of the thermal signals. Taking into account these

advective processes is expected to be of major importance to account for the thermal regime of small and medium streams (1st to 5th Strahler order).

In this study, we propose to adapt an approach based on the equilibrium temperature concept (Edinger, 1968) which includes the upstream-downstream propagation of the thermal signal and offers an appealing alternative to overcome these previous difficulties because: i- the equilibrium temperature (T_e) and the thermal exchange coefficient (K_e) are exclusively defined by climate forcing conditions and thus constitute the only common denominators for studying the thermal regime of distinct rivers with contrasted characteristics; ii- this concept enables to simulate the rate at which the river temperature reaches equilibrium temperature; following Mohseni and Stefan (1999), and considering the flow velocity as known, the rearrangement of the fundamental equation underlying the equilibrium temperature concept enables to simulate the upstream-downstream propagation of the thermal signals.

The main objective of this work is to develop a new model based on a network topology (T-NET model) and taking into account travel times and the propagation of the thermal signal in rivers, from upstream to downstream. The capacity of this new model including the propagation to simulate stream temperatures at a regional scale into the Loire basin was assessed and compared to the OD model described by Beaufort *et al* (Submitted). This performance comparison will concern the capacity of both approaches to simulate daily and hourly water temperatures during four years between 2008 and 2012, with special attention given to the restitution of the diurnal thermal range and to the daily maximum temperature timing. The influence of upstream conditions on the water temperature calculations at the downstream end is discussed with a special focus on the longitudinal gradient of the Loire River temperature.

6.2.3. Study site

The Loire River, the largest river in France, is 1 020 km long and drains a catchment area that is 117 000 km² and characterised by varying climate and lithology. The model is validated at 128 hourly monitoring stations managed by the Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques (ONEMA) between July 2008 and December 2012. Stations are well distributed on the whole basin even if the South eastern area is less represented (**Fig. 6.1a**). Note that the highest mean annual temperatures are observed on large rivers such as the Loire River (Strahler order 8) and their main tributaries, where the mean annual temperature was over 15°C in 2008-2012. Colder temperatures (< 9°C) were observed in the upstream reaches of the Loire River where the altitude is above 1000 m. Two longitudinal temperature profiles of the middle Loire River (between 500 and km from the headwater), measured with Landsat Thermal InfraRed (TIR) images taken in summer (Lalot *et al.*,

6. Approche par propagation

submitted) were available for 2 days in summer 2010 (19/07/2010; 20/08/2010). These two profiles were used to assess the capacity of the model to simulate the longitudinal temperature variability on a large river.

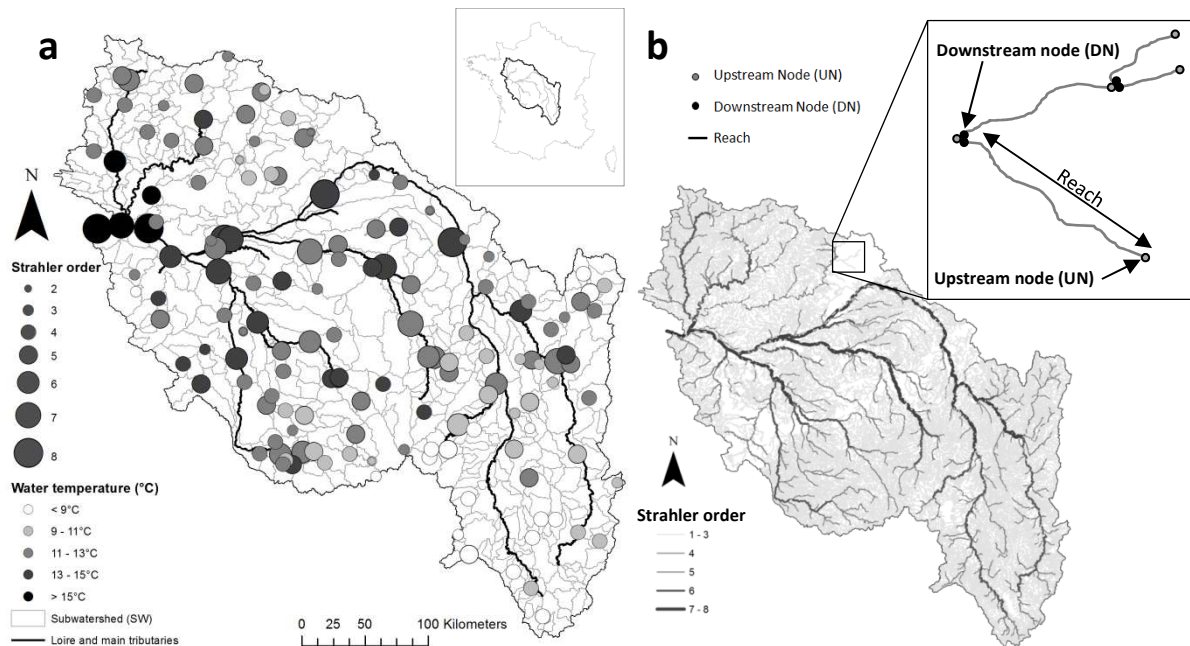


Figure 6.1. (a) Presentation of the 128 monitoring stations and of the 368 subwatersheds used to simulate daily flows in the Loire River basin. (b) Presentation of the hydrographical network (52 200 reaches) used to simulate the stream temperature.

6.2.4. Model and datasets

The model including the propagation is based on a hydrographical network topology and is hereafter called T-NET model (**T**emperature-**NET**work). The principle of the model consists in calculating the evolution of the stream temperature during its travel along the reach network, defined by upstream nodes (UN) and downstream nodes (DN) (Fig. 6.1b) and takes into account in a temporal and a spatial longitudinal dimensions. This calculation is carried out in two steps. The first step consists in simulating the evolution of the water temperature between the UN and the DN of a single reach by resolution of the heat budget and in determining hydraulics conditions (Fig. 6.2). The second step occurs at the confluence between two reaches where the thermal signal from both reaches is mixed with respect to their respective discharge. That mixing determines the temperature at the UN of the reach formed by the confluence of the two headstreams. The combination of these two steps leads to calculate the water temperature, at an hourly time step, by traveling the hydrographical network from upstream to downstream on each reach (Fig. 6.1b).

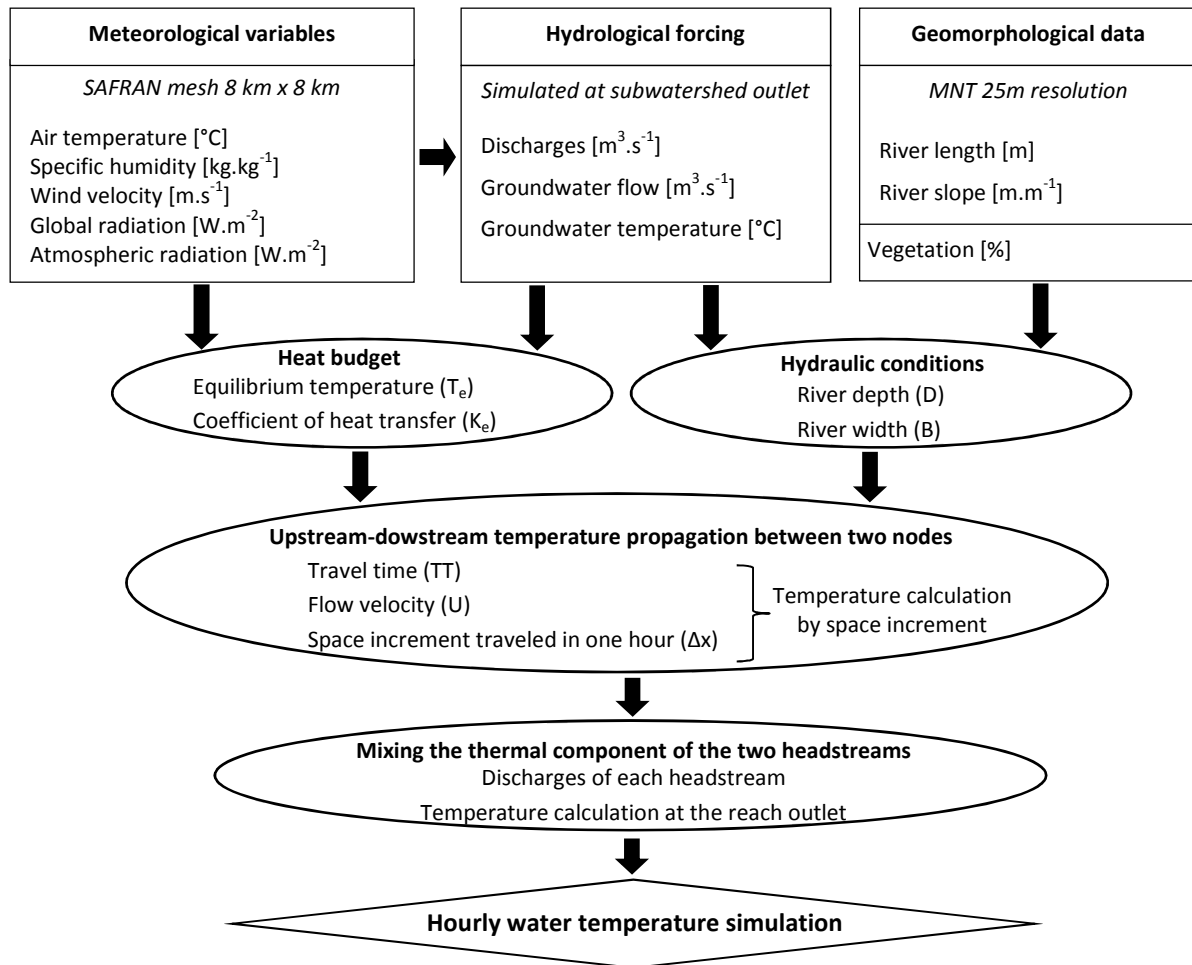


Figure 6.2. Principle of the model used to simulate hourly water temperature at a regional scale.

6.2.4.1. Equilibrium temperature concept

This concept is based on two central variables defined by climate conditions and groundwater inputs: the equilibrium temperature (T_e) and the heat exchange coefficient (K_e). The equilibrium temperature (T_e) is defined as the water temperature (T_w) at which the total heat flux ($\sum H_i$) at the limit of the water body is 0. Six heat fluxes (in $W.m^{-2}$) were included: H_{ns} is the net solar radiation, H_{la} is the atmospheric long-wave radiation, H_{lw} is the long-wave radiation emitted from the water surface, H_e is the evaporative heat flux, H_c is the convective heat flux exchanged with the atmosphere and H_g is the groundwater heat inflow (**Tab. 6.1**).

6. Approche par propagation

Heat flux ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)	Formulations	Parameters	Assumptions
Net solar radiation (H_{ns})	$H_{ns} = (1 - Alb) \cdot R_g \cdot (1 - SF)$	Alb : Surface water albedo R_g : Global radiation [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$] SF : Shading factor	$Alb = 0.06$
Long-wave radiation (H_{la})	$H_{la} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot (T_a + 273.15)^4 \times (1 + 0.22 \cdot Cl_d^{2.75})$	ε_a : Clear-sky atm. emissivity σ : Boltzmann constant T_a : Air temperature [$^{\circ}\text{C}$] Cl_d : Cloud cover fraction	$\varepsilon_a = \text{constant}$ $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$
Long-wave emitted radiation (H_{lw})	$H_{lw} = \varepsilon_w \cdot \sigma \cdot (T_w + 273.15)^4$	ε_w : Water emissivity T_w : Water temperature [$^{\circ}\text{C}$]	$\varepsilon_w = 0.97$ $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$
Convection (H_c)	$H_c = B \cdot f(w) \cdot (T_a - T_w)$	B : Bowen's coefficient $f(w) = aw + b$: wind function w : wind speed at 2 m [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]	$a = 4$; $b = 7.4$ [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{mb}^{-1}$] $B = 0.62 \text{ mb}\cdot\text{K}^{-1}$
Evaporation (H_e)	$H_e = f(w) \cdot (e_s - e_a)$	e_a : water vapour pressure in air [mb] e_s : saturation vapour pressure for T_w [mb]	Magnus-Tetens approximation: $e_s = 6.11 \cdot \exp\left(\frac{17.27 \cdot T_w}{237.3 + T_w}\right)$
Streambed inputs (H_g)	$H_g = \rho_w C_p \frac{Q_g}{A} (T_g - T_w)$	T_g : Groundwater temperature [$^{\circ}\text{C}$] ρ_w : Density of water [$\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$] C_p : Specific heat capacity [$\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot^{\circ}\text{K}^{-1}$] Q_g : Groundwater flow [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$] A : Exchange area between groundwater and river [m^2]	

Table 6.1. Formulations and parameters used to determine heat fluxes occurring at the water/air and water/sediment interface

The thermal exchange coefficient (K_e) is computed at a daily time step and represents the rate at which the water temperature responds to heat exchange processes (in $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}$).

$$K_e(t) = 4\varepsilon\sigma(T_w(t) + 273.15)^3 + f(w) \left[0.62 + 6.11 \cdot \frac{17.27 \times 237.3}{(237.3 + T_w(t))^2} \times \exp\left[\frac{17.27 \times T_w(t)}{237.3 + T_w(t)}\right] \right] + \rho_w C_p \frac{Q_g(t)}{A} \quad (\text{Eq. 6.1})$$

On the one hand, assuming that the river water is thermally well-mixed and that there is no temperature gradient with respect to distance, Equation 6.1 can be integrated at a daily time step to define the water temperature:

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} = \frac{K_e(t)}{\rho_w C_p D} (T_e(t) - T_w(t)) \quad (\text{Eq. 6.2})$$

Next, this equation (**Eq. 6.3**) was applied at a time step (Δt) to define the water temperature over the time:

$$T_w(t) = T_e(t) + [T_w(t - \Delta t) - T_e(t)] \cdot \exp\left[\frac{-K_e(t)}{\rho_w C_p D(t)} \Delta t\right] \quad (\text{Eq. 6.3})$$

Where t is the time, Δt is the time step, ρ_w is the water density ($1000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), C_p is the specific heat of the water ($4181 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), D is the mean river depth. This equation is used to simulate the water temperature with the OD model described in Beaufort *et al.*, (in press) where the equilibrium temperature concept and heat fluxes calculation are more detailed.

On the other hand, assuming that the river water travels downstream during steady state conditions, the equation 6.4 describes the rate of change of mean temperature with distance due to mean surface heat transfer and groundwater inputs.

$$\frac{\partial T_w}{\partial x} = \frac{K_e B}{\rho_w C p_w Q} (T_e - T_w) \quad (\text{Eq. 6.4})$$

Equation 6.4 is solved for $T(x)$, the longitudinal variation in the mean stream temperature after a travel along a length scale x :

$$T_w(x) = T_e + [T_0 - T_e] \cdot \exp\left[\frac{-B \cdot K_e}{\rho_w C p_w Q} \Delta x\right] \quad (\text{Eq. 6.5})$$

With t : time en hour, T_0 : Upstream temperature at $x = 0$, $\sum Hi$: sum of heat fluxes, Q : river discharge ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), B : width (m) and x : space increment (m).

6.2.4.2. Implementation of the T-NET model

- **Upstream-downstream temperature propagation between two nodes**

The temperature given to the upstream boundary of the network (T_{UN} of a reach with Strahler order 1) is fixed as the groundwater temperature (T_g) corresponding to the moving average of the air temperature over 365 days preceding the calculation. The travel time (TT) of the water between the UN and the DN of one reach is determined at a daily time step and taking into account the flow velocity (U) and the reach length (L).

$$TT = \frac{L}{U} \quad (\text{Eq. 6.6})$$

With L : reach length [m], U : flow velocity [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$], TT : travel time [h] and integer. Meteorological variables from the SAFRAN forcing have an hourly temporal resolution, and data from hydrological forcing from EROS are at a daily time step. If the TT of a reach j is **less than one hour**, meteorological variables and hydrological forcing (flow velocity and depth) stay constant. In that case, the temperature at the DN (T_{DN}) can be directly calculated with the equation 6.5 where x represents the length of the reach. If TT is **higher than one hour**, steady state conditions are not respected and the water temperature evolves at each hour with respect to meteorological variables. In that case, the reach is cut in several sections taking into account TT and the reach length (Eq. 6.6). Each section has the same length (Δx) and corresponds to the distance travelled by the water during one hour corresponding to the temporal resolution of meteorological variables.

The number of increments (n_{\max}), corresponding to a travel time of one hour and when steady states conditions are respected.

This allows the calculation of the water temperature evolution each hour by a succession of “short-term” simulations where meteorological and hydrological features are constants (Fig. 6.3). To determine the water temperature at the DN at the time t , the temperature at the UN is taken at the time $t = t - TT$, and then evolves following a suite of independent simulations from the UN to the final increment (n_{\max}) and computed by the next equation:

$$T_w(x) = T_e(x) + [T_{UN}(x - \Delta x) - T_e(x)]. \exp\left[\frac{-B.K_e}{\rho_w C p_w Q} \Delta x\right] \quad (\text{Eq. 6.7})$$

The heat budget is recalculated at each increment following the equation 6.8. The temperature calculated at the final increment (n_{\max}), corresponds to the temperature of the UN propagated along the reach during TT and called T_{DN} :

$$T_{DN} = T_w(n_{\max}) \quad (\text{Eq. 6.8})$$

- **Mixing the thermal component of two headstreams**

At the confluence of two reaches (Reaches 1 and 2; Fig. 6.3), the temperature T_{UN} is calculated on the UN of the next reach (Reach 3; Fig. 6.3) and results of the mixing between temperature calculated at the same time t on the DN of the two headreaches (Black dots ; Fig. 6.3) and weighted by their respective discharges :

$$T_{DN_3}(t) = T_{UN_1} \times \left(\frac{Q_{DN_1}(t)}{Q_{US_3}(t)}\right) + T_{UN_2} \times \left(\frac{Q_{DN_2}(t)}{Q_{US_3}(t)}\right) \quad (\text{Eq. 6.9})$$

With Q_{DN_1} = discharge of the headreach n°1 [$m^3 \cdot s^{-1}$], Q_{DN_2} = discharge of the headreach n°2 [$m^3 \cdot s^{-1}$], discharge at the upstream of the reach n°3 [$m^3 \cdot s^{-1}$]. Then, it is possible to calculate the evolution of the water temperature travelling the reach 3 (T_{DN_3}) following equation 6.5 if the travel time (TT) is less than one hour, or through equations 6.6 and 6.7 if TT is higher than one hour.

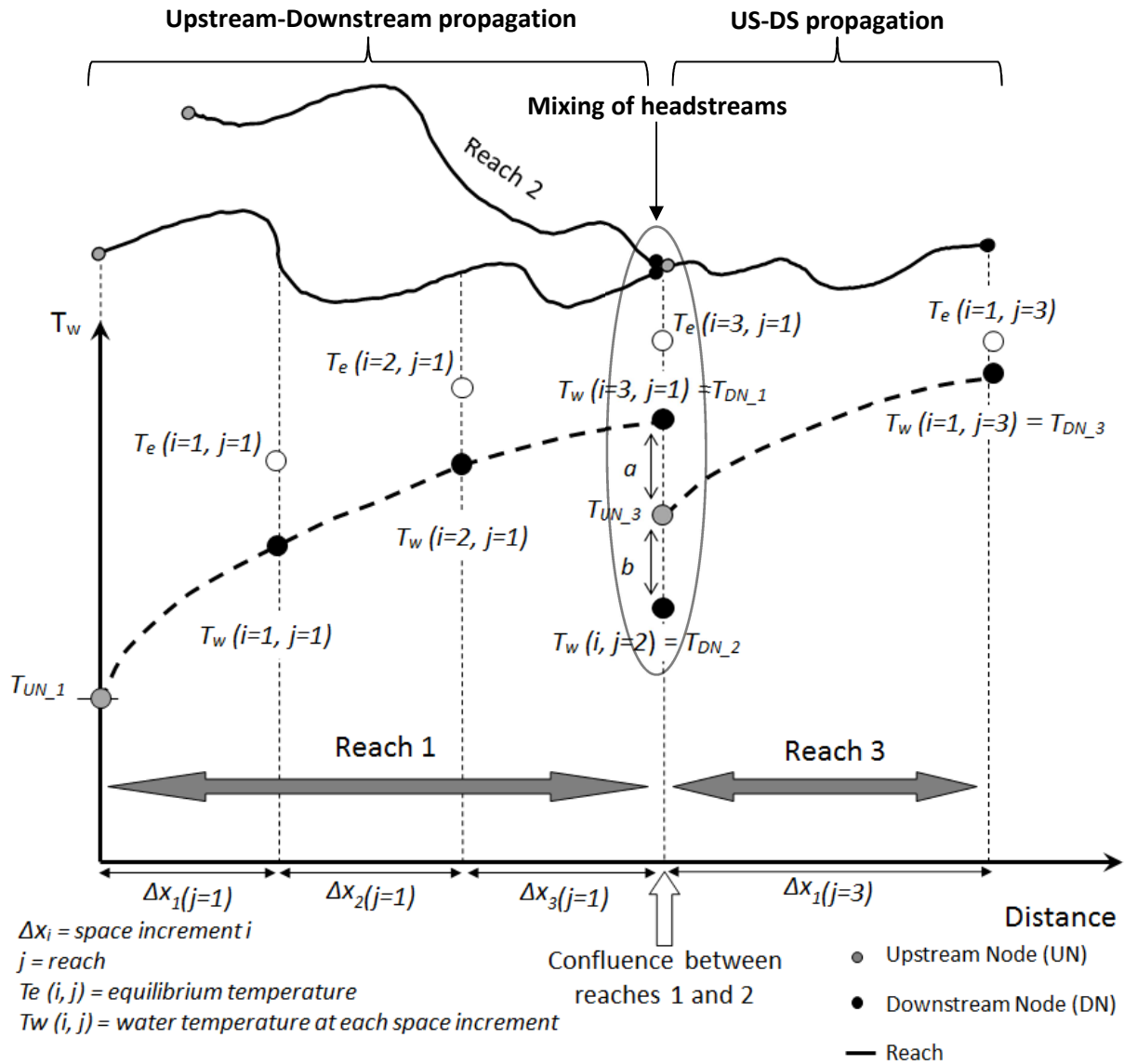


Figure 6.3. Modelling pattern of the upstream-downstream propagation with respect to the thermal signal.

Daily meteorological variables data were taken from the SAFRAN dataset (Quintana-Segui *et al.*, 2008; Vidal *et al.*, 2010), which was produced by Meteo-France with an 8-km resolution for the period 1970-2007 at a daily time step for the following near-surface parameters: air temperature ($^{\circ}\text{C}$), specific humidity (kg/kg), wind velocity (m/s), global radiation (W/m^2), and atmospheric radiation (W/m^2). Meteorological variables were integrated on each reach in function of the SAFRAN mesh crossed, and weighted taking into account the ratio between the reach length inside a mesh and the total reach length (Eq. 6.10).

$$METEO_{\text{Reach}}(t) = \sum_1^n \frac{L_n}{L_{\text{tot}}} \times METEO_n(t) \quad (\text{Eq. 6.10})$$

With $METEO_{Reach}$ are the meteorological variables on the reach, n is the number of mesh crossed by the reach, L_n is the reach length inside a mesh n , L_{tot} is the total reach length and $METEO_n$ is meteorological variable given at the mesh n . The groundwater inflow temperature, T_g was estimated by the moving average of the air temperature over 365 days preceding the observation according to Todd (1980).

The main characteristics (length and slope) of the drainage network were extracted from the CARTHAGE (CARTographie THématique des AGences de l'Eau et du ministère de l'environnement) database and the BD ALTI[®] 25-meters resolution DTM dataset. The river width (B) and depth (D) were determined at a daily time step using the ESTIMKART application which takes into account the river slope and the mean and daily flows of the reaches (Lamouroux *et al.*, 2010), assuming a rectangular cross-section. River width, length (L) and depth were used to determine the exchange area ($A=D*B*L$) between the river and the groundwater for the calculation of the heat flux H_g , and river depth was also included in the water temperature equation (Eq. 6.3). A shading factor (SF), corresponding to a coefficient of reduction of the overall incident radiation (H_{ns}) was estimated for each reach from the IRSTEA database which gives the averaged vegetation cover (%) determined by remote sensing on both sides of rivers with a buffer of 10m.

The daily mean discharge values (m^3/s) were determined by the semi-distributed hydrological model EROS (Thiéry, 1988; Thiéry and Montzopoulos, 1995) at the outlet of the 368 subwatersheds, designed to be as homogeneous as possible with respect to land use and geology. Daily stream discharges and groundwater flows simulated at the outlet of 368 subwatersheds were then redistributed into the rivers located inside each subwatershed according to their own drainage area in order to determine discharges at any segment of the network. The hydrological model shows a really good performance level to simulate discharges at the outlet and inside each subwatershed (Beaufort *et al.*, accepted).

6.2.5. Results and discussion

6.2.5.1. Performance of simulations

Daily performance comparison

The T-NET model obtains the best performances with a mean RMSE of 1.7°C against 1.8°C with the OD model at the 128 measurement stations between 2008 and 2012. The performance level at 50 stations has been improved with the T-NET model with a decreased of the RMSE by 0.5°C. However, on large rivers (distance from headwater > 100 km), the T-NET model tends to overestimate cooling episodes at several time and the daily temperature is underestimated while the OD model simulates

relatively well these cooling episodes (Fig. 6.4a). This effect occurred particularly during winter and autumn when the discharge is higher. It can be explained by an overestimation of the thermal memory from upstream reaches. In that case, the travel time from the upstream is faster and the simulated temperature has not the time to reach the equilibrium temperature. Despite this effect, the stream temperature is well simulated with both models on large rivers (RMSE < 1.5°C). On small rivers, the T-NET model leads commonly to really better performances than the OD model (Fig. 6.4b). The OD model does not take into account the thermal memory from the upstream and the simulated temperature is underestimated during winter and overestimated during summer and the annual RMSE can exceed 2°C. The T-NET model overcomes these inaccuracies and reduces biases, especially in winter and summer. It improves the performance level at these stations (RMSE < 1.5°C; Fig. 6.4b).

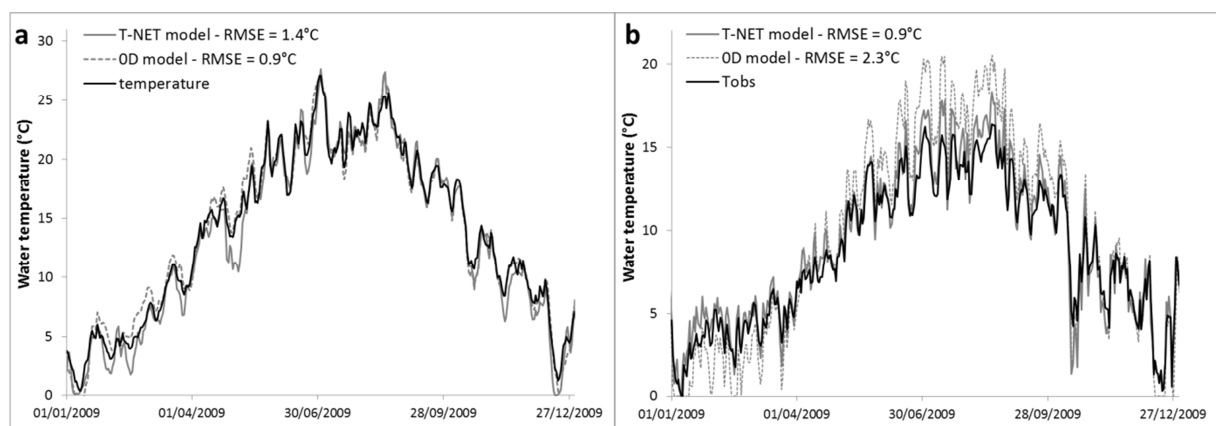


Figure 6.4. Daily observed and simulated water temperatures at two stations: (a) a large river (drainage area = 38 300 km²) and (b) a small river (drainage area = 81 km²).

For small and medium rivers (Fig 6.5a, b), simulated temperatures are underestimated during cold events involving a negative bias in winter (-1°C) and spring (-0.5°C) and overestimated during hot event with a bias higher than 1°C between June and August by both models. Stream temperatures were better simulated with the T-NET model where biases were reduced by 0.5°C in summer and by 1°C in winter (Fig 6.5a, b). Monthly biases were positive and reached 0.5°C during winter (January-February) and summer (June-August) (Fig 6.5a, b) and become slightly negative in April, October and November and reached -0.3°C. The standard deviation of errors was close to 1°C on average on small and medium rivers and follows the same trend over the year for the two models (Fig 6.5d, e).

Simulations at stations located on large rivers (distance from headwater > 100 km) were degraded during all seasons with the T-NET model. Simulated temperatures were underestimated by the T-NET model over the year, especially in spring with a mean bias of -1°C when mean biases were close to 0 over the year with the OD model (Fig. 6.5c). On large rivers the standard deviation was higher with the T-NET model over the year and was equal to 1°C on average against only 0.5°C with the OD model (Fig. 6.5f).

6. Approche par propagation

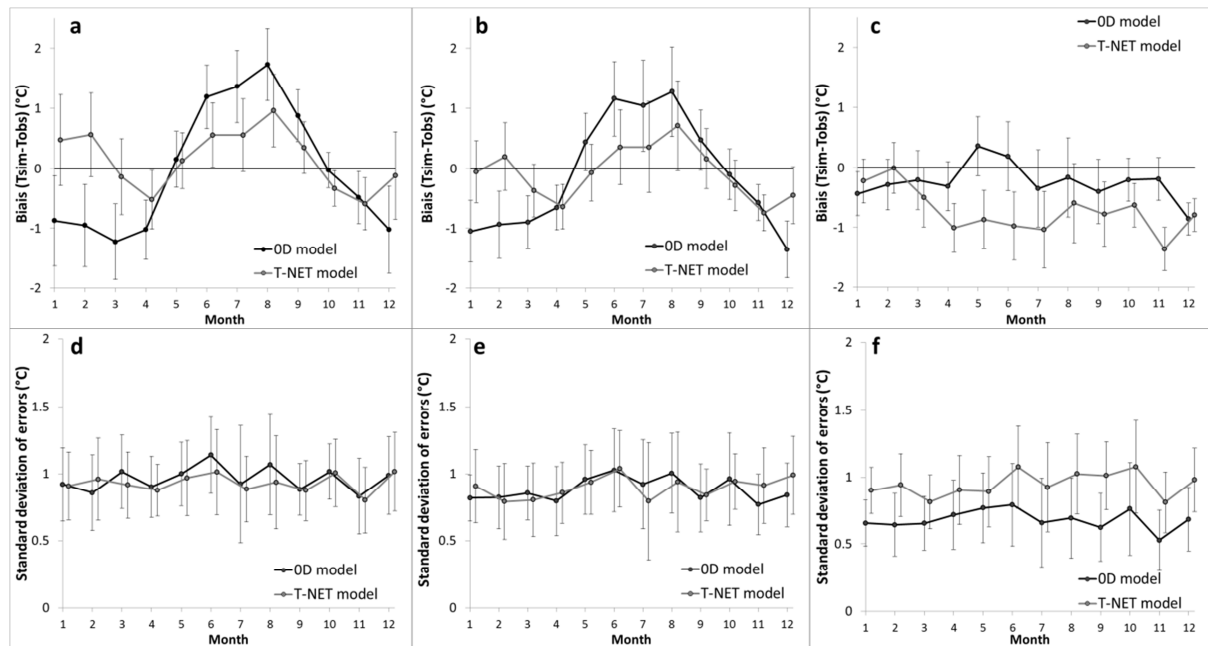


Figure 6.5. Monthly biases and standard deviations of errors calculated at stations with a distance from their headwater less than 30 km (a and d) ranging between 30 and 100 km (b and e) and higher than 100 km (c and f) with both models between 2008 and 2012. Error bars represent 1 standard deviation of values.

Hourly performance comparison

At an hourly time-step, the T-NET model obtained better performances with a mean RMSE of 1.9°C at the 128 validation stations over the period between 2008 and 2012 against 2.2°C with the OD model. The mean annual RMSE was lower than 2°C for 65% of stations with the T-NET model and only 10% of stations obtained a RMSE under 2.5°C (Fig. 6.6a). The OD model obtained lower performances with a RMSE lower than 2°C for only 50% of stations and higher than 2.5°C for 25% of stations (Fig. 6.6a). Mean annual biases were similar and close to 0 between both models with about 80% of stations with an annual bias between -1°C and 1°C (Fig. 6.6b). The standard deviations of errors were better with the T-NET model where 47% of stations obtained a standard deviation of errors lower than 1°C against only 14% with the OD model (Fig. 6.6c).

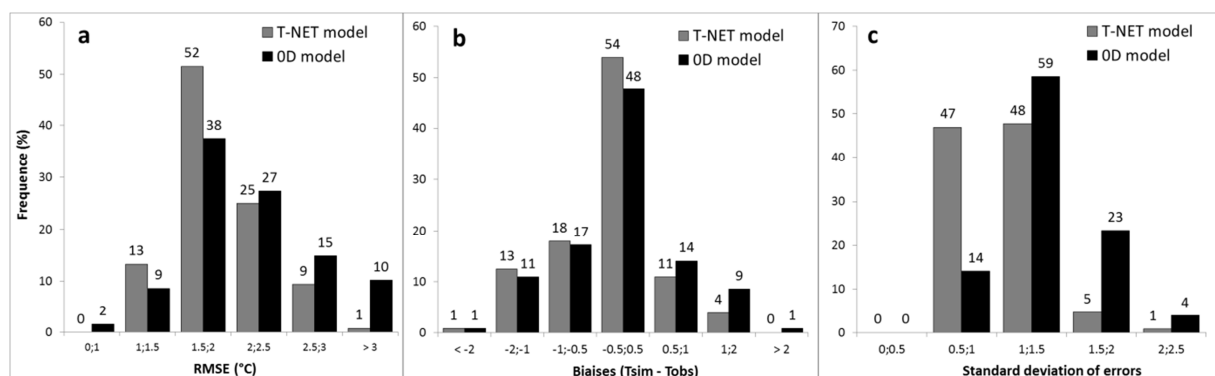


Figure 6.6. Distribution of mean multi-annual RMSE (a), biases (b) and standard deviations of errors (c) between the OD model and the T-NET model.

The diurnal thermal amplitudes observed were much higher in summer, ranging from 0.9°C to 4.9°C, while in winter, the diurnal variations observed did not exceed 2°C (Fig. 6.7a, b). The T-NET model overestimates diurnal thermal amplitudes in comparison with amplitudes observed at the 128 measurement stations. In winter, diurnal thermal amplitudes were overestimated at all stations by 0.7°C on average. In summer, diurnal thermal amplitudes at 99 stations were overestimated by 1°C on average and underestimated at 29 stations by 0.6°C on average. Stations where diurnal variations of temperature were underestimated were principally located on large rivers where the T-NET model overestimated the thermal inertia. For small and medium rivers (distance from headwaters < 100 km), the hourly variation of temperatures was overestimated in winter and summer and diurnal thermal amplitudes simulated may exceed 3°C in comparison with diurnal variations observed.

The hours when the daily maximum temperatures occurred were more distributed in summer and ranged from 09:00 to 17:00 GMT, while in winter the distribution was between 10:00 and 15:00 GMT (Fig. 6.7c, d). The timing of the daily maximum temperatures was well reproduced in winter with the T-NET model and the lag time between the daily maximum temperatures observed and simulated did not exceed one hour at 66 stations. However, in summer, daily maximum temperatures were delayed by more than an hour at 58 stations. This delay is particularly important when the daily maximum temperatures observed occurred before 12:00 GMT and where the lag time can reach four hours.

An underestimation of the shading from riparian vegetation by the model can explain the overestimation of the diurnal variations and this lag time. Several studies have demonstrated that the presence of riparian woodland can decrease diurnal variability, mean and maximum stream temperatures (Brown *et al.*, 2010; Imholt *et al.*, 2012; Garner *et al.*, 2014).

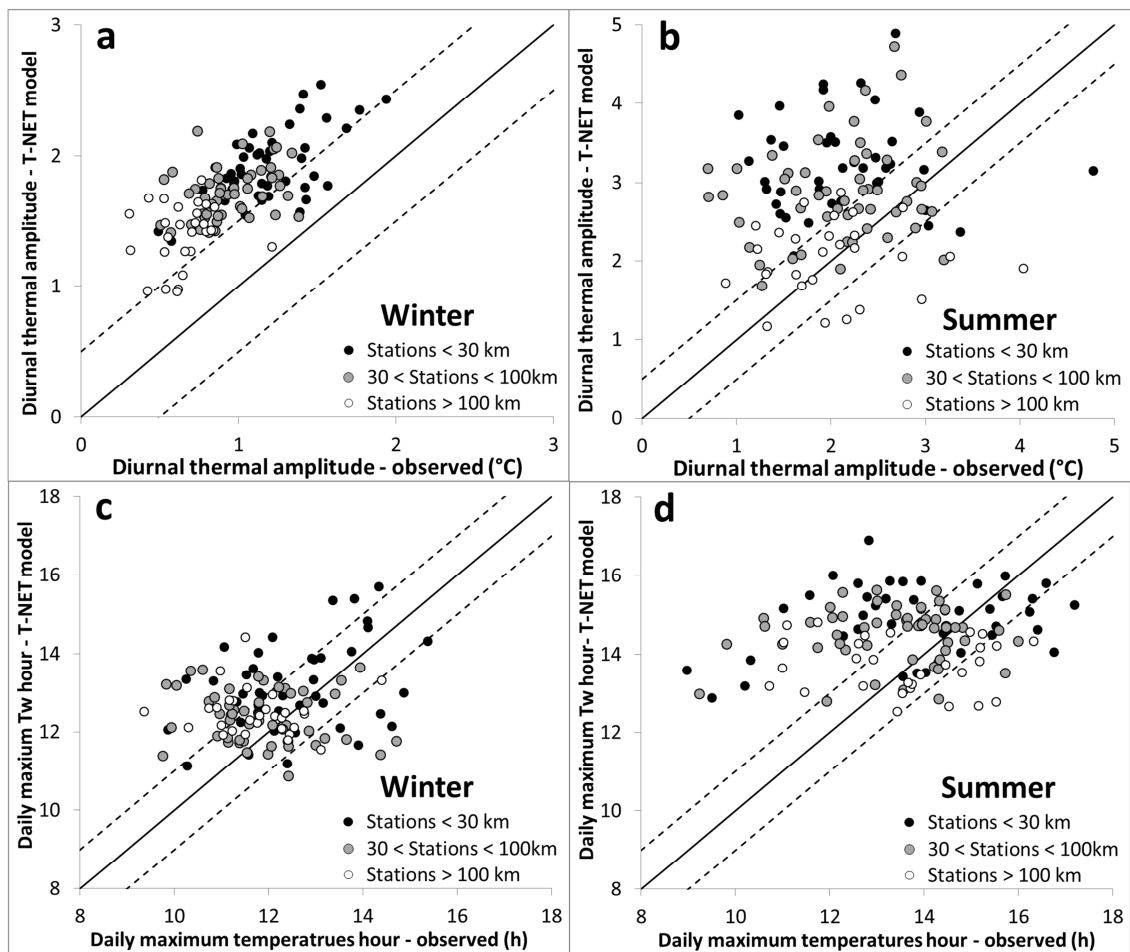


Figure 6.7. Distribution of mean diurnal thermal amplitudes in winter (Dec-Feb) (a) and summer (Jun-Aug) (b) and of the hour of the daily maximum temperatures in winter (c) and summer (d) between measurement stations and the T-NET model.

The diurnal variations were slightly better reproduced for large rivers where the difference of observed and simulated diurnal variations did not exceed 1°C in summer and where the lag time between daily maximum temperatures was close to 0 (Fig. 6.8a). However, this lag time can reach 10 hours for small rivers and the difference of diurnal variations exceed 4°C in summer (Fig. 6.8b). The diurnal variations were not captured by the model and can be explained by an underestimation of the influence of groundwater seepage or by the inaccuracies of the shading taken into account which leads to increase diurnal variations.

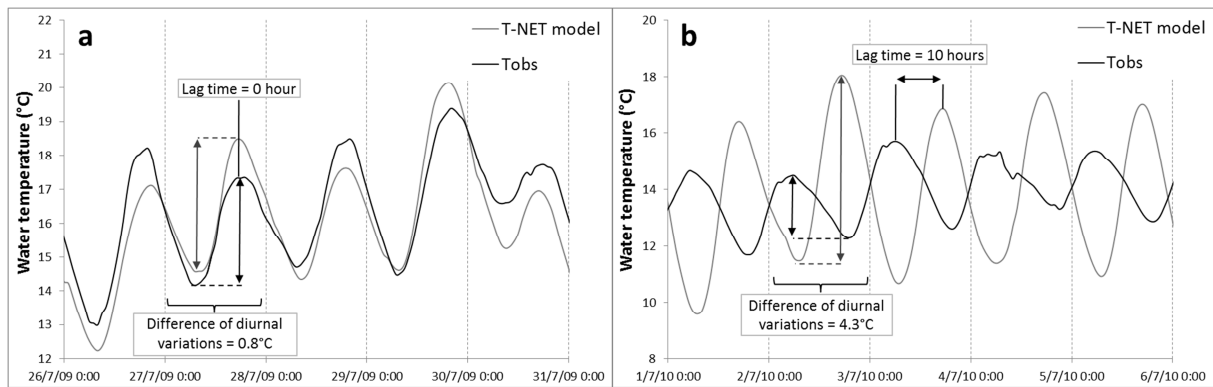


Figure 6.8. Hourly observed and simulated water temperatures by the T-NET model at two stations: (a) a large river (drainage area = 110 000 km²) and (b) a small river (drainage area = 100 km²).

The T-NET model simulates the diurnal temperature range with the same performance as the OD model even if the stream temperature is underestimated (Fig. 6.9a). For large rivers, the lag time between observed and simulated daily maximum temperatures are close to 0 and both models obtained a good performance. On small rivers the diurnal temperature range is more overestimated during summer but several streams stay well simulated by both models (Fig. 6.9b). The lag time of daily maximum temperatures are really small and under one hour (Fig. 6.9b).

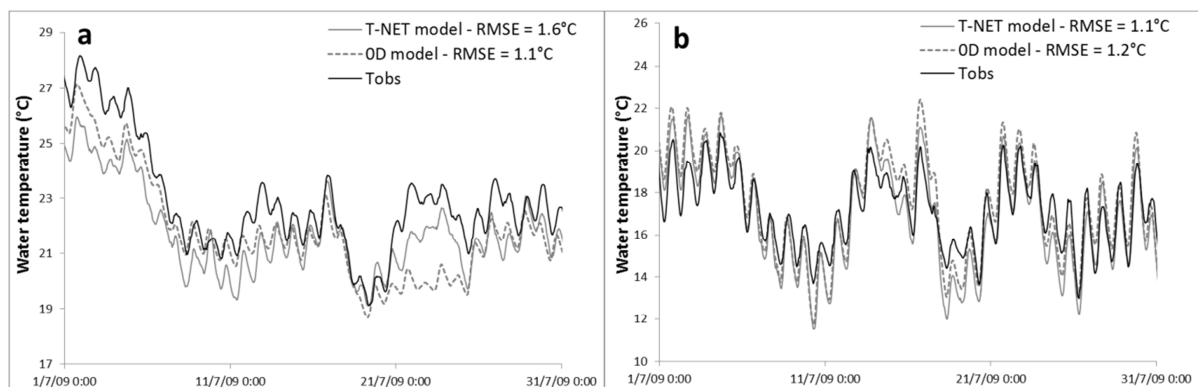


Figure 6.9. Hourly observed and simulated water temperatures at two stations: (a) a large river (drainage area = 110 000 km²) and (b) a small river (drainage area = 55 km²).

The simulated diurnal range of temperature is overestimated with both models throughout the year whatever the river size (Fig. 6.10a, b, c). In winter, the overestimation is about 0.7°C but it increased at the end of spring and reach 2°C between June and August. For large rivers, the simulated diurnal range is less overestimated during spring and stay between 1°C and 1.5°C (Fig. 6.10c). The hour when the daily maximum water temperature occurred is better reproduced by the T-NET model between January and March for small rivers (Fig. 6.10d). For both models, the lag time between simulated and observed daily maximum temperatures is better reproduced in winter but is about one or two hours between July and December for small and medium reaches (Fig. 6.10d, e). For large rivers, the hour when the daily maximum water temperature occurs is delayed by 1 hour between March and May

6. Approche par propagation

and is better simulated during summer and autumn (Fig. 6.10f). The water temperature dynamic at an hourly time step is not better reproduced by the T-NET model whatever the stream size.

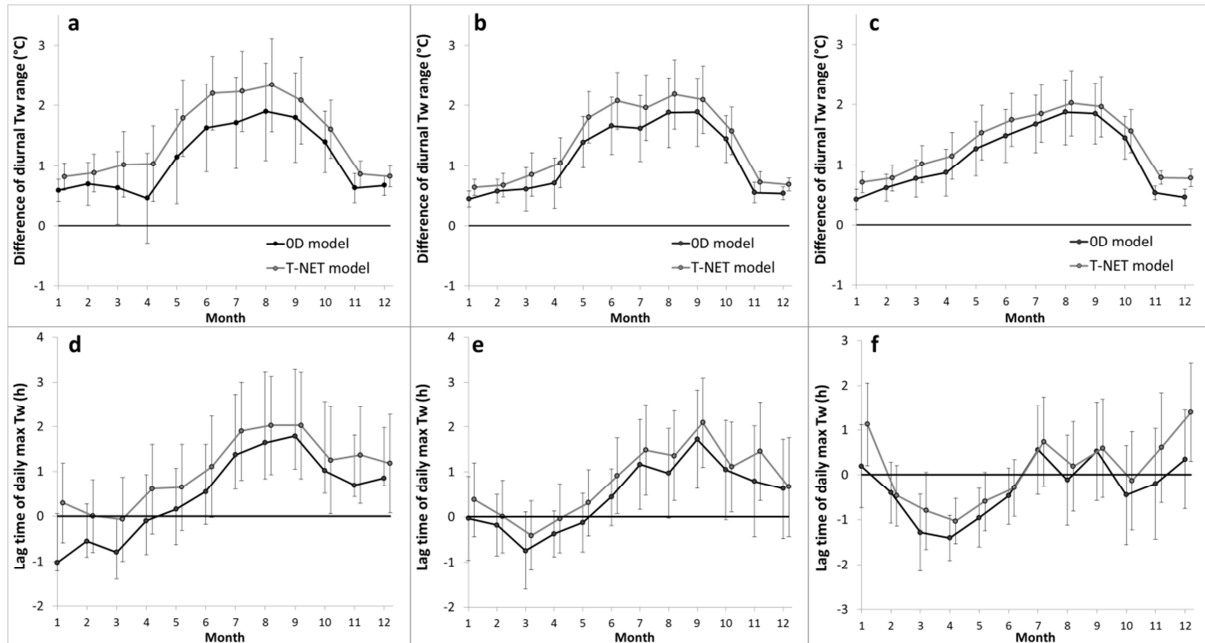


Figure 6.10. Differences between simulated and observed (Sim – Obs) mean monthly diurnal temperatures range (a, b, c) and lag time between simulated and observed (Sim – Obs) maximum daily temperatures (d, e, f) with the T-NET model and the OD model (2008-2012). These criterion were calculated at stations with a distance from headwaters under 30 km (a, d), ranging from 30 to 100 km (b, e,) and higher than 100 km (c, f) and error bars represent one time the standard deviation of values.

6.2.5.2. Longitudinal dynamic of simulations

On the middle Loire River, between 500 km and 900 km from the headwaters, the longitudinal temperatures simulated with both models have a contrasted behavior (Fig. 6.11). The OD model is very variable and can differ by more than 1°C along 10 km. It can be explained by the sensitivity of that type of model to a change of local conditions like vegetation shading, groundwater flow or atmospheric conditions (Beaufort *et al.*, submitted). The longitudinal variability of the daily temperature is better simulated with the T-NET model in comparison with measurement from Landsat Thermal InfraRed (TIR) images (Lalot *et al.*, submitted). The propagation of the thermal signal from the upstream to the downstream allows to avoid sudden change in temperature calculations and the trend of the longitudinal gradient of the stream temperature seems more natural and close to the observed temperature during both these dates in summer 2010 (Fig. 6.11a, b).

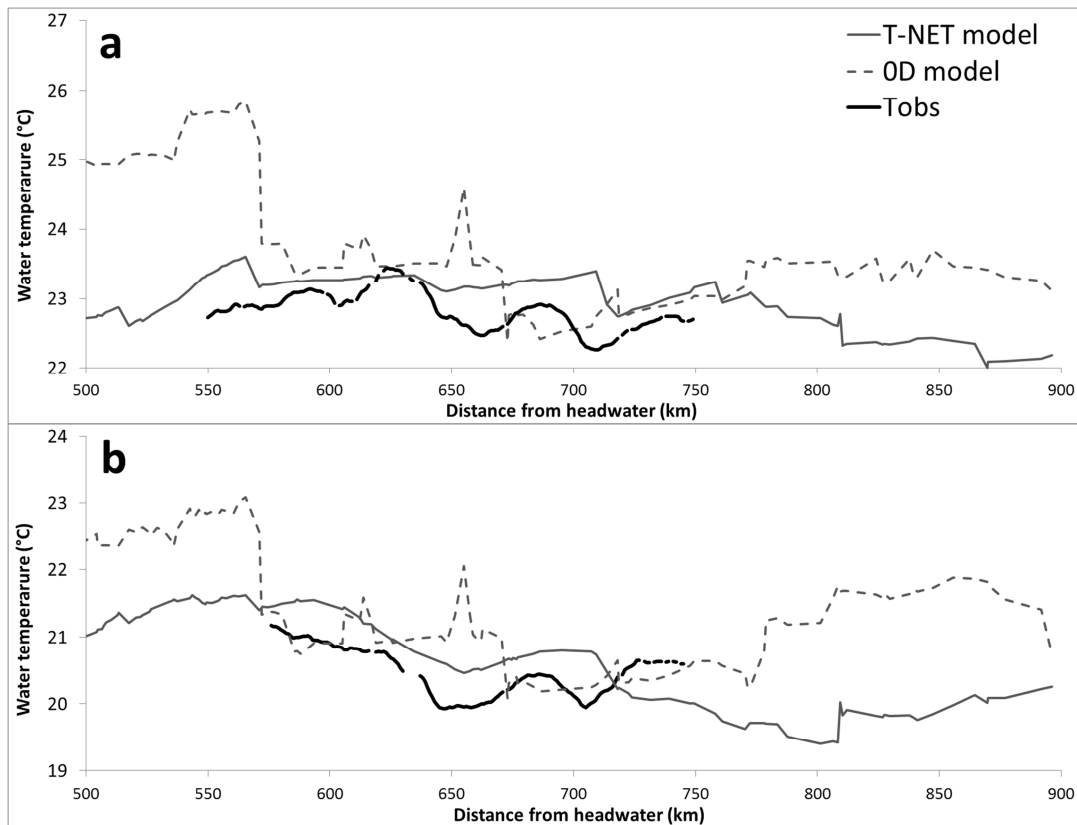


Figure 6.11. Longitudinal daily temperatures observed on the Loire River with Landsat Thermal InfraRed (TIR) images and simulated with the T-NET model and with the OD model the 19/07/2010 (a) and the 20/08/2010 (b).

6.2.5.3. Influence of the headwater conditions

One of the issues of this work is to assess the influence of the headwater conditions on the temperature calculated downstream. We have chosen to define the temperature at the upstream boundary as a moving average of air temperature over 365 days which is also considered as the groundwater temperature. In order to study the influence of this temperature source, we ran three other simulations with the T-NET model which integrate a headwater temperature calculated respectively as a moving average of air temperature over 180 days, over 90 days or temperatures simulated by the OD model (Eq. 6.5). First, RMSEs calculated with these three simulations including a different temperature source, were compared with the T-NET model (Fig. 6.12). The T-NET model, considering the upstream temperature as air temperature average over 365 days, leads to the best performance with a mean annual RMSE of 1.7°C and only 9 stations with a RMSE higher than 2.5°C between 2008 and 2012. The simulations where the upstream temperature over 90 days, degrades the performance and increase the RMSE at 32 stations by more than 0.5°C (mean RMSE = 1.9°C; Fig. 6.12a). An upstream temperature average over 180 days increases the RMSE by more than 0.5°C at 17 stations (mean RMSE = 1.9°C; Fig. 6.12b). The last simulation, where the upstream temperature is considered as the OD temperature, also leads to increase the RMSE at 14 stations by more than

6. Approche par propagation

0.5°C (mean RMSE = 1.9°C; Fig. 6.12c). The most degraded simulations are located on small and medium streams. These results were expected because it is normal to think that the upstream temperature has more influence on streams nearest to headwater. However, RMSEs at several stations located on large rivers (distance from headwater > 100 km) is decreased or increased by more or less than 0.3°C depending on a function to calculate the upstream temperature. This fact shows that the upstream temperature played a non-negligible role in determining the downstream temperature even after 100 km from the headwater into the T-NET model.

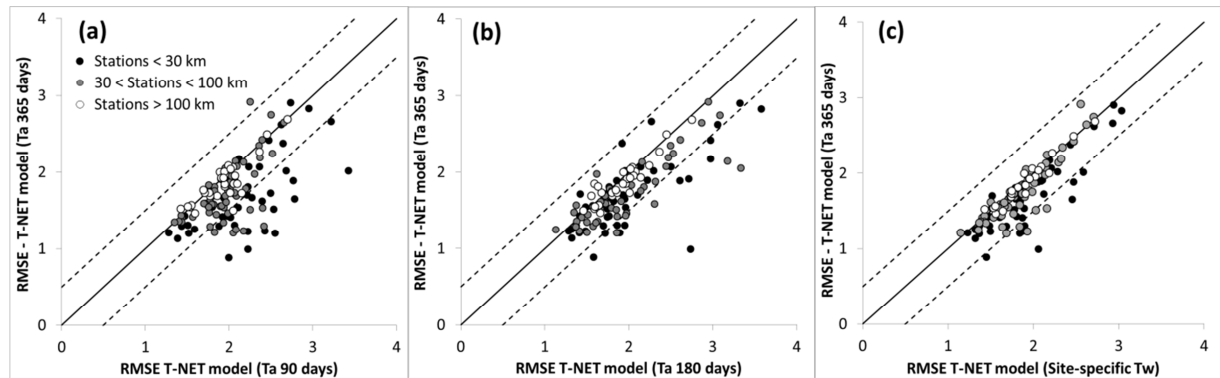


Figure 6.12. Influence of the upstream boundary temperature on RMSEs calculated at the 128 monitoring stations between 2008 and 2012 in comparison to the T-NET model (air temperature average over 365 days). The upstream temperature tested is respectively: (a) Air temperature average over 90 days, (b) Air temperature average over 180 days and (c) OD temperature.

These four simulations conducted to calculate a contrasted longitudinal temperature on the Loire River. Simulations differences were especially high during January and November when the headwater temperature can differ by 4°C (Fig. 6.13a, d). After a distance of 100 km from the headwater, the temperature simulated with the temperature source average over 90 days is lower than 1.5°C compared to the other simulations and under 0.6°C after 900 km (Fig. 6.13a, d). During April, the headwater temperature is also different by 4°C but after 200 km from the headwater, the difference between monthly temperatures tends to be reduced and is lower than 0.3°C at the outlet of the basin (900 km from the upstream) (Fig. 6.13b). During July, the headwater temperature differs by 3°C but after 100 km from the source, the difference of monthly temperatures is strongly reduce and under 0.1°C between simulations from T-NET model (Fig. 6.13c). The different thermal behavior between January/November and July can be explained by the propagation time necessary to travel the stream network. For example, in January and November, the travel time between the upstream and 100 km is equal to 68 hours against more than 100 hours during April or July. This shorter travel time slows down the speed convergence of the stream temperature to the equilibrium temperature (Eq. 6.8). During seasons where stream discharge are the higher, the definition of the headwater temperature plays a major role on simulations and may impact the temperature even after 900 km from the upstream. Conversely, in July and April the stream discharge is lower and the travel time of

the river is increased. The stream temperature has more time to converge to the equilibrium temperature and the impact of the different headwater temperature is very limited after 100 km especially in July. During summer, the upstream conditions can be neglected after 100 km which explained good performance of the 0D model for large rivers.

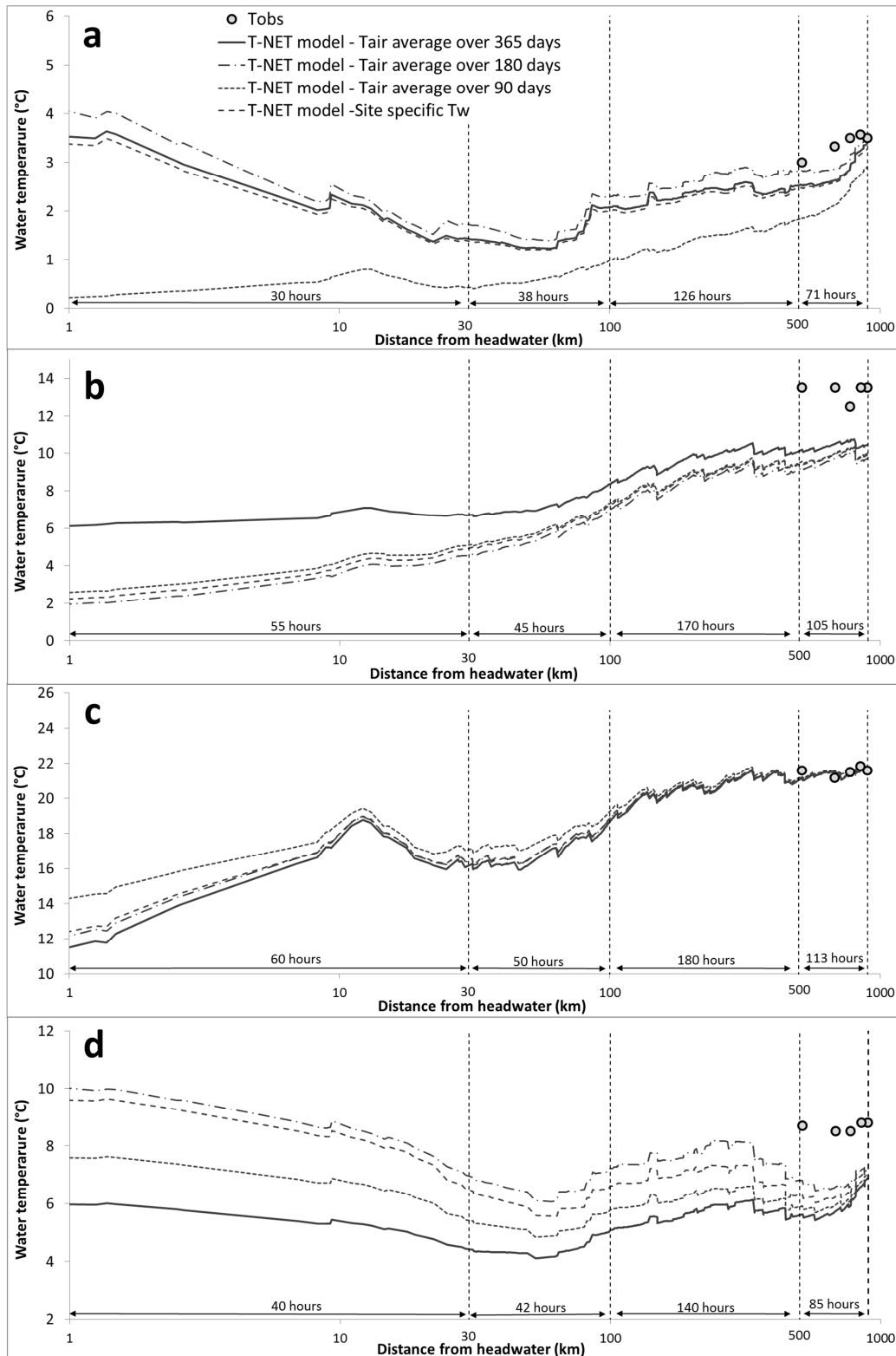


Figure 6.13. Longitudinal monthly stream temperatures observed and simulated with different headwater temperatures during: (a) January; (b) April; (c) July; (d) November in 2009.

6.2.6. Conclusion

A key point of this study resides in the gain of performance of the thermal simulations associated to the incorporation of the propagation of the thermal signal from the upstream to the downstream applied at a regional scale (110 000 km²). The T-NET model leads to improve simulations at stations located on small and medium rivers which are more influenced by headwater conditions. Conversely, the simulated temperature is slightly degraded on large rivers where cooling episodes are overestimated. This effect occurred when the travel time was higher and caused an overestimation of the thermal memory from the upstream which slowed down the convergence of the stream temperature to the equilibrium temperature. Hourly performances are good and also better with the T-NET model (mean RMSE = 1.9°C). Diurnal temperature range and timing of daily maximum temperature are globally well reproduced by both models in winter. However, diurnal temperature ranges are overestimated in summer particularly in small and medium rivers and the lag time between observed and simulated stations are higher than two hours. A possible way to improve it consists in the integration of a shading factor variable governed by several parameters (vegetation cover, canopy height, location of the sun in the sky, river width, and season). Recent studies have shown the importance to consider the shading variable because this factor can have a great influence on diurnal temperature range and could lead to better simulations of the diurnal variations by the model (Moore *et al.*, 2014; Garner *et al.*, 2014).

Another issue of this study is the great influence of the temperature calculated at the upstream boundary during winter and autumn. Several simulations have been tested on the Loire River and monthly temperatures can differ by more than 0.5°C after 900 km from the upstream. Conversely, the upstream conditions are more negligible in summer especially after 100 km from the headwater, which explains the better performance of a 0D model on large rivers during summer (Beaufort *et al.*, accepted). Yearsley (2012) have shown the difficulty to simulate a good temperature at the upstream boundary and its impact on simulations further downstream. There is a lack of validation data concerning the measurement of temperature at the upstream boundary and to our knowledge there is no monitoring temperature of headwater at the scale of the Loire basin and it was not possible to validate the definition of the headwater temperature. This ambiguity could be overcome if we had a representative sampling of temperature in the headwaters. The installation of a DTS (Distributed Temperature Sensing) system with a fiber optic cable along the first kilometres from the headwater could help to better estimate the longitudinal gradient of the stream temperature in the upper reaches (Westhoff *et al.*, 2007).

Finally this model by propagation offers a good compromise between performance and transferability. It can be easily transposed to changing forcing conditions (physically-based structure)

to any other catchment (no calibration required). Thermal simulations performed at a daily time-step are spatially very consistent at the scale of a hydrographical reach (~1.7 km). The structure of the errors was convincingly interpreted and based on these concerns, a regionalized simulation of the climate change impact on the thermal regime of rivers could be achieved.

6.3. Influence d'un coefficient d'ombrage complexifié et variable dans le temps sur la simulation de la température

La végétation du bassin de la Loire est composée en partie de forêts de feuillus qui suivent une dynamique saisonnière où le peuplement passe d'un stade hivernal sans feuille à une phase progressivement feuillue au printemps jusqu'à atteindre un maximum en été. Le couvert des peuplements forestiers intercepte le rayonnement solaire incident essentiellement au niveau des feuilles ce qui va réduire les apports énergétiques reçus par la masse d'eau. L'indice foliaire (Leaf Area Index ou LAI) représente la surface de ce couvert végétal et constitue une grandeur sans dimension, qui exprime la surface foliaire d'un arbre ou d'un peuplement par unité de surface de sol. Cet indice dépend donc du stade de développement et de l'espèce. Le coefficient d'ombrage (SF) rend compte de ce phénomène à l'intérieur du bilan énergétique calculé dans le modèle thermique. Le coefficient d'ombrage était jusqu'ici considéré comme constant au cours de l'année et déterminé selon la méthode présentée en section 2.5.4.2. Ceci conduit à considérer un indice foliaire équivalent en été et en hiver et l'ombre projetée par la végétation rivulaire en période hivernale pourrait ainsi être surestimée. Afin de corriger ces inexactitudes, une nouvelle méthode de calcul du coefficient d'ombrage décrite dans la section 2.5.4.2, a été adaptée des travaux de Li *et al.*, (2012) et intégrée dans la simulation S6. Les résultats de cette simulation sont comparés au pas de temps horaire et journalier à ceux issus de la simulation S5 où l'ombrage est considéré comme constant. Malgré la complexification du calcul de cet indice, plusieurs facteurs restent difficilement quantifiables à l'échelle d'un bassin versant régional comme celui de la Loire, comme la hauteur de végétation ou la largeur du cours d'eau. Une étude de sensibilité est ainsi menée dans le but d'estimer leur influence sur le calcul de la température.

6.3.1. Performances saisonnières

Le niveau de performance de la simulation S6 (SF variable) est très inférieur à celle de la simulation S5 (SF constant) où le modèle surestime la température de l'eau de plus de 1°C en hiver (décembre à mars) sur les cours d'eau dont le point kilométrique amont est inférieur à 100 km (Fig. 6.14a, b). Avec la simulation S6, la température en période hivernale est légèrement surestimée sur les grands cours d'eau et les biais sont compris entre 0 et 1°C entre décembre et mars (Fig. 6.14c). En période estivale (Juin-Septembre), la température est sous-estimée de plus de 2°C sur les grands cours d'eau alors que les biais sont compris entre 0 et -1°C tout au long de l'année avec la simulation S5. Cette sous-estimation de la température, par la simulation S6, est plus faible pour les cours d'eau de taille moyenne (point kilométrique amont < 100 km) où les biais restent compris entre -2°C et 0°C entre juin et septembre. Les écarts-types des erreurs restent similaires entre S5 et S6 quelle que soit la taille du cours d'eau (Fig. 6.14d, e, f).

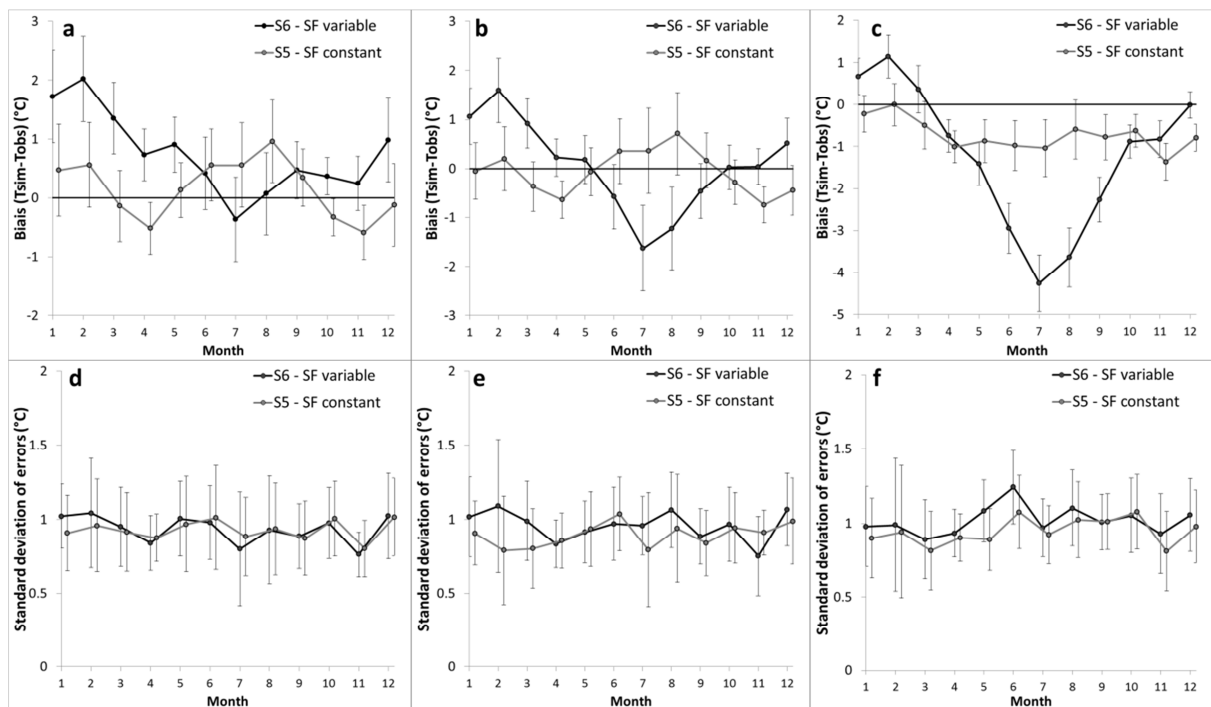


Figure 6.14. Biais et écarts-types des erreurs moyens pluri-mensuels calculés aux stations ayant une distance depuis leur source inférieure à 30 km (a et d), comprise entre 30 et 100 km (b et e) et supérieure à 100 km (c et f) avec les simulations S5 et S6 entre 2008 et 2012. Les barres d'erreurs représentent une fois l'écart-type des valeurs.

Les RMSE calculées avec S6 sont en moyennes de 2.1°C sur l'ensemble des stations au cours de l'année et sont supérieures à celles issues de S5 dont la moyenne est 1.7°C. Les performances sont particulièrement dégradées en été où 73 stations ont une RMSE augmentée avec S6. Il s'agit de stations situées sur des grands cours d'eau où les RMSE sont augmentées de plus de 1.8°C en moyenne (cercles blancs ; Fig. 6.15c). En hiver, 85 stations sont dégradées avec S6 où la RMSE est augmentée de 0.7°C en moyenne (Fig. 6.15a). Au printemps et en automne, les performances sont

plus contrastées avec autant de stations où les RMSE sont augmentées (39 stations) ou diminuées (36 stations) (Fig. 6.15d). On remarque toutefois que les performances des stations situées sur les grands cours d'eau sont dégradées tout au long de l'année. La simulation S6 ne permet d'améliorer la performance qu'à 21 stations entre 2008 et 2012. Cette méthode de calcul semble surestimer fortement l'ombrage en période estivale, ce qui a pour conséquence de sous-estimer la température des cours d'eau alors qu'en hiver l'ombrage est sous-estimé, ce qui conduit à surestimer la température. Plusieurs sources d'erreurs peuvent être à l'origine de la mauvaise prise en compte de l'ombrage comme par exemple la hauteur de canopée, la largeur du cours d'eau ou encore l'indifférenciation du taux de végétation en rive droite et en rive gauche.

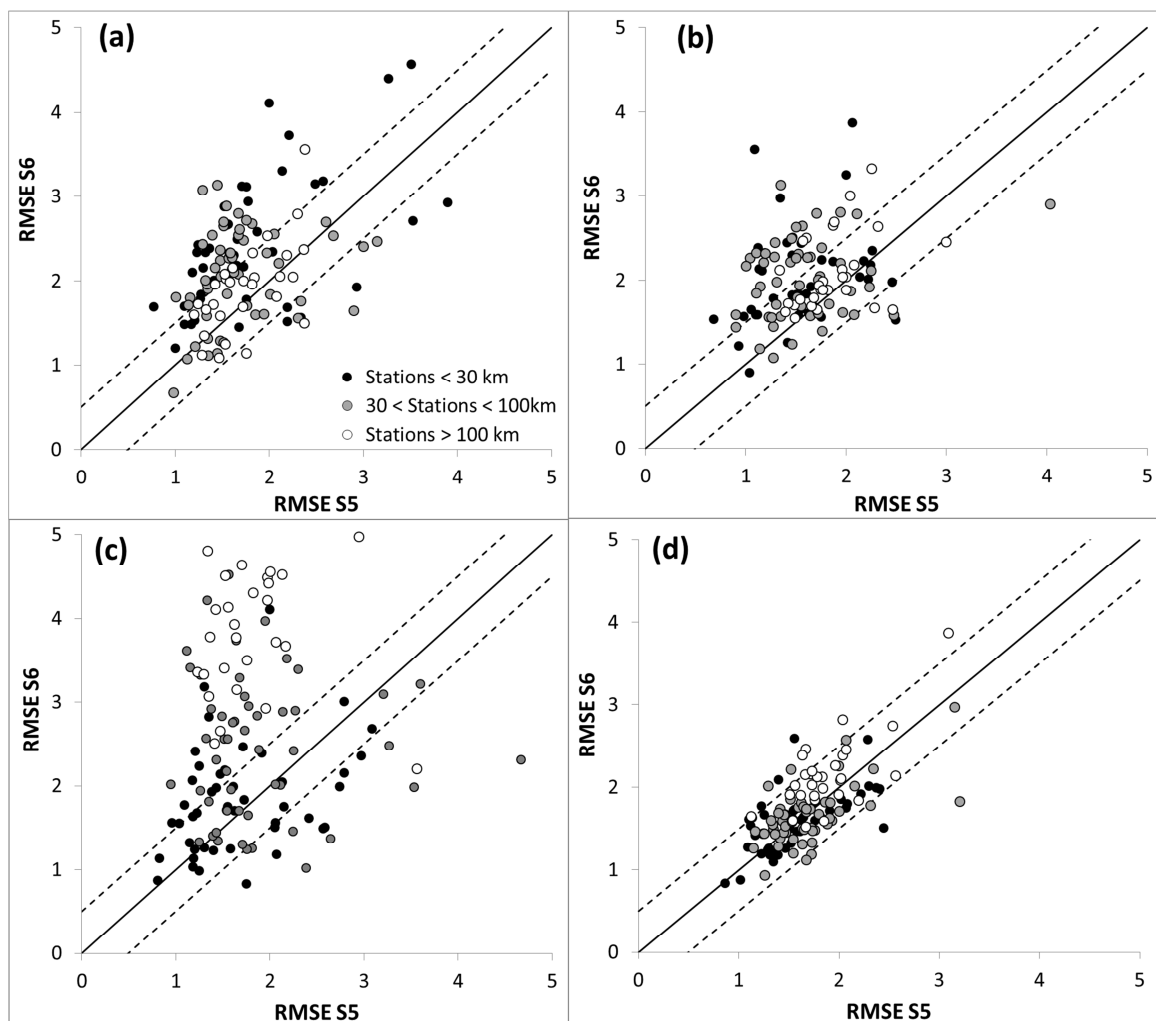


Figure 6.15. RMSE calculées selon l'approche S6 (SF variable) en fonction de la simulation S5 (SF constant) au niveau des 128 stations de mesures en hiver **(a)**, au printemps **(b)**, en été **(c)** et en automne **(d)** entre 2008 et 2012.

L'amplitude diurne des températures simulées en intégrant un coefficient d'ombrage variable (S6) est beaucoup mieux restituée en période estivale sur l'ensemble des cours d'eau (Fig. 6.16). On peut voir que sur les petits et moyens cours d'eau, la différence d'amplitude diurne est réduite à environ +1°C avec un ombrage variable alors qu'elle est de +2°C avec un ombrage constant (S5) entre mai et

septembre (Fig. 6.16a, b). Sur les grands cours d'eau, la différence d'amplitude diurne entre les données simulées selon S6 et les données observées est inférieure à 0.5°C entre juin et septembre et devient nulle entre juillet et août alors qu'à cette même période l'amplitude diurne est surestimée de plus de 1.5°C avec S5 (Fig. 6.16c). L'intégration d'un ombrage variable permet ainsi d'améliorer significativement la simulation des amplitudes diurnes entre mai et septembre de mieux restituer la dynamique journalière de la température.

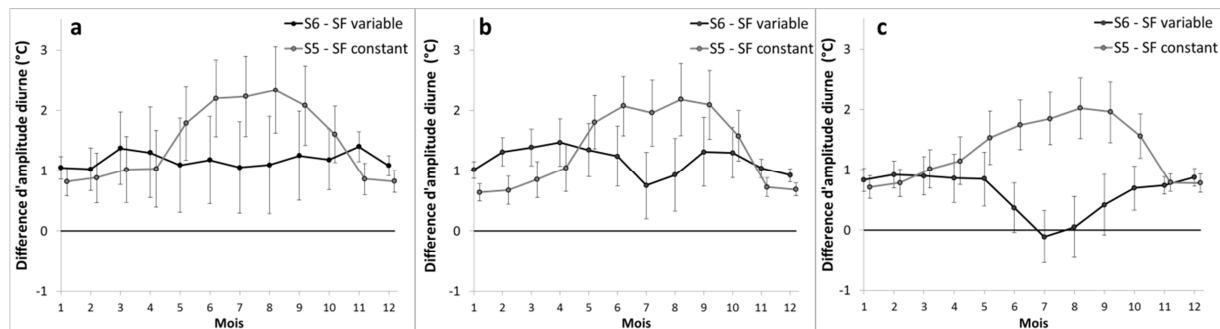


Figure 6.16. Différence d'amplitude diurne entre les données simulées et les données observées calculée selon la simulation S6 (SF variable) et selon la simulation S5 (SF constant) au niveau des 128 stations et représenté en fonction de leur distance depuis la source : (a) inférieures à 30 km, (b) compris entre 30 et 100 km, (c) supérieur à 100 km.

6.3.2. Influence de la hauteur de canopée

Pour rappel, la hauteur de canopée fixée dans la simulation 6 est de 15 mètres sur l'ensemble du bassin. Plusieurs tests ont été effectués en fixant cette hauteur successivement à 10 m, 22 m et à 35 m afin d'évaluer l'influence de ce paramètre dans le calcul de la température. On constate que la hauteur de canopée joue peu dans le calcul de la température des petits cours d'eau (point kilométrique amont < 30 km). Les températures moyennes mensuelles ainsi que les maximum et minimum journaliers moyens sont similaires pour des hauteurs comprises entre 15 et 35 mètres (Fig. 6.17a, d, g). Ceci est dû à la faible largeur moyenne de ce type de cours d'eau qui est de 5.5 mètres (Tab. 6.2). Au-dessus d'une certaine hauteur de canopée, la surface ombrée recouvre entièrement la surface du cours d'eau quelle que soit la hauteur de végétation. En revanche on voit qu'une hauteur de canopée de 10 mètres conduit à réduire la surface ombrée et augmente les températures simulées de 0.5°C environ entre juin et septembre. Ce phénomène est accentué sur les cours d'eau moyen où la température de l'eau simulée est supérieure de 0.7°C environ avec une hauteur de 10 m (Fig. 6.17a, d, g). Les simulations ayant une hauteur de végétation comprise entre 15 m et 35 m sont quasiment similaires ce qui est lié à leur faible largeur moyenne de 13.4 mètres (Tab. 6.2). Sur les grands cours d'eau, on constate que la température mensuelle ainsi les maximum et les minimum journaliers moyens varient davantage entre chaque simulation (Fig. 6.17c, f, i). On retrouve par exemple un écart de température (moyenne, minimale et maximale) supérieur à 1°C entre une hauteur fixée à 15 m ou à 35 m entre mai et septembre. Sur ces cours d'eau la largeur

moyenne est de 54 mètres (Tab. 6.2) et la hauteur de canopée a donc plus d'influence sur le calcul de la température notamment entre juin et septembre. On constate que les écarts de température entre chaque simulation sont du même ordre de grandeur que ce soit pour la moyenne mensuelle, la température journalière maximale ou la température journalière minimale moyenne au cours d'un mois. La hauteur de canopée a donc une influence maximale sur les grands cours d'eau. Cependant, dans la simulation de référence S6, nous avons testé une hauteur de canopée de 15 m ce qui constitue une estimation basse de la gamme de valeur prise en compte par Valette *et al.*, (2012) dans leur base qui prennent en compte des hauteurs comprises entre 15 m et 35 m. L'hypothèse de prendre en compte une hauteur faible de végétation (H = 15 m) conduit déjà à minimiser la surface ombrée sur les grands cours d'eau et ne peut donc pas expliquer la surestimation de la température en période estivale.

	N	Moy	Max	Min
Stations < 30km	45	5.5	11.4	1.8
30 km < Stations < 100km	54	13.4	30.0	5.0
Stations > 100 km	29	53.9	179.2	15.9

Tableau 6.2. Largeur moyenne annuelle calculée via les équations « Estimkart » (Lamouroux *et al.*, 2010) aux stations RNT entre 2008 et 2012.

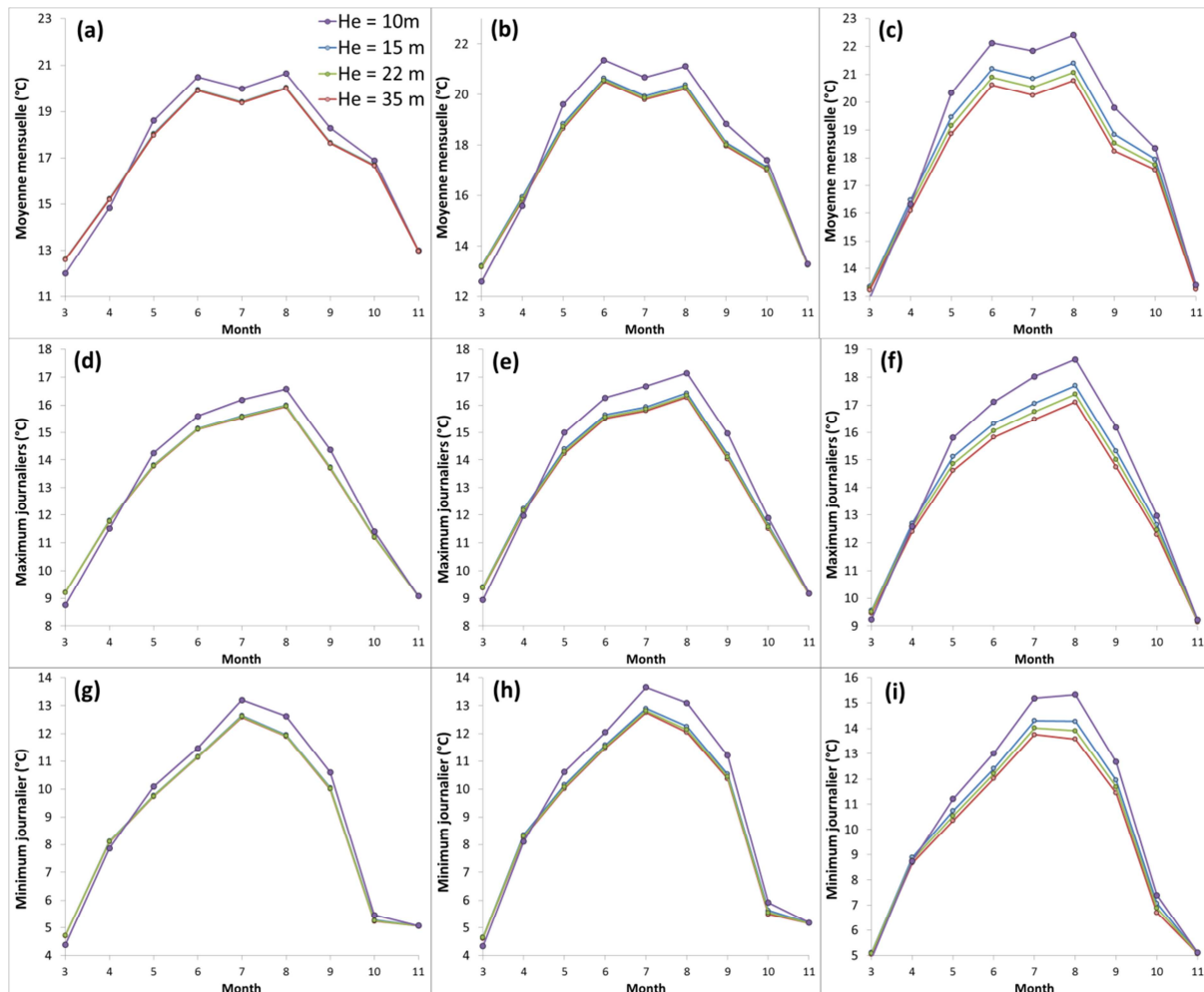


Figure 6.17. Températures mensuelles moyennes et températures maximales et minimales journalières moyennes au cours d'un mois calculées avec S6 en faisant varier la hauteur de canopée (He) et représentées en fonction du point kilométrique amont de la station : inférieur à 30 km (a, d, g), compris entre 30 et 100 km (b, e, h) et supérieur à 100 km (c, f, i).

6.3.3. Influence de la largeur dans le calcul de l'ombrage

La largeur des cours d'eau est déterminée via les équations provenant de la méthode « Estimkart » (Lamouroux *et al.*, 2010) présentée en section 2.5.3. Ces équations dépendent du débit journalier et de plusieurs paramètres dépendant de la géométrie hydraulique. Pour un taux de végétation rivulaire donné, si la largeur du cours d'eau calculée avec cet outil est sous-estimée alors la proportion de surface ombrée sera surestimée. Pour étudier l'influence de la largeur sur l'ombrage et donc les simulations, nous avons testé deux simulations où la largeur utilisée dans le calcul de l'ombrage varie de -50% à 50% tout en conservant une hauteur de canopée de 15m (S6). On constate qu'augmenter ou diminuer la largeur du cours d'eau de $\pm 50\%$ dans le calcul de l'ombrage n'influence que très peu la température mensuelle moyenne des stations situées sur des petits et moyens cours d'eau (Fig. 6.18a, b). Les variations sont plus marquées sur les grands cours d'eau où un écart de la température mensuelle de plus de 0.5°C entre mai et septembre est observé (Fig. 6.18c). L'influence

de ce paramètre reste faible sur le calcul de la température et ne permet pas d'expliquer à lui seul la surestimation de l'ombrage en période hivernale.

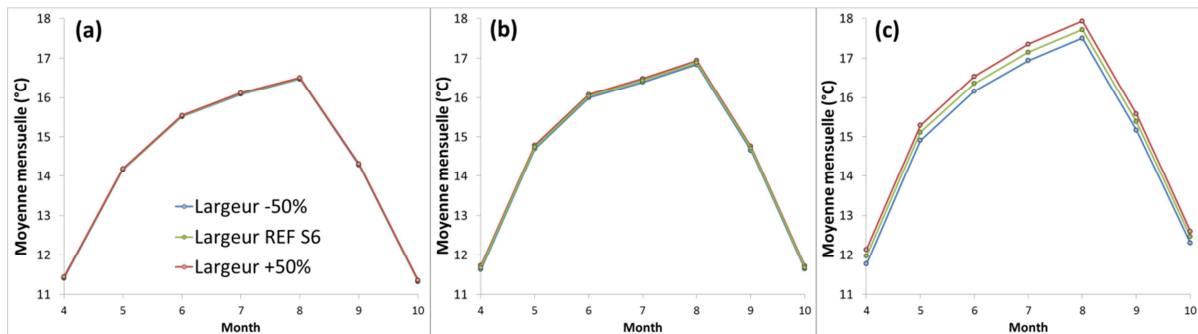


Figure 6.18. Températures moyennes mensuelles calculées avec S6 en faisant varier la largeur du cours d'eau uniquement dans le calcul de l'ombrage ($\pm 50\%$) représentées en fonction du point kilométrique amont de la station : inférieur à 30 km (a), compris entre 30 et 100 km (b) et supérieur à 100 km (c).

En étudiant les chroniques de température simulée sur la Loire (Fig. 6.19), on peut voir que la variation de la largeur de $\pm 50\%$ n'a qu'une faible influence sur la température qui ne varie que de 0.2°C à la station située sur la Loire à la Motte Saint Jean (Fig. 6.19a) et de 0.6°C à la station localisée à Montjean (Fig. 6.19b) alors que la largeur intégrée dans le calcul du coefficient d'ombrage diffère respectivement de 35 m et de 100 m. La température simulée par S5 est très différente des simulations de S6 pour ces deux stations et supérieure aux simulations S6 quelle que soit la largeur intégrée. Les conditions locales n'ont donc qu'une influence très limitée sur le calcul de la température et ceci conforte l'idée que la température simulée dans le modèle prend en compte une trop grande mémoire thermique des conditions amont. En effet, nous avons vu que la variation de la largeur servant à calculer l'ombrage n'influence que très peu le calcul de la température de l'eau sur les petits et moyens cours d'eau (Fig. 6.18a, b). Si le coefficient d'ombrage est surestimé au niveau des petits et moyens cours d'eau en été, alors le signal thermique est propagé en aval dans le réseau ce qui va contribuer à sous-estimer la température au niveau des grands cours d'eau (ordre de Strahler > 6). Nous venons de voir que cette surestimation potentielle de l'ombrage sur les moyens cours d'eau (point kilométrique < 100 km) n'est pas due à la hauteur de canopée ni à la largeur du cours d'eau. Cependant, l'indifférenciation de la végétation rive droite/rive gauche ou le coefficient d'atténuation (Eq. 2.50), dépendant de l'indice foliaire, sont des paramètres qui ne sont pas disponibles à l'échelle du bassin de la Loire. Ils ont été intégrés aux modèles de manière simplifiée et peuvent présenter des inexactitudes qui expliqueraient une surestimation de l'ombrage sur les cours d'eau en été.

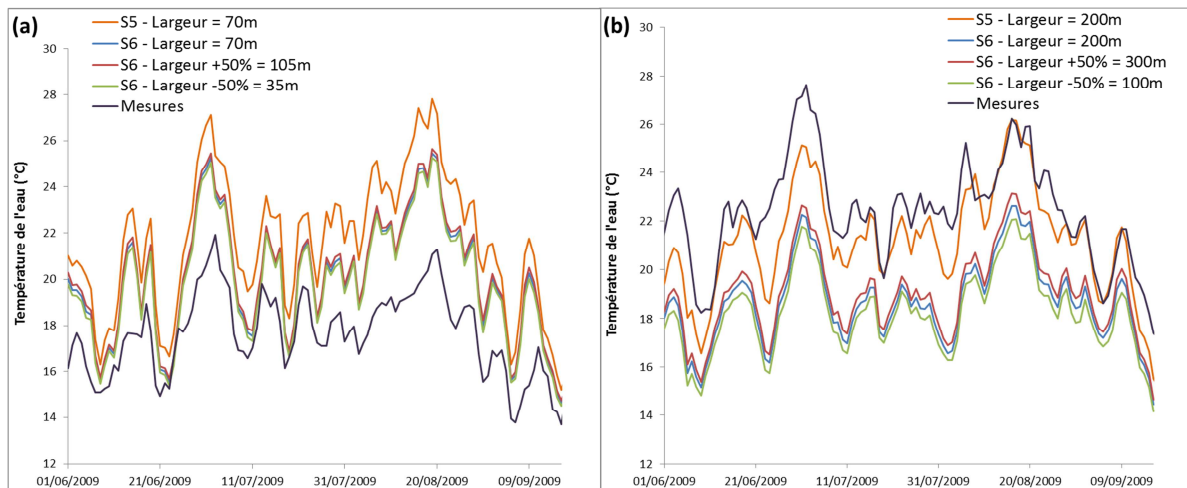


Figure 6.19. Chroniques de températures simulées selon S6 intégrant une largeur servant au calcul de l'ombrage de $\pm 50\%$ et comparée à S5 et à la température observée. (a) La Loire à la Motte Saint Jean, point kilométrique amont = 370 km ; (b) La Loire à Montjean, point kilométrique amont = 890 km.

6.4. Synthèse

La simulation S5 intégrant l'approche par propagation obtient de bonnes performances générales pour les 128 stations du jeu de donnée « période annuelle » (2008-2012), que ce soit au pas de temps horaire (RMSE moyenne = 1.9°C) ou journalier (RMSE moyenne = 1.7°C). Cette approche permet d'améliorer les simulations de 50 stations localisées sur des cours d'eau à un point kilométrique amont inférieur à 100 km en comparaison à la simulation S4 utilisant l'approche stationnelle. En revanche, pour les grands cours d'eau, la performance de S5 est inférieure à la performance de l'approche stationnelle (S4). Les phases de refroidissement sont surestimées avec S5 notamment en période hivernale et automnale c'est-à-dire lorsque les débits et les vitesses du courant sont les plus élevés. Le modèle intègre alors une trop forte mémoire thermique des conditions amont ce qui conduit à sous-estimer la température en aval. La température affectée aux points sources du réseau peut ainsi avoir un impact sur la température calculée en aval qui peut varier de plus de 1.5°C après 100 km depuis la source et de 0.6°C après 900 km sur la Loire. La température fixée aux conditions limites amont a donc des conséquences importantes sur la température aval et ce phénomène avait été souligné par Yearsley *et al.* (2009). L'approximation de la température affectée aux sources par une moyenne glissante de la température de l'air sur 365 jours, nous conduit à obtenir les meilleures performances. Cependant il n'existe que très peu de données concernant la dynamique thermique des points sources des cours d'eau et aucune validation de cette approximation ne peut être effectuée. La mise en place de sonde ou d'une fibre optique assurant un suivi de la température en amont des cours d'eau permettrait de mieux définir la dynamique thermique des points sources et ainsi améliorer leur prise en compte dans le modèle.

La variation diurne ainsi que le phasage des pics maximum et minimum de la température sont plutôt bien restitués par le modèle par propagation mis à part en période estivale où l'amplitude diurne de la température est surestimée de 2°C. L'ombre projetée par la végétation rivulaire a une influence très importante sur la température maximale journalière (Section 1.1.1.) et une meilleure définition de ce paramètre, jusqu'alors considéré comme constant au cours de l'année, pourrait permettre d'améliorer la simulation des variations journalières du modèle. La simulation S6 intègre alors un coefficient d'ombrage variable et défini à un pas de temps horaire en tenant compte du pourcentage de recouvrement de végétation rivulaire, de la hauteur de canopée, de la position du soleil, de la largeur du cours d'eau et de la saison. Cette complexification du calcul du coefficient d'ombrage conduit à mieux simuler les amplitudes diurnes de la température entre mai et septembre sur l'ensemble des cours d'eau. Cependant les simulations de la température sont dégradées sur une majorité de stations et plus particulièrement sur les grands cours d'eau où la température est très largement sous-estimée entre juin et septembre. Il semblerait que l'hypothèse d'une hauteur de canopée à 15m ou le calcul de la largeur du cours d'eau selon la méthode « Estimkart » ne permettent pas d'expliquer totalement cette forte sous-estimation. Le modèle semble simuler une mémoire thermique des cours d'eau amont trop importante ce qui conduit à refroidir la température simulée plus en aval. La nouvelle base de données de l'IGN (MNT résolution 1m) pourrait permettre d'améliorer la caractérisation spatiale des hauteurs de canopée. D'autre part, une meilleure prise en compte de l'indice foliaire ainsi que l'intégration d'un taux de recouvrement de végétation rivulaire différencié rive gauche/rive droite pourrait permettre d'affiner le calcul de l'ombrage et ainsi améliorer les performances du modèle. Ces données restent très complexes à obtenir à l'échelle d'un grand bassin fluvial comme celui de la Loire et une première étude plus localisée sur un petit bassin versant permettrait d'apporter des éléments de réponse sur l'influence de ces facteurs.

Conclusion et perspectives

Conclusion générale

L'objectif de cette thèse était de développer plusieurs approches de modélisation à base physique dans le but de simuler la température des cours d'eau à une échelle régionale (10^5 km²). La caractérisation des évolutions spatio-temporelles des régimes thermiques par le biais de la modélisation et la compréhension de leurs facteurs de contrôle à une échelle régionale pourraient apporter une nouvelle contribution aux nombreux travaux en écologie étudiant la répartition des aires géographiques des espèces aquatiques. En l'absence de données observées sur le long-terme, la modélisation peut aussi apporter des éléments sur les évolutions actuelles des régimes thermiques, comme état de référence pour des études d'impact suite aux changements climatiques et hydrologiques annoncés au cours du XXI^{ème} siècle.

Le site d'étude sélectionné pour répondre à cet objectif principal est le bassin de la Loire qui est caractérisé par une variabilité climatique, hydrologique et géomorphologique importante. Nous avons ainsi testé et développé deux approches de modélisation basées sur le concept de température d'équilibre : l'**approche stationnelle** qui résout un bilan énergétique à l'échelle de la station et l'**approche par propagation** qui inclut la propagation et la déformation du signal thermique dans le réseau hydrographique selon une topologie de réseau. Cette dernière est une approche nouvelle, développée dans le cadre de cette thèse.

** Pertinence de l'approche stationnelle*

L'intérêt d'utiliser une approche stationnelle, basée sur le concept de température d'équilibre, est qu'elle est simple à mettre en œuvre et nécessite un nombre limité de variables facilement accessibles.

L'implémentation de cette approche selon une discrétisation simplifiée (par ordre de Strahler et par sous-bassins versants) à l'échelle du bassin de la Loire a montré de très bonnes capacités à simuler le régime thermique des grands cours d'eau (distance depuis la source > 100 km, RMSE moyenne des stations testées de 1.9°C ; Tab. 7.1) aussi bien en période estivale (2000-2006) qu'en période annuelle (2008-2012). Cette discrétisation simplifiée conduit à réduire fortement les temps de calcul d'une simulation ce qui permet de multiplier le nombre de tests. Elle a ainsi pu montrer tout son intérêt pour l'étude de la sensibilité de la température de l'eau sous changement climatique (Annexe 3). Cependant, cette première approche montre des limites pour la simulation de la

température des petits et moyens cours d'eau (distance depuis la source < 100 km ; en période annuelle, la RMSE moyenne aux stations testées est de 2.4°C ; Tab. 7.1). En effet les hypothèses simplificatrices de la discrétisation conduisent à occulter la variabilité géomorphologique des tronçons hydrographiques de même ordre situés dans un même sous bassin de calcul ce qui limite le niveau de performance. De plus la complexification du bilan énergétique, prenant en compte les échanges énergétiques à l'interface eau-atmosphère et par les apports d'eaux souterraines via l'intégration d'un 6ème flux énergétique, ne permet d'améliorer que modestement la simulation de la température pour les cours d'eau les plus alimentées par les nappes. Les biais sont réduits de plus de 0.5°C sur 40 stations pendant la période estivale, cependant malgré cela, les RMSE pluri-estivales restent élevées et supérieures à 2.5°C sur 7 stations où les températures maximales journalières sont surestimées.

La seconde discrétisation testée par tronçon hydrographique permet de s'appuyer sur de véritables caractéristiques géomorphologiques, hydrologiques et météorologiques et de végétation rivulaire locales et non sur des moyennes établies sur des sous-bassins de calculs, ce qui augmente les temps de calcul. Elle présente l'avantage de simuler la température sur chaque tronçon individuellement et permet ainsi d'identifier des tronçons qui, compte-tenu de leurs caractéristiques spécifiques (longueur, largeur, pente longitudinale, végétation rivulaire) présentent des réponses thermiques particulières (tronçons plus froids ou plus chauds). La discrétisation de l'hydrologie (débit, débit de nappe, profondeur) et de la géomorphologie permet d'améliorer nettement les simulations aux stations situées sur des petits et moyens cours d'eau (RMSE moyenne des stations testées est de 1.9°C ; Tab. 7.1). L'influence de la végétation rivulaire semble être mieux prise en compte lorsque le coefficient d'ombrage est intégré sur cinq kilomètres en amont d'une station plutôt qu'au droit de la station. La discrétisation à une échelle locale de ces trois variables (hydrologie, géomorphologie et végétation rivulaire) permet d'améliorer la performance de 80% des stations RNT (RMSE moyenne de 1.8°C ; Tab. 7.1). En revanche, une discrétisation des débits plus fine en un nombre de sous-bassins versants plus important ne permet d'améliorer que modestement la simulation du régime thermique des stations testées. De plus, la discrétisation des variables météorologiques à une échelle locale n'améliore que très peu les simulations et conduit à un niveau de performance équivalent à celui de la discrétisation simplifiée. La discrétisation par tronçon est donc plus adaptée pour la simulation de la température pour des petits et moyens cours d'eau (distance depuis la source < 100 km). L'intégration des variables météorologiques à l'échelle d'une maille SAFRAN (8 km x 8 km) ne présente qu'un intérêt limité et la discrétisation des données hydrologiques, géomorphologiques et de végétation rivulaire à l'échelle locale reste à privilégier. En revanche, pour les grands cours d'eau (distance depuis la source > 100 km), les performances sont très similaires

entre ces deux discrétisations. Dans ce cas, la discrétisation simplifiée par ordre de Strahler et par sous bassin de calcul est à privilégier car elle permet de limiter les temps de calcul.

Pour conclure, l'approche stationnelle montre de bonnes capacités à restituer la dynamique temporelle de la température de l'eau à une résolution horaire ou journalière au cours d'une année. Cependant elle montre des difficultés importantes à reproduire la dynamique longitudinale de la température pour les grands cours d'eau. En effet, les changements brusques de géomorphologie ou d'ombrage peuvent provoquer des écarts de température importants entre deux tronçons successifs. De plus, malgré ces améliorations apportées à l'approche stationnelle il reste certaines stations localisées sur des petits et moyens cours d'eau, d'ordre de Strahler compris entre 2 et 5, dont les régimes thermiques sont fortement influencés par les conditions amont.

*** *Pertinence de l'approche par propagation***

La seconde approche de modélisation dite « par propagation » a été développée dans le but d'intégrer la propagation du signal thermique de l'amont vers l'aval tout en restant basé sur le concept de température d'équilibre. Son principal intérêt réside dans le fait qu'elle tient compte des temps de résidence et de l'évolution thermique de la masse d'eau à une résolution temporelle horaire de chaque tronçon hydrographique (52 200 tronçons, longueur moyenne de 1.7 km). De plus elle intègre l'influence des apports thermiques de chaque affluent et des apports provenant des eaux souterraines. Ce type d'approche n'avait encore jamais été appliqué à une échelle régionale et permet d'améliorer les simulations des stations situées sur des cours d'eau localisés à moins de 100 km depuis leur source en comparaison avec l'approche stationnelle. Elle permet de prendre en compte l'influence des conditions aux limites amont, très importantes car la température affectée aux points sources du réseau peut avoir un impact qui peut varier sur la Loire de plus de 1.5°C après 100 km depuis la source et de 0.6°C après 900 km. L'approche par propagation conduit à mieux restituer les profils thermiques longitudinaux en comparaison avec l'approche stationnelle. En revanche, cette approche surestime les baisses brutales de la température journalière lorsque les vitesses du courant sont élevées en période hivernale et automnale. Le modèle intègre alors une trop forte mémoire thermique des conditions amont ce qui conduit à ralentir la vitesse de convergence de la température de l'eau vers la température d'équilibre et à sous-estimer la température en aval. De plus son niveau de performance est similaire à celui de l'approche stationnelle pour la restitution des variations diurnes et du phasage des pics de température. L'amplitude diurne reste surestimée en été de 2°C en moyenne. L'intégration d'un coefficient d'ombrage variable et défini à un pas de temps horaire en tenant compte d'un nombre de variables important (pourcentage de recouvrement de végétation rivulaire, de la hauteur de canopée, de la position du soleil, de la largeur du cours d'eau et

de la saison) conduit à améliorer les simulations des amplitudes diurnes entre mai et septembre, c'est-à-dire lorsque que le feuillage de la ripisylve est maximal. Cependant les simulations sont dégradées sur une partie des stations (73 stations) où la température est très largement sous-estimée entre juin et septembre.

Cette approche montre un potentiel indéniable pour l'étude de l'influence des conditions thermiques aux limites amont sur la température des cours d'eau aval. Cette capacité à intégrer les changements aux conditions limites amont peut s'avérer très utile pour mesurer l'influence des apports de nappe et des rejets thermiques (barrages-réservoirs, centrales nucléaires). Le deuxième intérêt est sa bonne capacité à simuler la dynamique des profils thermiques longitudinaux des grands cours d'eau en intégrant une mémoire thermique des conditions amont ce qui permet d'éviter les changements brusques de températures entre de deux tronçons contrairement à l'approche stationnelle.

	RMSE			
	128 Stations	46 stations < 30 km	54 stations 30 - 100 km	Stations > 100 km
Approche stationnelle Ordre – Bassin - Δt : journalier	2.1	2.4	2.1	1.6
Approche stationnelle Tronçons – Δt : journalier	1.8	1.9	1.9	1.5
Approche stationnelle Tronçons – Δt : horaire	2.1	2.3	2.2	1.8
Approche par propagation Δt : journalier	1.7	1.7	1.7	1.7
Approche par propagation Δt : horaire	1.9	1.9	1.9	1.9

Tableau 7.1. RMSE moyennes calculées avec les différentes approches de modélisation et les discrétisations pour les 128 stations issues du RNT en période annuelle 2008-2012.

Perspectives

Les perspectives à donner à cette thèse sont multiples et sont récapitulées dans les points suivant :

** Développement du modèle*

Une première perspective dans le développement du modèle consisterait à améliorer la manière de prendre en compte la propagation dans le modèle. En effet, avec l'approche actuelle, l'ensemble de la masse d'eau est transférée à la même vitesse entre le point amont et le point aval d'un tronçon. Ceci est une hypothèse, et sur les grands cours d'eau comme la Loire, il existe de nombreux refuges thermiques (chenaux secondaires, bras morts, embâcles) qui vont provoquer un ralentissement d'une partie de la masse d'eau et ainsi favoriser la mise à l'équilibre de la température de la rivière avec les conditions atmosphériques. On peut supposer que le fait de négliger ce phénomène conduit

à surestimer l'influence du signal thermique provenant de l'amont dans le calcul de la température aval. Une première méthode consisterait à faire évoluer une partie de la masse d'eau indépendamment dans chaque tronçon via un système multi-agents par exemple. Cela pourrait permettre d'améliorer les simulations pour les grands cours d'eau notamment.

Les conditions thermiques aux limites amont ont une influence importante sur le calcul de la température des cours d'eau situés plus en aval. Les données de températures au niveau des sources restent manquantes ou peu accessibles. La mise en place de sondes ou d'une fibre optique dans ces zones pourraient permettre de comprendre la dynamique thermique de ces zones spécifiques et de mieux contraindre le modèle. Une seconde approche pourrait consister à utiliser des données de températures de nappes observées comme conditions aux limites.

Une meilleure prise en compte de la morphologie des cours d'eau et notamment des discontinuités hydromorphologiques (étangs retenues, seuils) via la base ROE de l'ONEMA (2011) permettrait de localiser les secteurs au niveau desquels les transitions de température (entre l'amont et l'aval) peuvent être très rapides et de mieux prendre en compte leur influence. Sur des secteurs plus ciblés et avec une morphologie contrastée, la capacité du modèle à restituer des profils longitudinaux pourrait être testée à travers la mesure de la température haute résolution spatiale avec une fibre optique d'un kilomètre de long que le laboratoire a acquis cette année.

Une meilleure prise en compte des apports énergétiques provenant des eaux souterraines, pourrait permettre au modèle de mieux restituer l'effet tampon lié à ces échanges. Les débits de nappe sont actuellement estimés via le modèle EROS et sont supposés alimenter un tronçon hydrographique donné de manière homogène. La modélisation de la contribution des principaux aquifères du bassin de la Loire (90 000 km² simulés à l'aval de Cours-les-Barres) a été réalisée avec EauDyssée (Monteil, 2010) et fournit, au pas de temps journalier, la part relative des apports surfaciques et souterrains au réseau hydrographique sur une partie du bassin de la Loire. Ces résultats, qui sont en cours d'amélioration dans le cadre du projet Régulation Thermique (EPLOire, FEDER) pourraient permettre de mieux contraindre le modèle et ainsi améliorer la prise en compte des échanges nappe-rivière.

Une dernière étape consisterait à améliorer le calcul de l'ombrage issu de la ripisylve. Il est actuellement estimé à un pas de temps journalier en tenant compte de la position relative du soleil, de l'orientation du cours d'eau et du taux de recouvrement de végétation rivulaire. Procéder à une cartographie de bordures de cours d'eau, en s'appuyant sur des images télédéteectées, conduirait à mieux définir le taux de recouvrement de la ripisylve en différenciant la rive droite de la rive gauche. De plus, l'orientation est calculée en moyenne sur chaque tronçon individuellement sans tenir

compte des éventuels changements d'orientation du tronçon. Les arbres sont définis en tant que feuillus sur l'ensemble du bassin alors que des forêts de conifères sont présentes sur la partie amont du bassin amont. L'application d'une sénescence foliaire à l'ensemble de la végétation présente sur le bassin peut provoquer une sous-estimation de l'effet de l'ombrage en période hivernale sur les cours d'eau située à proximité de conifères. Une redéfinition de l'orientation du tronçon à une échelle spatiale plus fine (~100 m) ainsi qu'une spatialisation des essences d'arbres présentes sur les cours d'eau du bassin de la Loire permettrait de mieux estimer l'ombrage issu de la végétation rivulaire avec le modèle et ainsi améliorer les simulations de la température. Enfin, la nouvelle base de données de l'IGN (MNT résolution 1 mètre) pourrait permettre d'améliorer la caractérisation spatiale des hauteurs de canopée.

**** Prise en compte de la fonte des neiges***

Le modèle n'a pas pu être testé pour des bassins versants de montagne, par manque de données (seulement 2 stations situées à plus de 1000 mètres d'altitude). Le modèle actuel ne prend pas en compte les apports énergétiques provenant de la fonte des neiges. Les précipitations solides peuvent être importantes en amont du bassin de la Loire et ainsi avoir une influence non négligeable sur le régime thermique des cours d'eau notamment au printemps. Le développement d'un module intégrant la fonte de neige pourrait permettre d'améliorer les simulations thermiques pour les rivières de montagne.

**** Intégration des barrages-réservoirs***

Dans l'état actuel, le modèle ne considère pas l'influence des rejets des barrages-réservoirs qui peuvent perturber le signal thermique en aval. Une étape d'amélioration viserait donc à intégrer leurs effets.

**** Etude sous changement climatique***

Après validation et développements futurs, le modèle pourrait être utilisé pour reconstituer les régimes saisonniers actuels à une échelle régionale. Il permettrait aussi d'étudier l'impact du changement climatique à échéance milieu du siècle (2046-2066) et fin du siècle (2080-2100) en fonction de projections climatiques et hydrologiques basées sur plusieurs scénarios du 5^{ème} rapport du GIEC (IPCC, 2013). Les conséquences sur les grands migrateurs et les aires de répartition de la faune piscicole du bassin de la Loire pourraient ainsi être estimées.

Bibliographie

- Alexander MD, Caissie D. 2003. Variability and comparison of hyporheic water temperatures and seepage fluxes in a small Atlantic salmon stream. *Ground Water* **41**: 72–82.
- Arrigoni AS, Poole GC, Mertes LAK, O’Daniel SJ, Woessner WW, Thomas SA. 2008. Buffered, lagged, or cooled? Disentangling hyporheic influences on temperature cycles in stream channels. *Water Resources Research* **44**: W09418. DOI:10.1029/2007WR006480.
- Bartholow JM. 1991. A modeling assessment of the thermal regime for an urban sport fishery, *Environmental Management* **15**: 833–845.
- Bartholow JM, Campbell SG, Flug M. 2004. Predicting the thermal effects of dam removal on the Klamath River. *Environmental Management* **34**(6): 856–874. DOI: 10.1007/s00267-004-0269-5.
- Benson NG. 1953. The importance of ground water to trout populations in the Pigeon River, Michigan. (Ed J.B. Trefethen) In: Transactions of the Eighteenth North American Wildlife Conference, pp. 269–281, Washington, DC, March 9, 10, and 11, 1953. Wildlife Management Institute, Wire Building, Washington 5, DC.
- Benyahya L, Caissie D, St-Hilaire A, Ouarda TBMJ, Bobee B. 2007. A review of statistical water temperature models. *Canadian Water Resources Journal* **31**: 179-192.
- Billen G, Garnier J, Hanset P. 1994. Modelling phytoplankton development in whole drainage networks: the ‘riverstrahler’ model applied to the Seine river system. *Hydrobiologia* **289**: 119–137.
- Binet, S., Auterives, C., Charlier, J.B., 2011. Construction d'un modèle hydrogéologique d'étiage sur le val d'Orléans. ICERE, rapport final.
- Blaustein AR, Walls SC, Bancroft BA, Lawler JJ, Searle CL, Gervasi SS. 2010. Direct and indirect effects of climate change on amphibian populations. *Diversity* **2**, 281-313.
- Boé J, Terray L, Habets F, Martin E. 2006. A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *J. Geophys. Res.* **111**: D21106.
- Bogan T, Mohseni O, Stefan HG. 2003. Stream temperature-equilibrium temperature relationship. *Water Resources Research* **39**(9): 1245.
- Bogan T, Stefan HG, Mohseni O. 2004. Imprints of secondary heat sources on the stream temperature/equilibrium temperature relationship. *Water Resources Research* **40**: W12510.
- Bonnet M, Poulin M, Devaux J. 2000. Numerical modelling of thermal stratification in a lake reservoir: methodology and case study. *Aquatic Sciences* **62**: 105-124.
- Booth D, Bond N, Macreadie P. 2011. Detecting range shifts among Australian fishes in response to climate change. *Marin and Freshwater Research* **62**, 1027-1042.
- Bormans M, Webster IT. 1998. Dynamics of temperature stratification in lowland rivers. *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE* **124**: 1059–1063.
- Bornette G, Puijalon S. 2011. Response of aquatic plants to abiotic factors: a review. *Aquatic sciences* **73**: 1-14.
- Bourges B. 1985. Improvement in solar declination computation. *Sol. Energy* **35**(4): 367–369.

- Boyd M, Kasper B. 2003. Analytical methods for dynamic open channel heat and mass transfer: Methodology for heat source model, version 7.0, *Oregon Dept. of Env. Qual.*, Portland, Oreg.
- Brown GW. 1969. Predicting temperatures of small streams. *Water Resources Research* **5**: 68–75.
- Brown LC, Barnwell Jr TO. 1987. The enhanced stream water quality models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS, Rep. EPA/600/3-87/ 007, *Environmental Resources*. Lab., U.S. Environ. Prot. Agency, Athens, Ga.
- Brown LE, Cooper L, Holden J, Ramchunder SJ. 2010. A comparison of stream water temperature regimes from open and afforested moorland, Yorkshire Dales, northern England, *Hydrological Processes* **24**, 3206–3218.
- Brutsaert W, Stricker H. 1979. An advection–aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research* **15**: 443–450.
- Buisson L, Blanc L, Grenouillet G. 2008a. Modelling stream fish species distribution in a river network: the relative effects of temperature versus physical factors. *Ecology of Freshwater Fish* **17**(2): 244–257.
- Buisson L, Thuiller W, Lek S, Lim P, Grenouillet G. 2008. Climate change hastens the turnover of stream fish assemblages. *Glob Chang Biol* **14**: 2232–2248.
- Buisson L, Grenouillet G. 2009. Contrasted impacts of climate change on stream fish assemblages along an environmental gradient. *Diversity and Distributions* **15**(4): 613–626.
- Buisson L. 2009. Poissons des rivières françaises et changement climatique : impacts sur la distribution des espèces et incertitudes des projections. Doctorat de l'Université de Toulouse.
- Burkholder BK, Grant GE, Haggerty R, Khangaonkar T, Wampler PJ. 2008. Influence of hyporheic flow and geomorphology on temperature of a large, gravel-bed river, Clackamas River, Oregon, USA. *Hydrological Processes* **22**: 941–953.
- Bustillo V, Moatar F, Ducharne A, Thiéry D, Sauquet D, Vidal J-Ph, Bernard A. 2011. Rapport scientifique du projet ICC-HYDROQUAL. Action 2 : Évolution du régime thermique de la Loire et de ses affluents sous changement climatique. (64 pages)
- Bustillo V, Moatar F, Ducharne A, Thiéry D, Poirel A. 2014. A multimodel comparison for assessing water temperatures under changing climate conditions via the equilibrium temperature concept: case study of the Middle Loire River, France. *Hydrological Processes* **28**: 1507–1524. DOI: 10.1002/hyp.9683.
- Caissie D, El-Jabi N, St-Hilaire A. 1998. Stochastic modelling of water temperatures in a small stream using air to water relations. *Canadian Journal of Civil Engineering* **25**: 250–260.
- Caissie D, Gilbertson DJ. 2003. Temporal variation of stream and intragravel water temperatures in an Atlantic salmon (*Salmo salar*) spawning area in Catamaran Brook (New Brunswick). *Canadian Technical Report of Fisheries and Aquatic Sciences* **2464**: 26.
- Caissie D, Satish MG, El-Jabi N. 2005. Predicting river water temperatures using the equilibrium temperature concept with application on the Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada), *Hydrological Processes* **19**: 2137–2159. DOI:10.1002/hyp.5684.
- Caissie D. 2006. The thermal regime of rivers: a review. *Freshwater Biology* **51**: 1389–1406.

- Caissie D, Satish MG, El-Jabi N. 2007. Predicting water temperatures using a deterministic model: application on Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). *Journal of Hydrology* **336**: 303–315.
- Carrivick JL, Brown LE, Hannah DM, Turner AGD. 2012. Numerical modelling of spatio-temporal thermal heterogeneity in a complex river system. *Journal of Hydrology* **414-415**: 491–502.
- Cardenas MB, Wilson JL. 2006. The influence of ambient groundwater discharge on exchange zones influenced by current-bedform interactions. *Journal of Hydrology* **331**: 103–109.
- Cardot R, 2014. Détermination des régimes thermiques et principaux facteurs de contrôle de la température des cours d'eau à l'échelle du bassin versant de la Loire (2008-2012), Rapport de stage 1^{ère} année de Master Sciences de la Terre, Université de Tours, Laboratoire GÉHCO Tours.
- Casado A, Hannah DM, Peiry JL, Campo AM. 2013. Influence of dam-induced hydrological regulation on summer water temperature: Sauce Grande River, Argentina. *Ecohydrology* **6(4)**: 523-535 DOI: 10.1002/eco.1375
- Chapra SC, Pelletier GJ, Tao H. 2008. QUAL2K: A modeling framework for simulating river and stream water quality, version 2.11: Documentation and users manual, 109 pp., Civil and Environmental Engineering Dept., Tufts Univ., Medford, Mass.
- Chaudhry MH, Cass DE, Edinger JE. 1983. Modeling of unsteady-flow water temperatures. *Journal of Hydraulic Engineering* **109(5)**: 657-669.
- Chu C, Jones NE, Allin L. 2010. Linking the thermal regimes of streams in the great lakes Basin, ontario, to landscape and climate variables. *River Research and applications* **26**: 221-241.
- Clark E, Webb BW, Ladle M. 1999. Microthermal gradients and ecological implications in Dorset rivers. *Hydrological Processes* **13**: 423–438.
- Cole TM, Wells SA. 2002. CE-QUAL-W2: A two-dimensional, laterally averaged, hydrodynamic and water quality model, version 3.1, U.S. Army Corps of Engineers Instruction Rep. EL-02-4, 131, pp. + Appendices, U.S. Army Corps of Engineers, Vicksburg, Miss.
- Coutant CC. 1999. Perspective on Temperature in the Pacific Northwest's Fresh Water. *Environmental Sciences Division* **4849**, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, 108p.
- Cox MM, Bolte JP. 2007. A spatially explicit network-based model for estimating stream temperature distribution. *Environmental Modelling & Software* **22**: 502-514
- Cozzetto K, McKnight D, Nylén T, Fountain A. 2006. Experimental investigations into processes controlling stream and hyporheic temperatures, Fryxell Basin, Antarctica. *Advances in Water Resources* **29**: 130–153.
- Crisp DT, Howson G. 1982. Effect of air temperature upon mean water temperature in streams in the north Pennines and English Lake District. *Freshwater Biology* **12**: 359–367.
- Daufresne M, Roger MC, Capra H, Lamouroux N. 2003. Long-term changes within the invertebrate and fish communities of the Upper Rhône River: effects of climatic factors. *Global Change Biology* **10**: 124-140.
- DHI, 2009a. MIKE SHE User Manual, vol. 2. Reference Guide. MIKE by DHI 2009.
- DHI, 2009b. MIKE11 – A Modelling System for Rivers and Channels, Reference Manual. MIKE by DHI 2009.

- Dong J, Chen J, Broszofski KD, Naiman RJ. 1998. Modelling air temperature gradients across managed small streams in western Washington. *Journal of Environmental Management* **53**: 309–321.
- Domisch S, Araujo MB, Bonada N, Pauls SU, Jahnig SC, Haase P. 2013. Modelling distribution in European stream macroinvertebrates under future climates. *Global Change Biology* **19**: 752-762. DOI: 10.1111/gcb.12107
- Ducharne A. 2008. Importance of stream temperature to climate change impact on water quality. *Hydrology and Earth System Science* **12**: 797-810.
- Ducharne A, Thiéry D, Sauquet D, Vidal JP, Bernard A, Bustillo V, Moatar F. 2011. Rapport scientifique du projet ICC-HYDROQUAL. Action 1 : Evolution hydroclimatique de la Loire et de ses affluents sous changement climatique. (105 pages)
- Durance I, Ormerod SJ. 2009. Climate change effects on upland stream macroinvertebrates over a 25-year period. *Global Change Biology* **13**, 942–957.
- Ebersole JL, Liss WJ, Frissell CA. 2003. Cold water patches in warm streams: physicochemical characteristics and the influence of shading. *Journal of the American Water Resources Association* **39**: 355–368. DOI: 10.1111/j.1752-1688.2003.tb04390.x
- Edinger JE, Duttweiler D, Geyer J. 1968. The response of water temperatures to meteorological conditions. *Water Resources Research* **4**: 1137-1143.
- Evans EC, Petts GE. 1997. Hyporheic temperature patterns within riffles. *Hydrological Sciences Journal* **42**(2): 199-213.
- Evans EC, McGregor GR, Petts GE. 1998. River energy budgets with special reference to river bed processes. *Hydrological Processes* **12**: 575–595.
- Flipo N, Monteil C, Poulin M, De Fouquet C, Krimissa M. 2012. Hybrid fitting of a hydrosystem model: Long-term insight into the Beauce aquifer functioning (France). *Water resources research* Vol. 48.
- Gardner B, Sullivan PJ. 2004. Spatial and temporal stream temperature prediction: modelling nonstationary temporal covariance structures. *Water Resources Research* **40**: W01102 DOI:10.1029/2003WR002511.
- Gardner JL, Peters A, Kearney MR, Joseph L, Heinsohn R. 2011. Declining body size: a third universal response to warming? *Trend in Ecology and Evolution* **26**: 285-291.
- Garg H.P, Datta G. 1993. Fundamentals and characteristics of solar radiation. *Renew. Energy* **3** (4–5): 305–319.
- Garner G, Hannah DM, Sadler JP, Orr HG. 2013. River temperature regimes of England and Wales: spatial patterns, inter-annual variability and climatic sensitivity. *Hydrological Processes* **28**: 5583–5598. DOI: 10.1002/hyp.9992
- Garner G, Malcolm IA, Sadler JP, Millar CP, Hannah D M. 2014. Inter-annual variability in the effects of riparian woodland on micro-climate, energy exchanges and water temperature of an upland Scottish stream, *Hydrological Processes* DOI:10.1002/hyp.10223, in press.
- Garner G, Malcolm IA, Sadler JP, Hannah DM. 2014. What causes cooling water temperature gradients in forested stream reaches? *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* **11**: 6441-6472. DOI:10.5194/hessd-11-6441-2014

- Grenouillet G, Comte L. 2014. Illuminating geographical patterns in species'range shifts. *Global Change Biology* **20**: 3080–3091. DOI: 10.1111/gcb.12570
- Gu R. 1998. A simplified river temperature model and its application to stream flow management. *Journal of Hydrology* **37**(1): 35-54.
- Handcock RN, Gillepsie A, Cherkauer KA, Kay JE, Burges SJ, Kampf SK. 2006. Thermal-infrared remote sensing of stream temperatures at multiple spatial scales. *Remote Sensing of Environment* **100**(4): 427-440.
- Hannah DM, Malcolm IA, Soulsby C, Youngson AF. 2004. Heat exchanges and temperatures within a salmon spawning stream in the Cairngorms, Scotland: seasonal and sub-seasonal dynamics. *River Research and Applications* **20**: 635-652.
- Hannah DM, Malcolm IA, Soulsby C, Youngson AF. 2008. A comparison of forest and moorland stream microclimate, heat exchanges and thermal dynamics. *Hydrological Processes* **22**: 919-940.
- Hannah DM, Malcolm IA, Bradley C. 2009. Seasonal hyporheic temperature dynamics over riffle bedforms. *Hydrological Processes* **23**: 2178-2194.
- Hebert C, Caissie D, Satish MG, El-Jabi N. 2011. Study of stream temperature dynamics and corresponding heat fluxes within Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). *Hydrological Processes* **25**: 2439-2455. DOI: 10.1002/hyp.8021
- Hendrick R, Monahan J. 2003. An assessment of water temperatures of the Entiat River, Washington using the stream network temperature model (SNTEMP). *Washington State Department of Ecology*. September 2003.
- Herb WR, Stefan HG. 2011. Modified equilibrium temperature models for cold-water streams. *Water Resources Research* **47**: W06519. DOI: 10.1029/2010WR009586
- Hunt RJ, Walker JF, Selbig WR, Westenbroek SM, Regan RS. 2013. Simulation of climate-change effects on streamflow, lake water budgets, and stream temperature using GSFLOW and SNTEMP, Trout Lake Watershed, Wisconsin. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2013-5159*.
- Imholt C, Soulsby C, Malcolm IA, Hrachowitz M, Gibbins CN, Langan S, Tetzlaff D. 2011. Influence of scale on thermal characteristics in large montane river basin. *River Research and Applications* **29**: 403–419. DOI:10.1002/rra.1608.
- Imholt C, Soulsby C, Malcolm IA, Gibbins CN. 2012. Influence of contrasting riparian forest cover on stream temperature dynamics in salmonid spawning and nursery streams. *Ecohydrology* **6**: 380–392. DOI:10.1002/eco.1291
- Institute of Hydrology. 1980. *Low flow studies*. Institute of Hydrology Research Report 1. Wallingford, UK: Institute of Hydrology.
- IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, DOI:10.1017/CBO9781107415324.
- Jeppesen E, Iversen TM. 1987. Two simple models for estimating daily mean water temperatures and diel variations in a Danish low gradient stream. *Oikos* **49**(2): 149-155.

- Johansson J, Bolmgren K, Jonzén N. 2013. Climate change and the optimal flowering time of annual plants in seasonal environments. *Global Change Biology* **19**: 197-207.
- Johnson SL. 2004. Factors influencing stream temperatures in small streams: substrate effects and a shading experiment. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* **61**: 913–923.
- Johnson MF, Wilby RL, Toone JA. 2014. Inferring air–water temperature relationships from river and catchment properties. *Hydrological Processes* **28**: 2912–2928. DOI: 10.1002/hyp.9842
- Kelleher C, Wagener T, Gooseff M, McGlynn B, McGuire K, Marshall L. 2012. Investigating controls on the thermal sensitivity of Pennsylvania streams. *Hydrological Processes* **26**: 771–785. DOI: 10.1002/hyp.8186
- Kim KS, Chapra SC. 1997. Temperature model for highly transient shallow streams. *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE* **123**: 30–40.
- Kinouchi T, Yagi H, Miyamoto M. 2007. Increase in stream temperature related to anthropogenic heat input from urban wastewater. *Journal of Hydrology* **335**: 78–88. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.11.002 Mackey
- Knighton D. 1998. Fluvial forms and processes: a new perspective. John Wiley and Sons, New York, NY.
- Krajewski WF, Kraszewski AK, Grenney WJ. 1982. A graphical technique for river water temperature predictions. *Ecological Modelling* **17**: 209-2224.
- Kramer DL, McClure M. 1982. Aquatic surface respiration, a widespread adaptation to hypoxia in tropical freshwater fishes. *Environmental Biology of Fishes* **7**: 47-55.
- Lalot E, Curie F, Wawrzyniak V, Schomburgk S, Piégay H, Moatar F. 2014. Using satellite infrared thermal images to characterize and quantify the groundwater discharge from the Beauce aquifer to the middle Loire River. Submitted
- Lamouroux N, Capra H. 2002. Simple predictions of instream habitat model outputs for target fish populations. *Freshwater Biology* **47**: 1543-1556.
- Lamouroux N, Pella H, Vanderbecq A, Sauquet E, Lejot J. 2010. Estimkart 2.0: Une plate-forme de modèles écohydrologiques pour contribuer à la gestion des cours d'eau à l'échelle des bassins français. Version provisoire. Cemagref – Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse – Onema210.
- Langan SJ, Johnston L, Donaghy MJ, Youngson AF, Hay DW, Soulsby C. 2001. Variation in river water temperatures in an upland stream over a 30-year period. *Science of the Total Environment* **265**: 195–207.
- Larnier K, Roux H, Dartus D, Croze O. 2010. Water temperature modeling in the Garonne River (France). *Knowledge and Management of Aquatic Ecosystems* **398**(04): 20p.
- Lassalle G, Rochard E. 2009. Impact of twenty-first century climate change on diadromous fish spread over Europe, North Africa and the Middle East. *Global Chang Biol* **15**:1072–89.
- Leach JA, Moore RD. 2014. Winter stream temperature in the rain-on-snow zone of the Pacific Northwest: influences of hillslope runoff and transient snow cover. *Hydrology and Earth Systems Science* **18**: 819-838, doi:10.5194/hess-18-819-2014.

- Li GY, Jackson CR, Kraseski KA. 2012. Modeled riparian stream shading: agreement with field measurements and sensitivity to riparian conditions. *Journal of Hydrology* **428**: 142–151 DOI:10.1016/j.jhydrol.2012.01.032
- Loheide SP, Gorelick SM. 2006. Quantifying stream-aquifer interactions through analysis of remotely sensed thermographic profiles and in situ temperature records. *Environmental Science and Technology* **40**: 3336–3341.
- Loinaz MC, Davidsen HK, Butts M, Bauer-Gottwein P. 2013. Integrated flow and temperature modeling at the catchment scale. *Journal of Hydrology* **495**: 238–251.
- MacDonald RJ, Boon S, Byrne JM, Silins U. 2014. A comparison of surface and subsurface controls on summer temperature in a headwater stream. *Hydrological Processes* **28**: 2338–2347. DOI: 10.1002/hyp.9756
- Malcolm IA, Soulsby C, Youngson AF, Hannah DM, McLaren IS, Thorne A. 2004b. Hydrological influences on hyporheic water quality: implications for salmon survival. *Hydrological Processes* **18**: 1543–1560.
- Malcolm IA, Soulsby C, Hannah DM, Bacon PJ, Youngson AF, Tetzlaff D. 2008. The influence of riparian woodland on stream temperatures: implications for the performance of juvenile salmonids. *Hydrological Processes* **22**: 968–979. DOI: 10.1002/hyp.6996
- Marcé R, Armengol J. 2008. Modelling river water temperature using deterministic, empirical, and hybrid formulations in a Mediterranean stream. *Hydrological Processes* **22**: 3418–3430.
- Martin JC. 1999. Piézométrie de la nappe de Beauce. Bilan du réseau piézométrique. Etat corrigé de hautes eaux 1986. Rap. BRGM R 40379, 89p. 32 fig., 6 tabl., 1 pl., 3 ann.
- Milner AM, Brittain JE, Castella E, Petts GE. 2001. Trends of macroinvertebrate community structure in glacier-fed rivers in relation to environmental conditions: a synthesis. *Freshwater Biology* **46**: 1833–1847.
- Moatar F, Miquel J, Poirel A. 2001. A quality-control method for physical and chemical monitoring data. Application to dissolved oxygen levels in the River Loire (France). *Journal of Hydrology* **252**: 25–36.
- Moatar F, Gailhard J. 2006. Water temperature behaviour in the River Loire since 1976 and 1881. *C.R. Geosciences* **338**: 319–328.
- Moatar F, Meybeck M, Poirel A. 2009. Variabilité journalière de la qualité des rivières et son incidence sur la surveillance à long terme : exemple de la Loire moyenne. Daily variability and its implication on long term river water quality surveys: the Middle Loire example. *La Houille Blanche* **4**: 91–99.
- Moatar F, Ducharne A, Thiéry D, Bustillo V, Sauquet E, Vidal JP. 2010. La Loire à l'épreuve du changement climatique. *Géosciences* **12**: 78–87. <http://www.brgm.fr/dcenewsFile?ID=1306>
- Mohseni O, Stefan HG, Erickson TR. 1998. A non-linear regression model for weekly stream temperatures. *Water Resources Research* **34**(10): 2685–2693.
- Mohseni O, Stefan HG. 1999. Stream temperature/air temperature relationship: a physical interpretation. *Journal of Hydrology* **218**: 128–141.
- Monteil C. 2011. Estimation de la contribution des principaux aquifères du bassin versant de la Loire au fonctionnement hydrologique du fleuve à l'étiage. Thèse, Mines Paris Tech.

- Moore RD, Sutherland P, Gomi T, Dhakal A. 2005. Thermal regime of a headwater stream within a clear-cut, coastal British Columbia, Canada. *Hydrological Processes* **19**: 2591-2608.
- Moore RD, Leach JA, Knudson JM. 2014. Geometric calculation of view factors for stream surface radiation modelling in the presence of riparian forest. *Hydrological Processes* **28**: 2975–2986. DOI: 10.1002/hyp.9848
- Mosley MP. 1982. New Zealand River Temperature Regimes, Water and Soil Miscellaneous Publication No. **36**. Water and Soil Division Ministry of Works and Development for the National Water and Soil Conservation Organisation: Christchurch.
- Norton EG, Bradford A. 2009. Comparison of two stream temperature models and evaluation of potential management alternatives for the Speed River, Southern Ontario. *Journal of environmental Management* **90**: 866-878.
- Novotny V, Krenkel PA. 1973. Simplified mathematical model of temperature changes in rivers. *Journal of the Water Pollution Control Federation* **45**(2): 240-248.
- O’Driscoll MA, DeWalle DR. 2006. Stream-air temperature relations to classify stream-ground water interactions in a karst setting, central Pennsylvania, USA. *Journal of Hydrology* **329**: 140–153.
- Ouellet V, Secretan Y, St-Hilaire A, Morin J. 2014a. Daily averaged 2D water temperature model for the St. Lawrence River. *River Research and Applications* **30**: 733–744. DOI: 10.1002/rra.2664
- Ouellet V, Secretan Y, St-Hilaire A, Morin J. 2014b. Water temperature modelling in a controlled environment: comparative study of heat budget equations. *Hydrological Processes* **28**: 279–292. DOI: 10.1002/hyp.9571
- Pagé C, Terray L, Boé J. 2008. Projections climatiques à échelle fine sur la France pour le 21^{ème} siècle : les scénarii SCRATCH08. Technical Report *TR/CMGC/08/64*, CERFACS, Toulouse, France. http://www.cerfacs.fr/globc/publication/technicalreport/2008/report_scenarios.pdf.
- Pimm SL, Jenkins CN, Abell R, Brooks TM, Gittleman JL, Joppa LN, Raven PH, Roberts CM, Sexton JO. 2014. The biodiversity of species and their rates of extinction, distributions and protection. *Science* **344**: 6187.
- Poirel A, Lauters F, Desaint B. 2008. 1977-2006 : Trente années de mesures des températures de l’eau dans le Bassin du Rhône. *Hydroécologie Appliquée* **16**: 191-213.
- Poirel A, Gailhard J, Capra H. 2009. Influence de la gestion des barrages-réservoirs sur la température de l’eau. Exemple d’application au bassin versant de l’Ain. Proceedings SHF : Etiages, Sécheresses, Canicules rares, et leurs impacts sur les usages de l’eau. 8-9 Octobre 2009, Lyon, 8 p.
- Poole GC, Berman CH. 2001. An Ecological Perspective on In-Stream Temperature: Natural Heat Dynamics and Mechanisms of Human-caused Thermal Degradation. *Environmental Management* **24**(6) : 787-802.
- Poulin M. 1980. Modélisation du comportement thermique des cours d'eau, application au Rhin, Thèse de Docteur-Ingénieur, Université Pierre et Marie Curie et Ecole des Mines de Paris, Paris, 144 pp + annexes.
- Quintana-Seguí P, Le Moigne P, Durand Y, Martin E, Habets F, Baillon M, Canellas C, Franchisteguy L, Morel S. 2008. Analysis of Near Surface Atmospheric Variables: Validation of the SAFRAN analysis over France. *J. App. Met. Clim.* **47**: 92-107. DOI:10.1175/2007JAMC1636.1.

- Raphael JM. 1962. Prediction of temperature in rivers and reservoirs. *Journal of the Power Division* **88**(2): 157-181.
- Selker JS, Thévenaz L, Huwald H, Mallet A, Luxemburg W, van de Giesen N, Stejskal M, Zeman J, Westhoff M, Parlange MB. 2006. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resources Research* **42**: W12202, DOI:10.1029/2006WR005326.
- Sharma S, Jackson DA, Minns CK, Shuter BJ. 2007. Will northern fish populations be in hot water because of climate change? *Global Change Biology* **13**: 2052-2064 DOI: 10.1111/j.1365-2486.2007.01426.x
- Silliman SE, Booth DF. 1993. Analysis of time series measurements of sediment temperature for identification of gaining vs. losing portions of Juday Creek, Indiana. *Journal of Hydrology* **146**: 131–148.
- Sinokrot BA, Stefan HG. 1993. Stream temperature dynamics: measurement and modelling. *Water Resources Research* **29**: 2299-2312.
- Sinokrot BA, Stefan HG. 1994. Stream water temperature sensitivity to weather and bed parameters. *American Society of Civil Engineers, Journal of Hydraulic Engineering* **120**: 722–736.
- Sinokrot BA, Stefan HG, McCormick JH, Eaton JG. 1995. Modeling of climate change effects on stream temperature and fish habitats below dams and near groundwater inputs. *Climatic Change* **30**: 181-200.
- Smith JWN. 2005. Groundwater–surface water interactions in the hyporheic zone. *Environment Agency Science report SC030155/1*. Environment Agency, Bristol, UK.
- Sridhar V, Sansone AL, LaMarche J, Dubin T, Lettenmaier DP. 2004. Prediction of stream temperature in forested watersheds. *Journal of the American Water Resources Association* **40**: 197-211.
- St-Hilaire A, Morin G, El-Jabi N, Caissie D. 2000. Water temperature modeling in a small forested stream: implication of forest canopy and soil temperature. *Can. J. Civ. Eng.* **27**: 1095-1108.
- St-Hilaire A, Morin G, El-Jabi N, Caissie D. 2003. Sensitivity analysis of a deterministic water temperature model to forest canopy and soil temperature in Catamaran Brook (NewBrunswick,Canada). *Hydrological Processes* **17**: 2033–2047.
- Styc Q, 2014. Développement d'une méthodologie permettant de déterminer l'influence de l'ombrage sur la température de l'eau, Rapport de stage 3^{ème} année de Licence Sciences de la Terre, Université de Tours, Laboratoire GÉHCO Tours.
- Story A, Moore RD, Macdonald JS. 2003. Stream temperatures in two shaded reaches below cut blocks and logging roads: downstream cooling linked to subsurface hydrology. *Canadian Journal of Forest Research* **33**: 1383–1396.
- Studinski JM, Hartman KJ, Niles JM, Keyser P. 2012. The effects of riparian forest disturbance on stream temperature, sedimentation, and morphology. *Hydrobiologia* **686**(1): 107-117
- Souchon Y, Andriamahéfa H, Cohen P, Breil P, Pella H, Lamouroux N, Malavoi JR, Wasson JG. 2000. Régionalisation de l'habitat aquatique dans le bassin de la Loire. Synthèse Cemagref, 261 p.
- Sun N, Yearsley J, Voisin N, Lettenmaier DP. 2014. A spatially distributed model for the assessment of land use impacts on stream temperature in small urban watersheds, *Hydrological Processes* DOI: 10.1002/hyp.10363

- Tague C, Farrell M, Grant G, Lewis S, Rey S. 2007. Hydrogeologic controls on summer stream temperatures in the McKenzie River basin, Oregon. *Hydrological Processes* **21**: 3288-3300.
- Theurer FD, Voos KA, Miller WJ. 1984. Instream water temperature model, Instream Flow Information Paper 16, FWS/OBS-84/15, U. S. Fish and Wildlife Service, Western Energy and Land Use Team, Washington, D. C.
- Thiéry D. 1988. Forecast of changes in piezometric levels by a lumped hydrological model. *Journal of Hydrology* **97**: 129-148.
- Thiéry D, Moutzopoulos C. 1995. - Un modèle hydrologique spatialisé pour la simulation de très grands bassins : le modèle EROS formé de grappes de modèles globaux élémentaires. In : VIIIèmes journées hydrologiques de l'ORSTOM "Régionalisation en hydrologie, application au développement", Le Barbé et E. Servat (Eds.), ORSTOM Editions, pp. 285-295.
- Tillack A, Clasen A, Kleinschmit B, Förster M. 2014. Estimation of the seasonal leaf area index in an alluvial forest using high-resolution satellite-based vegetation indices. *Remote Sensing Environment* **141** : 52–63.
- Tisseuil C, Vrac M, Grenouillet G, Wade AJ, Gevrey M, Oberdorff T, Grodwohl JB, Lek S. 2012. Strengthening the link between climate, hydrological and species distribution modeling to assess the impacts of climate change on freshwater biodiversity. *Science of the Total Environment* **424**: 193-201.
- Tissot L, Souchon Y. 2010. Synthèse des tolérances thermiques des principales espèces de poissons des rivières et fleuves de plaine de l'ouest européen. *Hydroécologie Appliquée* **17**: 17-76.
- Todd DK., *Groundwater Hydrology*, John Wiley, Hoboken, N. J., 1980.
- Tonina D, Buffington JM. 2009. Hyporheic exchange in mountain rivers I: Mechanics and environmental effects. *Geography Compass* **3**(3): 1063-1086.
- Torgersen CE, Faux RN, McIntosh BA, Poage NJ, Norton DJ. 2001. Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams. *Remote Sensing of Environment* **76**: 386–398.
- Tyler SW, Selker JS, Hausner MB, Hatch CE, Torgersen T, Thodal CE, Schladow SG. 2009. Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiber-optic methods. *Water Resources Research* **45**: W00D23. DOI:10.1029/2008WR007052.
- Valette L, Piffady J, Chandesris A, Souchon Y. 2012. SYRAH-CE : description des données et modélisation du risque d'altération de l'hydromorphologie des cours d'eau pour l'Etat des lieux DCE. Rapport final, Pôle Hydroécologie des cours d'eau Onema-Irstea Lyon, MALY-LHQ, juillet 2012; 104.
- van Vliet MTH, Ludwig F, Zwolsman JGG, Weedon GP, Kabat P. 2011. Global river temperatures and sensitivity to atmospheric warming and changes in river flow. *Water Resources Research* **47**: W02544. DOI:10.1029/2010WR009198.
- van Vliet MTH, Yearsley JR, Franssen WHP, Ludwig F, Haddeland I, Lettenmaier DP, Kabat P. 2012a. Coupled daily streamflow and water temperature modelling in large river basins. *Hydrology and Earth System Sciences* **16**: 4303–4321.
- van Vliet MTH, Franssen WSP, Yearsley JR, Ludwig F, Haddeland I, Lettenmaier DP, Kabat P. 2013. Global river discharge and water temperature under climate change. *Global Environmental Change* **23**: 450-464. DOI: 10.1016/j.gloenvcha.2012.11.002

- Vidal JP, Martin É, Baillon M, Franchistéguy L, Soubeyroux JM. 2010. A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology* **30**(11): 1627-1644. DOI: 10.1002/joc.2003
- Vogt T, Schneider P, Hahn-Woernle L, Cirpka OA. 2010. Estimation of seepage rates in a losing stream by means of fiber-optic high-resolution vertical temperature profiling. *Journal of Hydrology* **380**: 154-164.
- Walther GR, Post E, Convey P, Menzel A, Parmesan C, Beebee TJC, Fromentin JM, Hoegh-Guldberg O, Bairlein F. 2002. Ecological responses to recent climate change. *Nature* **416**: 389-395
- Wawrzyniak V. 2012. Etude multi-échelle de la température de surface des cours d'eau par imagerie infrarouge thermique : exemples dans le bassin du Rhône. Thèse, université Jean-Moulin, Lyon 3.
- Webb BW, Walling DE. 1986. Spatial variation of water temperature characteristics and behaviour in a Devon river system. *Freshwater Biology* **16**: 585–608.
- Webb BW, Walling DE. 1993a. Temporal variability in the impact of river regulation on thermal regime and some biological implications. *Freshwater Biology* **29**: 167–182.
- Webb BW, Zhang Y. 1997. Spatial and seasonal variability in the components of the river heat budget. *Hydrological Processes* **11**: 79–101.
- Webb BW, Walling DE. 1997. Complex summer water temperature below a UK regulating reservoir. *Regulated Rivers Research & Management* **13**: 463–477.
- Webb BW, Zhang Y. 1999. Water temperatures and heat budgets in Dorset chalk water courses. *Hydrological Processes* **13**: 309–321.
- Webb BW, Clack PD, Walling DE. 2003. Water–air temperature relationships in a Devon river system and the role of flow. *Hydrological Processes* **17**: 3069–3084. DOI: 10.1002/hyp.1280
- Webb BW, Walsh AJ. 2004. Changing UK river temperatures and their impact on fish populations. In *Hydrology: Science and Practice for the 21st Century*, Vol. II, (Proceedings of the British Hydrological Society International Conference, Imperial College, London, July 2004), Webb B, Acreman M, Maksimovic C, Smithers H, Kirby C (eds). British Hydrological Society London, UK; 177–191.
- Webb BW, Zhang Y. 2004. Inter-annual variability in the non-advective heat energy budget of Devon streams and rivers. *Hydrological Processes* **18**: 2117–2146.
- Webb BW, Crisp DT. 2006. Afforestation and stream temperature in a temperate maritime environment. *Hydrological Processes* **20**: 51–66.
- Webb BW, Nobilis F. 2007. Long-term changes in river temperature and the influence of climatic and hydrological factors. *Hydrological Sci. J.* **52**: 74–85.
- Webb BW, Hannah DM, Dan Moore R, Brown LE, Nobilis F. 2008. Recent advances in stream and river temperature research. *Hydrological Processes* **22**: 902–918. DOI: 10.1002/hyp.6994
- Westhoff MC, Savenije HHG, Luxemburg WMJ, Stelling GS, van de Giesen NC, Selker JS, Pfister L, Uhlenbrook S. 2007. A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **11**: 1469–1480.
- Wetzel RG. 2001. *Limnology, lake and river ecosystems*, Third edition. Academic Press, London.

- WLDelft, 2011. Delft3D User and Technical Support Manuals. <<http://oss.deltares.nl/web/hydrodynamics/rivers>> .
- Younus Y, Hondzo M, Engel BA. 2000. Stream temperature dynamics in upland agricultural watersheds. *Journal of Environmental Engineering-ASCE* **126**: 518–526.
- Yearsley JR. 2009. A semi-Lagrangian water temperature model for advection-dominated river systems. *Water Resources Research* **45**: W12405 DOI:10.1029/2008WR007629.
- Yearsley JR. 2012. A grid-based approach for simulating stream temperature. *Water Resources Research* **48**: W03506.
- Zhang X, Vincent LA, Hogg WD, Niitsoo A. 2000. Temperature and precipitation trends in Canada during the 20th century. *Atmosphere-Ocean* **38**(3): 395–429.
- Zhang CL, Zou XY, Gong JR., Liu LY, Liu YZ. 2004. Aerodynamic roughness of cultivated soil and its influences on soil erosion by wind in a wind tunnel. *Soil and Tillage Research* **75**: 53–59
- Zwieniecki MA, Newton M. 1999. Influence of streamside cover and stream features on temperature trends in forested streams of Western Oregon. *Western Journal of Applied Forestry* **14**: 106–113.

Annexes

Annexe 1 : Période de suivi et caractéristiques hydroclimatiques et géomorphologiques des stations RNT « période 2008-2012 »

Synthèse des informations morphologiques associées à chaque station

Code station	ID	Localisation	Ordre de Strahler	Surface du BV(km ²)	Altitude (m IGN69)	Distance à la source (km)	Pente du tronçon principal (%)
03ACO01	1588	ACOLIN à THIEL-SUR-ACOLIN	3	68	240	11,6	0,1
42AIX01	2333	AIX à SAINT-GEORGES-DE-BAROILLE	5	347	323	54,6	0,1
15ALA01	1803	ALAGNON à JOURSAC	5	300	734	31,0	8,2
58ALE01	2580	ALENE à LUZY	3	22	282	7,9	10,2
15ALL01	1802	ALLANCHE ou COURBIERES + PRADIER	3	13	1120	7,1	29,7
36ANG01	2218	ANGLIN à MAUVIERES	5	64	85	72,1	0,9
63ANN01	2653	ANCE DU NORD à SAUVESSANGES	4	175	783	37,1	4,4
43ANN02	2344	ANCE-DU-NORD à BEAUZAC	4	510	448	76,4	2,3
43ANS01	2347	ANCE-DU-SUD à SAINT-PREJET-D'ALLIER	4	116	845	30,5	7,8
45ARD01	2373	ARDOUX à CLERY-SAINT-ANDRE	3	128	90	25,3	1,8
18ARN01	1862	ARNON à MEREAU	5	2167	101	143,0	1,4
53ARO01	2499	ARON à MOULAY	4	179	83	34,6	6,4
58ARO02	2582	ARON à VERNEUIL	6	1471	194	89,2	0,1
71ARR01	2800	ARROUX à AUTUN	5	677	288	50,2	1,0
71ARR02	2801	ARROUX à LAIZY	5	1306	276	63,9	0,8
71ARR03	2804	ARROUX à RIGNY-SUR-ARROUX	5	2222	233	122,5	0,1
87AUE01	3027	AURENCE à AIXE-SUR-VIENNE	4	91	201	27,4	7,2
03AUM01	1600	AUMANCE à COSNE-D'ALLIER	5	401	223	32,2	0,1
03AUM02	1602	AUMANCE à HERISSON	6	915	180	62,6	1,2
72AUN01	2811	AUNE à PONTVALLAIN	4	156	41	20,2	1,4
18AUO01	1856	AURON à BOURGES	5	466	130	69,8	0,8
87AXE01	3028	AIXETTE à AIXE-SUR-VIENNE	4	159	209	23,6	5,1
45BEC01	2366	BEC D'ABLE à SULLY-SUR-LOIRE	4	140	113	14,2	1,5
63BED01	2661	BEDAT à SAINT-LAURE	5	340	299	34,9	0,4
86BEN01	3013	BENAIZE à THOLLET	4	32	120	49,9	4,0
03BES01	1586	BESBRE à SAINT-PRIX	5	373	298	46,4	0,1
03BES02	1587	BESBRE à DOMPIERRE-SUR-BESBRE	5	877	221	97,0	0,1
03BIE01	1597	BIEUDRE à POUZY-MESANGY	4	156	192	32,6	2,0
86BLO01	3001	PETITE BLOURDE à PERSAC	4	99	78	24,9	2,9
03BOB01	1592	BOUBLE à CHAREIL-CINTRAT	5	634	244	59,3	2,6
86BOI01	3006	BOIVRE à POITIERS	3	163	70	42,9	1,7
71BOR01	2803	BOURBINCE à VITRY-EN-CHAROLLAIS	5	834	236	73,1	0,1
41BOU01	2321	BOULON à MAZANGE	4	74	73	23,4	0,1
36BOZ01	2214	BOUZANNE à VELLES	4	442	128	58,0	0,9
72BRA01	2808	BRAYE à VIBRAYE	3	64	109	28,3	1,9
41BRA02	2322	BRAYE à SOUGE	4	351	58	70,7	0,6
87BRI01	3026	BRIANCE à CONDAT-SUR-VIENNE	5	545	207	55,9	1,5
87BRM01	3036	BROME à ORADOUR-SAINT-GENEST	4	235	165	52,6	3,0
58CAN01	2581	CANNE à SAINT-GRATIEN-SAVIGNY	4	180	204	45,2	0,6
48CHA01	2426	CHAPEAUROUX à PIERREFICHE	4	132	1067	28,7	3,3
23CHE01	1934	CHER à CHAMBONCHARD	4	332	356	33,9	8,7
03CHE02	1599	CHER à VALLON-EN-SULLY	6	2202	172	125,5	0,9
18CHE03	1852	CHER à BRUERE-ALLICHAMPS	7	4141	146	171,2	0,1
18CHE04	1853	CHER à FOECY	7	4509	100	233,5	0,6
41CHE05	2319	CHER à SAINT-AIGNAN	7	12759	65	318,0	1,4
37CHE06	2222	CHER à SAVONNIERES	7	13715	40	390,2	0,2
86CLA01	3003	CLAIN à ANCHE	5	553	99	70,0	0,9
69COI01	2760	COISE à LARAJASSE	3	41	549	10,7	11,6
87COM01	3020	COMBADE à SAINT-DENIS-DES-MURS	4	150	295	40,7	0,1
28CON01	2028	CONIE à DONNEMAIN-SAINT-MAMES	2	3589	110	40,2	0,3
61COR01	2632	CORBIONNE à BRETONCELLES	3	138	120	21,7	3,1

Code station	ID	Localisation	Ordre de Strahler	Surface du BV(km ²)	Altitude (m IGN69)	Distance à la source (km)	Pente du tronçon principal (%)
49COU01	2432	COUASNON à GEE	4	199	20	31,9	1,3
63COZ01	2656	COUZE PAVIN à SAINT-DIERY	4	81	636	20,9	4,9
23CRE01	1941	CREUSE à GLENIC	5	948	307	84,3	2,3
23CRE02	1942	CREUSE à FRESSELINES	5	1190	205	118,1	1,6
36CRE03	2215	CREUSE à RIVARENNES	6	3306	90	168,5	0,2
43DES01	2348	DESGES à DESGES	4	94	700	17,5	16,2
45DHU01	2370	DHUY à SANDILLON	3	174	98	23,6	0,9
63DOR01	2662	DORE à DORE-L'EGLISE	4	98	593	25,7	4,9
63DOR02	2665	DORE à OLLIERGUES	5	782	420	81,3	10,4
63DOR03	2666	DORE à DORAT	5	1513	280	119,9	2,1
71DRE01	2799	DREE à SAINT-LEGER-DU-BOIS	4	179	308	27,1	1,8
43DUN01	2342	DUNIERES à DUNIERES	4	147	739	21,7	3,6
86ENV01	3011	ENVIGNE à CHATELLERAULT-THURE	4	481	49	28,7	1,9
53ERN01	2500	ERNEE à LARCHAMP	4	59	129	14,4	2,9
53ERV01	2494	ERVE à CHAMMES	4	78	81	24,4	3,8
37ESV01	2230	ESVES à LIGUEIL	4	110	65	20,4	1,3
87GAR01	3032	GARTEMPE à BESSINES-SUR-GARTEMPE	5	592	250	77,8	2,0
87GAR02	3035	GARTEMPE à SAINT-BONNET-DE-BELLAC	5	1379	150	120,0	2,0
86GAR03	3015	GARTEMPE à LA ROCHE POSAY	6	2041	58	201,8	0,1
87GLA01	3030	GLANE à ORADOUR-SUR-GLANE	4	154	246	23,7	0,1
87GOR01	3031	GORRE à ROCHECHOUART	4	209	192	29,0	3,3
61HUI01	2631	HUISNE à CONDEAU	5	512	113	55,5	0,8
72HUI02	2818	HUISNE à AVEZE	5	1170	88	90,0	0,8
72HUI03	2819	HUISNE à LE MANS	5	2381	46	157,6	1,1
37IND01	2224	INDRE à SAINT-HIPPOLYTE	5	1797	79	172,5	0,1
37IND02	2226	INDRE à LIGNIERES-DE-TOURAINNE	6	3233	38	262,0	0,2
03JOL01	1590	JOLAN à CUSSET	3	55	313	22,0	15,8
49LAY01	2441	LAYON à CLERE-SUR-LAYON	3	25	83	8,0	4,4
71LOE01	2805	LOIRE à LA MOTTE-SAINT-JEAN	7	12563	225	342,6	0,1
18LOE02	1849	LOIRE à SAINT-SATUR	8	34296	146	513,0	0,1
41LOE03	2307	LOIRE à MUIDES-SUR-LOIRE	8	38315	74	678,4	0,5
37LOE04	2221	LOIRE à VILLANDRY	8	42668	40	772,4	0,1
49LOE05	2430	LOIRE à SAINT-MATHURIN-SUR-LOIRE	8	84812	20	846,2	0,5
49LOE06	2444	LOIRE à MONTJEAN-SUR-LOIRE	8	110171	10	891,9	0,1
28LOI01	2029	LOIR à ST DENIS LES PONTS - Aval CHATEAUDUN	5	4545	104	15,2	0,5
41LOI02	2320	LOIR à NAVEIL	5	5233	77	130,3	0,4
49LOI03	2434	LOIR à LEZIGNE	5	7986	20	283,2	1,7
79MAD01	2895	MADOIRE à SANZAY	3	84	82	20,3	5,4
49MAI01	2440	MAINE à BOUCHEMAINE	7	22307	16	335,8	0,1
23MAU01	1937	MAULDE à SAINT-MARTIN-CHATEAU	4	118	427	30,5	16,3
53MAY01	2495	MAYENNE à AMBRIERES-LES-VALLEES	6	771	100	61,6	2,3
53MAY02	2503	MAYENNE à LOIGNE-SUR-MAYENNE	6	3837	30	148,7	0,1
71MES01	2802	MESVRIN à SAINT-SYMPHORIEN-DE-MARMAGNE	4	80	295	23,1	3,0
63MOR01	2660	MORGE à MONTCEL	4	122	371	28,0	9,1
36NAH01	2207	NAHON à SELLES-SUR-NAHON	3	36	124	7,8	1,0
58NIE01	2584	NIEVRE à DOMPIERRE-SUR-NIEVRE	3	93	231	13,7	2,8
58NIE02	2585	NIEVRE à COULANGES-LES-NEVERS	4	523	183	48,3	0,1
58NOH01	2588	NOHAIN à SAINT-MARTIN-SUR-NOHAIN	3	257	153	38,1	1,4
45NOT01	2365	NOTREURE à CERNOY-EN-BERRY	2	45	159	16,0	2,8
03OEI01	1601	OEIL à VILLEFRANCHE-D'ALLIER	5	277	233	36,6	1,2
72ORN01	2815	ORNE SAOSNOISE à BALLON	5	361	55	44,1	0,1
53OUD01	2504	OUDON à COSSE-LE-VIVIEN	4	159	56	27,2	2,4
28OZA01	2027	OZANNE à DAMPIERRE-SOUS-BROU	4	139	150	20,0	1,6
86OZO01	3010	OZON DE CHENEVELLES à ARCHIGNY	2	28	100	7,0	3,8
23PCR01	1943	PETITE CREUSE à MALLERET-BOUSSAC	4	258	305	30,7	3,6
23PCR02	1945	PETITE CREUSE à FRESSELINES	5	932	206	94,2	5,9
18PSA01	1865	PETITE SAULDRE à MENETREOL-SUR-SAUDRE	5	315	140	46,9	1,6
03QUE01	1595	QUEUNE à SOUVIGNY	4	102	229	17,9	1,1
03RDN01	1585	ROUDON à SALIGNY-SUR-ROUDON	3	77	230	22,0	2,4

Annexe 1. Stations RNT

Code station	ID	Localisation	Ordre de Strahler	Surface du BV(km ²)	Altitude (m IGN69)	Distance à la source (km)	Pente du tronçon principal (%)
36REN01	2206	RENON à PARPECAY	4	282	85	31,1	1,3
37ROU01	2223	ROUMER à LANGEAIS	3	77	52	20,2	0,1
41SAL01	2316	SAULDRE à SALBRIS	5	1097	101	115,2	0,7
41SAL02	2318	SAULDRE à PRUNIERES-EN-SOLOGNE	5	2144	80	165,6	0,5
63SAN01	2671	SAUNADE à LANDOGNE	4	71	581	18,8	10,1
61SAR01	2628	SARTHE à MOULINS-LA-MARCHE	3	19	179	5,3	3,0
61SAR02	2629	SARTHE à ALENCON	5	748	132	62,2	0,9
23SED01	1946	SEDELLE à CROZANT	5	244	198	35,4	14,7
87SEM01	3033	SEMME à DROUX	4	181	190	47,5	4,8
43SEN01	2350	SENOUIRE à SAINT-PAL-DE-SENOUIRE	4	67	828	24,2	14,1
03SIC01	1589	SICHON à FERRIERES-SUR-SICHON	3	29	536	11,5	26,1
63SIO01	2668	SIOULE à MONTFERMY	5	449	553	49,6	4,4
63SIO02	2672	SIOULE à LISSEUIL	6	1328	367	95,2	0,6
03SIO03	1593	SIOULE à CONTIGNY	6	2533	225	164,9	1,4
63SIT01	2669	SIOULET à COMBRAILLES	4	175	613	21,8	4,0
71SOM01	2807	SOMME à CRESSY-SUR-SOMME	4	104	250	22,1	3,8
71SOR01	2797	SORNIN à SAINT-MAURICE-LES-CHATEAUNEUF	4	164	292	30,8	6,7
23TAR01	1935	TARDES à SAINT-ORADOUX-PRES-CROCQ	3	25	637	7,1	3,8
23TAU01	1938	TAURION à GENTIOUX-PIGEROLLES	2	6	739	2,6	8,9
23TAU02	1939	TAURION à SAINT-HILAIRE-LE-CHATEAU	5	339	440	42,8	4,1
71TER01	2798	TERNIN à CHISSEY-EN-MORVAN	4	182	351	25,9	4,6
79THA01	2891	THOUARET à LUZAY	4	367	59	46,4	2,4
79THO01	2890	THOUET à SAINT-LOUP-LAMAIRE	5	527	81	52,4	2,4
49THO02	2429	THOUET à CHACE	6	3281	30	133,4	0,1
72TUS01	2809	TUSSON à EVAILLE	2	8	119	8,4	3,8
53VAR01	2496	VARENNE à SOUCE	5	593	103	50,6	1,0
53VAU01	2493	VAUDELLE à SAINT-GERMAIN-DE-COULAMER	3	51	130	15,9	7,6
72VEG01	2821	VEGRE à EPINEU-LE-CHEVREUIL	4	202	73	35,1	0,5
19VIE01	1892	VIENNE à SAINT-SETIERS	3	22	755	4,7	13,9
87VIE02	3021	VIENNE à ROYERES	5	1148	250	92,1	12,6
87VIE03	3023	VIENNE à LE PALAIS-SUR-VIENNE	6	2300	226	113,8	0,1
87VIE04	3029	VIENNE à SAINT-PRIEST-SOUS-AIXE	6	3279	186	140,9	0,1
86VIE05	3002	VIENNE à VALDIVIENNE	6	5896	65	261,2	0,3
37VIE06	2231	VIENNE à L'ILE-BOUCHARD	7	20295	35	345	0,1
87VIN01	3034	VINCOU à THOURON	3	80	311	17,3	12,4
86VON01	3004	VONNE à JAZENEUIL	4	479	105	42,9	0,9
03VOU01	1584	VOUZANCE à NEUILLY-EN-DONJON	3	60	269	15,3	0,9

Période de suivi de la température de l'eau des stations RNT entre 2008 et 2012 :

Code station	ID	Localisation	2008	2009	2010	2011	2012
03ACO01	1588	ACOLIN à THIEL-SUR-ACOLIN	11-12	1-12	1-12	1-12	1-12
42AIX01	2333	AIX à SAINT-GEORGES-DE-BAROILLE	10-12	1-10			
15ALA01	1803	ALAGNON à JOURSAC	9-12	1-12	1-12	1-12	1-12
58ALE01	2580	ALENE à LUZY	11-12	1-12	1-12	1-12	1 / 3-12
15ALL01	1802	ALLANCHE ou COURBIERES + PRADIERS	9-12	1-12	1-12	1-10	
36ANG01	2218	ANGLIN à MAUVIERES	8-12	1-12	1-12	1-8	
63ANN01	2653	ANCE DU NORD à SAUVESSEANGES	11-12	3-12	3-11	2-12	3-12
43ANN02	2344	ANCE-DU-NORD à BEAUZAC		10-12	1-8	5-12	1-8
43ANS01	2347	ANCE-DU-SUD à SAINT-PREJET-D'ALLIER		10-12	3-7	5-12	1-6
45ARD01	2373	ARDOUX à CLERY-SAINT-ANDRE	9-12	1-4			
18ARN01	1862	ARNON à MEREAU	7-12	1-12	1-12	1-10	7-12
53ARO01	2499	ARON à MOULAY		5-12	1-12	1-8	
58ARO02	2582	ARON à VERNEUIL		4-12	1-12	1-12	1 / 3-12
71ARR01	2800	ARROUX à AUTUN	12	2-3			
71ARR02	2801	ARROUX à LAIZY	12	2-12	1-3 / 11-12	1-12	1 / 3-12
71ARR03	2804	ARROUX à RIGNY-SUR-ARROUX		2-12	1-12	1-12	1-9
87AUE01	3027	AURENCE à AIXE-SUR-VIENNE	10-12	1-11	8-12		
03AUM01	1600	AUMANCE à COSNE-D'ALLIER	10-12	1-12	1-12	1-12	1-12
03AUM02	1602	AUMANCE à HERISSON	10-12	1-12	1-6	7-12	1-12
72AUN01	2811	AUNE à PONTVALLAIN	7-12	1-10			
18AUO01	1856	AURON à BOURGES	7-12	1-12	1-12	1-10	7-12
87AXE01	3028	AIXETTE à AIXE-SUR-VIENNE		7-11	8-12	1-12	1
45BEC01	2366	BEC D'ABLE à SULLY-SUR-LOIRE	7-12	1-12	1-12	1-11	
63BED01	2661	BEDAT à SAINT-LAURE	11-12	1-12	1-12	1-12	1 / 3-6 / 12
86BEN01	3013	BENAIZE à THOLLET				9-12	1-10
03BES01	1586	BESBRE à SAINT-PRIX	11-12	1-12	1-12	1-12	1-12
03BES02	1587	BESBRE à DOMPIERRE-SUR-BESBRE	11-12	1-12	1-12	1-12	1-12
03BIE01	1597	BIEUDRE à POUZY-MESANGY	11-12	1-12	1-12	1-12	1-12
86BLO01	3001	PETITE BLOURDE à PERSAC	6-12	1-12	1-12	1-12	1-10
03BOB01	1592	BOUBLE à CHAREIL-CINTRAT	10-12	1-12	1-12	1-12	1-12
86BOI01	3006	BOIVRE à POITIERS	6-12	1-12	1-12	1-12	1-10
71BOR01	2803	BOURBINCE à VITRY-EN-CHAROLLAIS		1-4 / 12	1-12	1-12	1-6
41BOU01	2321	BOULON à MAZANGE	7-12	1-12	1-5 / 11-12	1-12	1-5
36BOZ01	2214	BOUZANNE à VELLES	8-12	1-4 / 7-12	1-12	1-8	4-11
72BRA01	2808	BRAYE à VIBRAYE	7-12	1-9			
41BRA02	2322	BRAYE à SOUGE	7-12	1-12	1-5 / 11-12	1-5 / 10	
87BRI01	3026	BRIANCE à CONDAT-SUR-VIENNE		1 / 6-8			
87BRM01	3036	BROME à ORADOUR-SAINT-GENEST	11-12	2-11	8-12	1-12	1
58CAN01	2581	CANNE à SAINT-GRATIEN-SAVIGNY		2-12	1-2 / 5-12	1-12	1 / 3-12
48CHA01	2426	CHAPEAUROUX à PIERREFICHE	10-12	1-7 / 9-12	1-12	1-12	1-8
23CHE01	1934	CHER à CHAMBONCHARD				3-9	
03CHE02	1599	CHER à VALLON-EN-SULLY	10-12	1-12	1-12	1-12	1-12
18CHE03	1852	CHER à BRUERE-ALLICHAMPS	7-12	1-12	1-12	7-12	1-12
18CHE04	1853	CHER à FOECY	7-12	1-12	1-12	1-10	7-12
41CHE05	2319	CHER à SAINT-AIGNAN	7-12	1-6			
37CHE06	2222	CHER à SAVONNIERES	7-12	1-12	1-6		
86CLA01	3003	CLAIN à ANCHE	6-12	1-12	1-12	1-12	1-6
69COI01	2760	COISE à LARAJASSE	9-12	1-12	1-12	4-5	
87COM01	3020	COMBADE à SAINT-DENIS-DES-MURS	10-12	1-11	8-12		
28CON01	2028	CONIE à DONNEMAIN-SAINT-MAMES	9-12	1-12	1-12	1-8	11-12
61COR01	2632	CORBIONNE à BRETONCELLES		5-12	1-12	1-12	1-10
49COU01	2432	COUASNON à GEE	7-12	1-12	1-7		
63COZ01	2656	COUZE PAVIN à SAINT-DIERY	11-12	1-12	1 / 3-12	1-5 / 7 / 11-12	1 / 12
23CRE01	1941	CREUSE à GLENIC				9-12	1-8
23CRE02	1942	CREUSE à FRESSELINES				8-12	1-9
36CRE03	2215	CREUSE à RIVARENNES	8-12	1-12	1-12	1-8	
43DES01	2348	DESGES à DESGES		10-12	1-7	5-12	1-7

Annexe 1. Stations RNT

Code station	ID	Localisation	2008	2009	2010	2011	2012
45DHU01	2370	DHUY à SANDILLON			4-12	1-11	
63DOR01	2662	DORE à DORE-L'ÉGLISE		2-12	1-7	8-12	1-12
63DOR02	2665	DORE à OLLIERGUES		4-12	1 / 3-12	1-12	1-12
63DOR03	2666	DORE à DORAT	11-12	1-12	1-8 / 10-12	1-4 / 7-12	1-5 / 11-12
71DRE01	2799	DREE à SAINT-LEGER-DU-BOIS	12	2-8			
43DUN01	2342	DUNIERES à DUNIERES		10-12	1 / 3-8	5-12	1-8
86ENV01	3011	ENVIGNE à CHATELLERAULT-THURE	6-12	1-12	1-12	1-12	1-10
53ERN01	2500	ERNEE à LARCHAMP	7-12	1-12	1-12	1-8	
53ERV01	2494	ERVE à CHAMMES	7-12	1-12	1-12	1-8	
37ESV01	2230	ESVES à LIGUEIL	7-12	1-12	1-6		
87GAR01	3032	GARTEMPE à BESSINES-SUR-GARTEMPE	11-12	1-5	8-12	1-12	1
87GAR02	3035	GARTEMPE à SAINT-BONNET-DE-BELLAC	11-12	2-11	8-12	1-12	1
86GAR03	3015	GARTEMPE à LA ROCHE POSAY	6-12	1-12	1-12	1-12	1-10
87GLA01	3030	GLANE à ORADOUR-SUR-GLANE		7-11	8-12	1-12	1
87GOR01	3031	GORRE à ROCHECHOUART			8-12	1-12	1
61HUI01	2631	HUISNE à CONDEAU		5-12	1-12	1-10	
72HUI02	2818	HUISNE à AVEZE	7-12	1-11			
72HUI03	2819	HUISNE à LE MANS	7-12	1-5			
37IND01	2224	INDRE à SAINT-HIPPOLYTE	7-12	1-10			
37IND02	2226	INDRE à LIGNIERES-DE-TOURAINES	7-12	1-7 / 10-12	1-6		
03JOL01	1590	JOLAN à CUSSET	10-12	1-12	1-12	1-12	10-12
49LAY01	2441	LAYON à CLERE-SUR-LAYON	7-12	1-12	1-7		
71LOE01	2805	LOIRE à LA MOTTE-SAINT-JEAN	12	1-12	1-12	1-2 / 5-12	1-9
18LOE02	1849	LOIRE à SAINT-SATUR	7-12	1-12	1-12	1-10	7-12
41LOE03	2307	LOIRE à MUIDES-SUR-LOIRE	7-12	1-12	1-7 / 10-12	1-12	1-7
37LOE04	2221	LOIRE à VILLANDRY	7-12	1-12	1-7		
49LOE05	2430	LOIRE à SAINT-MATHURIN-SUR-LOIRE	7-12	1-9			
49LOE06	2444	LOIRE à MONTJEAN-SUR-LOIRE	7-12	1-9			
28LOI01	2029	LOIR à ST DENIS LES PONTS - Aval CHATEAUDUN	9-12	1-12	1-12	1-8	9-12
41LOI02	2320	LOIR à NAVEIL	7-12	1-12	1-5 / 11-12	1-10	
49LOI03	2434	LOIR à LEZIGNE	7-12	1-9			
79MAD01	2895	MADOIRE à SANZAY			11-12	1-6	
49MAI01	2440	MAINE à BOUCHEMAINE	7-12	1-12	1-10		
23MAU01	1937	MAULDE à SAINT-MARTIN-CHATEAU				8-12	1-9
53MAY01	2495	MAYENNE à AMBRIERES-LES-VALLEES	7-12	1-12	1-12	1-8	
53MAY02	2503	MAYENNE à LOIGNE-SUR-MAYENNE	7-12	1-9	3-7		
71MES01	2802	MESVRIN à SAINT-SYMPHORIEN-DE-MARMAGNE	12	1-12	1-12	1-2 / 5-12	1-9
63MOR01	2660	MORGE à MONTCEL	11-12	2-5 / 7-12	1-12	1-12	1 / 9-12
36NAH01	2207	NAHON à SELLES-SUR-NAHON	8-12	1-12	1-10		
58NIE01	2584	NIEVRE à DOMPIERRE-SUR-NIEVRE	11-12	1-12	1-12	1-12	1-8 / 10-12
58NIE02	2585	NIEVRE à COULANGES-LES-NEVERS	11-12	1-12	1-12	1-12	1-3 / 5-12
58NOH01	2588	NOHAIN à SAINT-MARTIN-SUR-NOHAIN	11-12	1-12	1-12	1-12	1-8
45NOT01	2365	NOTREURE à CERNOY-EN-BERRY	7-12	1-12	1-12	1-11	
03OEI01	1601	OEIL à VILLEFRANCHE-D'ALLIER	10-12	1-12	1-12	1-12	1-12
72ORN01	2815	ORNE SAOSNOISE à BALLON	7-12	1-9			
53OUD01	2504	OUDON à COSSE-LE-VIVIEN	7-12	1-12	1-7		
28OZA01	2027	OZANNE à DAMPIERRE-SOUS-BROU	12	1-12	1-12	1-12	1-2 / 11-12
86OZO01	3010	OZON DE CHENEVELLES à ARCHIGNY	6-12	1-12	1-12	1-12	1-10
23PCR01	1943	PETITE CREUSE à MALLERET-BOUSSAC					7-9
23PCR02	1945	PETITE CREUSE à FRESSELINES					7-9
18PSA01	1865	PETITE SAULDRE à MENETREOL-SUR-SAULDRE				7-10	
03QUE01	1595	QUEUNE à SOUVIGNY	11-12	1-12	1-12	1-12	1-12
03RDN01	1585	ROUDON à SALIGNY-SUR-ROUDON	12	1-11	7-12	12	1-11
36REN01	2206	RENON à PARPECAY	8-12	1-12	1-12	1-8	8-12
37ROU01	2223	ROUMER à LANGEAIS	7-12	1-12	1-6		
41SAL01	2316	SAULDRE à SALBRIS	7-12	1-12	1-6 / 10-12	1-12	1-7
41SAL02	2318	SAULDRE à PRUNIERES-EN-SOLOGNE	7-12	1-12	1-7 / 10-12	1-12	1-7
63SAN01	2671	SAUNADE à LANDOGNE	11-12	1-12	1-12	1-12	1 / 3-5
61SAR01	2628	SARTHE à MOULINS-LA-MARCHE		5-12	1-12	1-12	1-10

Code station	ID	Localisation	2008	2009	2010	2011	2012
61SAR02	2629	SARTHE à ALENCON		5-12	1-12	1-12	1-10
23SED01	1946	SEDELLE à CROZANT				8-10	
87SEM01	3033	SEMME à DROUX	11-12	1-11	8-12	1-12	1-2
43SEN01	2350	SENOUIRE à SAINT-PAL-DE-SENOUIRE		10-12	1-7	5-12	1 / 3-6
03SIC01	1589	SICHON à FERRIERES-SUR-SICHON	10-12	1-12	1-12	1-12	1-12
63SIO01	2668	SIOULE à MONTFERMY	11-12	2-12	1 / 3-12	1-12	1 / 3-12
63SIO02	2672	SIOULE à LISSEUIL	11-12	1-11			
03SIO03	1593	SIOULE à CONTIGNY	10-12	1-12	1-12	1-12	1-12
63SIT01	2669	SIOULET à COMBRAILLES	11-12	2-11			
71SOM01	2807	SOMME à CRESSY-SUR-SOMME		1-12	1-12	1-12	1-9
71SOR01	2797	SORNIN à SAINT-MAURICE-LES-CHATEAUNEUF		1-12	1-12	1-12	1-9
23TAR01	1935	TARDES à SAINT-ORADOUX-PRES-CROCQ				8-12	1-9
23TAU01	1938	TAURION à GENTIOUX-PIGEROLLES				8-12	1-9
23TAU02	1939	TAURION à SAINT-HILAIRE-LE-CHATEAU				8-12	1-9
71TER01	2798	TERNIN à CHISSEY-EN-MORVAN	12	2-3			
79THA01	2891	THOUARET à LUZAY	6-12	1-12	1-10		
79THO01	2890	THOUET à SAINT-LOUP-LAMAIRE	6-12	1-12	1-10		
49THO02	2429	THOUET à CHACE	7-12	1-12	1-7		
72TUS01	2809	TUSSON à EVAILLE	7-12	1-10			
53VAR01	2496	VARENNE à SOUCE	7-12	1-3 / 6-12	1-12	1-8	
53VAU01	2493	VAUDELLE à SAINT-GERMAIN-DE-COULAMER	7-12	1-12	1-12	1-8	
72VEG01	2821	VEGRE à EPINEU-LE-CHEVREUIL	7-12	1-10			
19VIE01	1892	VIENNE à SAINT-SETIERS	9-12	1-12	1-12	1-12	1-6
87VIE02	3021	VIENNE à ROYERES	10-12	1-11	8-12	1-12	1-2
87VIE03	3023	VIENNE à LE PALAIS-SUR-VIENNE	11-12	1-11	8-12	1-12	1-12
87VIE04	3029	VIENNE à SAINT-PRIEST-SOUS-AIXE	10-12	1-11	8-12	2-12	1-2
86VIE05	3002	VIENNE à VALDIVIENNE	6-12	1-12	1-12	1-12	1-10
37VIE06	2231	VIENNE à L'ILE-BOUCHARD	7-12	1-12	1-6		
87VIN01	3034	VINCOU à THOURON	11-12	1-11	8-12	1-12	1-2
86VON01	3004	VONNE à JAZENEUIL	6-12	1-12	1-12	1-12	1-10
03VOU01	1584	VOUZANCE à NEUILLY-EN-DONJON	11-12	1-12	1-12	1-12	1 / 3-12

Températures de l'air observées sur la période 2008-2012

Code station	Moyenne Interannuelle (2008-2012)	Jan	Fev	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
03ACO01	11,1	2,0	2,3	7,3	11,1	14,9	17,9	19,5	19,6	15,1	11,2	7,7	3,8
42AIX01	11,2	1,7	1,9	7,0	11,3	15,4	18,2	19,8	19,9	15,3	11,4	7,9	3,8
15ALA01	7,7	-1,1	-1,1	3,6	7,1	11,1	14,1	15,8	16,1	11,9	8,2	4,5	0,5
58ALE01	10,1	1,1	1,5	6,6	10,5	14,1	17,2	18,3	18,3	14,1	9,9	6,6	2,7
15ALL01	6,4	-1,9	-2,2	2,2	5,6	9,7	12,4	13,9	14,6	10,7	7,2	3,4	-0,5
36ANG01	11,8	3,3	3,5	8,2	11,6	15,4	18,2	19,6	20,0	15,7	11,9	8,7	4,9
63ANN01	8,0	-0,5	-0,7	3,7	7,7	11,9	14,5	15,9	15,9	11,6	8,4	5,2	1,4
43ANN02	10,8	1,5	1,7	6,7	10,6	14,6	17,6	19,4	19,5	15,1	11,2	7,5	3,5
43ANS01	7,7	-1,0	-1,3	3,4	7,1	11,2	14,2	15,9	16,2	11,9	8,3	4,9	0,8
45ARD01	11,4	3,0	3,2	7,8	11,4	15,0	17,9	19,2	19,3	14,8	11,3	8,2	4,4
18ARN01	11,4	2,9	3,2	7,9	11,4	15,1	18,0	19,3	19,5	15,1	11,4	8,3	4,5
53ARO01	11,1	3,6	4,3	7,9	10,4	13,7	16,7	17,8	17,7	14,9	11,6	8,4	4,7
58ARO02	11,0	2,0	2,4	7,3	11,0	14,6	17,5	19,1	19,4	14,9	11,0	7,7	3,7
71ARR01	9,8	0,9	1,2	6,3	10,2	13,7	16,7	17,9	18,0	13,9	9,8	6,4	2,3
71ARR02	10,1	1,1	1,5	6,5	10,4	14,1	17,1	18,3	18,3	14,0	9,9	6,6	2,6
71ARR03	10,9	1,7	2,0	7,0	11,0	15,0	18,0	19,4	19,3	14,8	10,9	7,5	3,7
87AUE01	11,6	3,1	3,3	8,1	11,4	15,2	17,8	19,4	19,5	15,6	12,0	8,5	4,7
03AUM01	10,9	2,0	2,3	7,1	10,8	14,4	17,3	19,0	19,2	14,7	11,1	7,8	3,7
03AUM02	11,1	2,2	2,5	7,3	11,0	14,6	17,6	19,3	19,5	15,0	11,3	8,0	4,0
72AUN01	11,8	3,8	4,4	8,4	11,4	14,9	17,8	19,1	19,1	15,7	12,0	8,8	5,0
18AUO01	11,5	2,7	3,2	7,8	11,3	14,9	17,9	19,5	19,9	15,6	11,6	8,2	4,3
87AXE01	11,6	3,1	3,3	8,1	11,4	15,2	17,8	19,4	19,5	15,6	12,0	8,5	4,7
45BEC01	11,1	2,7	3,0	7,5	11,1	14,8	17,6	19,0	19,1	14,6	11,0	8,0	4,1
86BEN01	11,5	3,1	3,4	7,9	11,0	14,8	17,6	18,9	19,4	15,4	12,0	8,7	4,8
03BES01	11,2	2,0	2,1	7,3	11,2	15,2	18,1	19,7	19,8	15,3	11,5	7,9	3,8
03BES02	11,2	2,1	2,4	7,4	11,2	15,0	18,0	19,6	19,7	15,2	11,3	7,8	3,9
03BIE01	11,6	2,7	3,0	7,7	11,4	15,1	18,1	19,8	20,0	15,4	11,7	8,4	4,4
86BLO01	11,9	3,4	3,7	8,2	11,4	15,2	18,0	19,4	19,8	15,7	12,3	9,0	5,1
03BOB01	11,1	2,0	2,1	7,1	11,0	15,0	17,8	19,4	19,6	15,0	11,3	7,9	3,9
86BOI01	11,9	3,4	3,8	8,3	11,4	15,2	18,1	19,4	19,7	15,8	12,2	9,0	5,2
71BOR01	10,9	1,7	2,0	7,0	11,0	15,0	18,0	19,4	19,3	14,8	10,9	7,5	3,7
41BOU01	11,4	3,3	3,7	8,0	11,0	14,3	17,4	18,7	18,9	15,4	11,8	8,3	4,6
36BOZ01	11,6	3,1	3,4	8,0	11,4	15,2	17,9	19,3	19,8	15,5	11,8	8,6	4,8
72BRA01	11,0	2,9	3,6	7,8	10,7	14,0	17,0	18,3	18,4	14,9	11,3	8,1	4,3
41BRA02	11,2	3,2	3,8	8,0	10,9	14,2	17,2	18,5	18,6	15,1	11,6	8,3	4,5
87BRI01	11,4	2,9	3,1	7,9	11,2	15,0	17,6	19,2	19,3	15,4	11,8	8,3	4,5
87BRM01	11,7	3,4	3,3	7,9	11,2	15,0	17,7	19,2	19,6	15,6	12,2	8,9	5,0
58CAN01	11,2	2,3	2,6	7,7	11,5	15,2	18,1	19,4	19,4	15,0	11,1	7,9	3,9
48CHA01	7,0	-1,7	-2,0	2,4	6,3	10,4	13,5	15,5	15,9	11,2	7,6	3,9	-0,1
23CHE01	10,1	1,5	1,4	6,1	9,8	13,5	16,3	18,0	18,5	14,1	10,6	7,3	3,3
03CHE02	12,0	3,1	3,3	8,0	11,7	15,5	18,5	20,3	20,6	16,0	12,2	8,8	4,9
18CHE03	11,6	2,9	3,1	7,8	11,4	15,1	18,1	19,8	20,1	15,6	11,8	8,5	4,5
18CHE04	11,4	2,9	3,2	7,9	11,4	15,1	18,0	19,3	19,5	15,1	11,4	8,3	4,5
41CHE05	11,1	2,7	3,2	8,0	11,1	14,6	17,4	18,7	18,9	14,9	11,3	7,9	4,3
37CHE06	11,9	3,5	4,1	8,6	11,8	15,2	18,2	19,5	19,8	15,9	12,1	8,7	5,0
86CLA01	11,8	3,3	3,8	8,2	11,4	15,1	18,0	19,3	19,6	15,7	12,2	8,9	5,1
69COI01	10,0	0,6	0,7	6,0	10,0	13,8	16,6	18,4	19,0	14,3	10,4	6,7	2,4
87COM01	11,1	2,6	2,8	7,6	10,8	14,6	17,1	18,7	18,9	15,2	11,6	8,0	4,2
28CON01	10,8	2,5	3,0	7,3	10,6	13,9	16,9	18,5	18,8	15,0	11,1	7,6	3,9
61COR01	10,7	2,8	3,4	7,4	10,3	13,3	16,4	17,8	17,8	14,7	11,2	8,0	3,9
49COU01	12,1	4,2	4,6	8,8	11,7	15,1	18,1	19,4	19,3	15,8	12,4	9,2	5,5
63COZ01	8,8	0,2	-0,1	4,8	8,3	12,3	15,2	16,6	17,1	13,0	9,4	5,8	1,7
23CRE01	11,1	2,6	2,7	7,4	10,8	14,4	17,0	18,6	19,0	15,0	11,7	8,2	4,2
23CRE02	11,3	2,8	3,0	7,6	10,9	14,6	17,5	19,0	19,3	15,2	11,9	8,6	4,5
36CRE03	11,8	3,2	3,5	8,1	11,5	15,3	18,1	19,5	19,9	15,6	11,8	8,7	4,8
43DES01	8,0	-0,8	-1,0	3,7	7,4	11,5	14,5	16,3	16,5	12,1	8,5	5,1	1,1
45DHU01	11,5	3,0	3,4	8,0	11,6	15,1	18,0	19,4	19,5	15,3	11,6	8,2	4,3
63DOR01	8,6	-0,2	-0,5	4,4	8,3	12,5	15,3	16,9	17,0	12,5	9,0	5,6	1,4
63DOR02	9,2	0,3	0,1	5,0	8,9	13,1	16,0	17,5	17,5	13,0	9,5	6,1	1,9
63DOR03	10,9	1,9	1,9	7,0	10,7	14,6	17,3	18,8	19,2	14,9	11,4	7,9	3,6
71DRE01	9,9	1,0	1,3	6,4	10,3	13,9	16,8	18,0	18,1	14,0	9,8	6,5	2,5
43DUN01	8,7	-0,4	-0,5	4,5	8,4	12,4	15,3	17,2	17,6	13,0	9,2	5,6	1,4
86ENV01	11,9	3,4	3,9	8,4	11,4	15,0	18,0	19,3	19,8	16,0	12,3	8,9	5,2
53ERN01	10,7	3,3	4,1	7,7	10,1	13,2	16,1	17,1	17,1	14,4	11,3	8,2	4,4
53ERV01	11,2	3,8	4,4	8,0	10,6	14,0	16,9	18,0	18,0	14,9	11,6	8,5	4,8
37ESV01	11,6	3,0	3,6	8,1	11,2	14,8	17,8	19,2	19,5	15,6	11,9	8,5	4,7
87GAR01	10,9	2,5	2,5	7,3	10,5	14,3	16,8	18,2	18,7	14,8	11,4	8,0	4,0
87GAR02	11,6	3,3	3,2	7,9	11,1	14,9	17,6	19,0	19,5	15,5	12,1	8,8	5,0
86GAR03	12,0	3,5	3,8	8,3	11,5	15,3	18,2	19,6	20,0	15,8	12,4	9,1	5,2

Code station	Moyenne Interannuelle (2008-2012)	Jan	Fev	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
87GLA01	11,4	3,1	3,3	8,0	11,1	14,8	17,2	18,6	19,1	15,5	12,1	8,6	4,8
87GOR01	11,8	3,5	3,7	8,4	11,4	15,2	17,7	19,1	19,5	15,8	12,3	8,9	5,2
61HUI01	10,7	2,8	3,4	7,4	10,3	13,3	16,4	17,8	17,8	14,7	11,2	8,0	3,9
72HUI02	10,9	3,2	3,7	7,7	10,5	13,6	16,6	18,0	18,0	14,9	11,4	8,3	4,3
72HUI03	11,7	3,6	4,3	8,4	11,3	14,8	17,7	19,0	19,0	15,7	11,9	8,7	4,9
37IND01	11,7	3,1	3,6	8,2	11,3	14,9	17,8	19,2	19,6	15,7	12,0	8,5	4,7
37IND02	11,9	3,7	4,2	8,5	11,7	15,2	18,2	19,4	19,5	15,5	11,9	8,8	5,2
03JOL01	11,0	1,8	2,0	7,1	10,9	14,9	17,8	19,4	19,6	15,1	11,3	7,8	3,6
49LAY01	11,9	4,0	4,4	8,4	11,2	15,0	17,9	19,2	19,3	15,9	12,4	9,1	5,4
71LOE01	10,9	1,7	1,9	6,9	10,9	14,9	17,9	19,3	19,2	14,7	10,8	7,5	3,6
18LOE02	11,3	2,3	2,7	7,5	11,3	14,9	17,9	19,4	19,7	15,1	11,2	8,0	4,0
41LOE03	11,4	3,1	3,5	8,0	11,2	14,8	17,7	19,1	19,3	15,3	11,5	8,2	4,6
37LOE04	11,5	3,4	3,9	8,1	11,2	14,6	17,7	19,0	19,1	15,3	11,7	8,5	4,8
49LOE05	12,3	4,5	4,8	8,8	11,9	15,4	18,3	19,6	19,7	16,1	12,6	9,5	5,8
49LOE06	11,8	4,5	4,8	8,3	10,9	14,2	17,3	18,5	18,7	15,5	12,3	9,3	5,6
28LOI01	10,8	2,4	2,9	7,2	10,5	13,9	16,8	18,5	18,8	14,9	11,0	7,5	3,9
41LOI02	11,4	3,3	3,7	8,0	11,0	14,3	17,4	18,7	18,9	15,4	11,8	8,3	4,6
49LOI03	11,8	4,2	4,7	8,4	11,2	14,5	17,7	18,9	18,9	15,7	12,3	9,1	5,4
79MAD01	11,8	3,8	4,3	8,3	11,1	14,8	17,8	19,1	19,2	15,8	12,3	9,1	5,3
49MAI01	12,3	4,4	4,8	8,8	11,8	15,3	18,2	19,5	19,7	16,0	12,6	9,4	5,8
23MAU01	9,9	1,5	1,4	6,1	9,5	13,3	16,1	17,6	17,9	13,7	10,5	7,0	3,0
53MAY01	11,0	3,8	4,4	7,9	10,4	13,5	16,4	17,4	17,4	14,6	11,6	8,5	4,7
53MAY02	11,4	4,0	4,3	8,1	10,7	14,2	17,3	18,5	18,4	15,0	11,7	8,7	5,0
71MES01	9,4	0,5	0,8	6,0	9,7	13,2	16,0	17,2	17,6	13,6	9,6	6,1	1,9
63MOR01	10,9	1,8	2,0	7,0	10,7	14,6	17,3	19,0	19,4	15,1	11,5	7,8	3,7
36NAH01	11,3	2,6	3,1	7,8	11,0	14,6	17,6	19,1	19,5	15,4	11,6	8,1	4,4
58NIE01	10,4	1,6	2,0	6,7	10,3	13,9	16,8	18,4	18,7	14,2	10,5	7,4	3,3
58NIE02	11,0	2,0	2,4	7,3	11,0	14,6	17,5	19,1	19,4	14,9	11,0	7,7	3,7
58NOH01	11,1	2,2	2,6	7,4	11,2	14,8	17,8	19,3	19,6	15,0	11,1	7,9	3,9
45NOT01	10,9	2,3	2,7	7,4	10,9	14,4	17,2	18,8	19,0	14,8	11,0	7,7	3,8
03OEI01	11,3	2,4	2,7	7,5	11,2	14,8	17,8	19,5	19,7	15,1	11,4	8,2	4,1
72ORN01	11,8	3,7	4,3	8,4	11,4	14,9	17,8	19,1	19,1	15,7	12,0	8,7	5,0
53OUD01	11,4	4,1	4,7	8,1	10,6	13,8	16,9	18,1	18,0	15,2	12,0	8,8	5,2
28OZA01	10,7	2,6	3,1	7,4	10,4	13,5	16,5	18,1	18,2	14,7	11,0	7,6	3,9
86OZO01	11,7	3,3	3,5	8,1	11,2	15,0	17,8	19,2	19,6	15,6	12,2	8,8	4,9
23PCR01	9,9	1,5	1,4	5,8	9,5	13,2	16,1	17,7	18,0	13,5	10,3	7,2	3,3
23PCR02	11,3	2,8	3,0	7,6	10,9	14,6	17,5	19,0	19,3	15,2	11,9	8,6	4,5
18PSA01	11,2	2,6	3,0	7,7	11,2	14,8	17,7	19,0	19,2	14,9	11,2	8,1	4,2
03QUE01	11,1	2,2	2,5	7,3	11,0	14,6	17,6	19,2	19,5	14,9	11,3	8,0	4,0
03RDN01	11,0	1,8	2,2	7,2	10,9	14,8	17,8	19,3	19,5	15,0	11,1	7,6	3,7
36REN01	11,8	3,1	3,5	8,2	11,4	15,1	18,1	19,7	20,0	15,8	11,9	8,5	4,7
37ROU01	11,6	3,3	3,9	8,2	11,5	14,9	17,9	19,1	19,2	15,3	11,7	8,6	4,9
41SAL01	11,1	2,7	3,0	7,7	11,1	14,8	17,6	18,8	18,9	14,6	10,9	7,9	4,3
41SAL02	11,3	2,9	3,2	7,9	11,3	14,9	17,8	19,0	19,1	14,7	11,0	8,0	4,4
63SAN01	9,4	0,7	0,6	5,5	9,0	12,6	15,4	17,0	17,7	13,5	10,0	6,5	2,2
61SAR01	10,1	2,0	2,8	6,9	9,7	12,7	15,8	17,3	17,3	14,3	10,6	7,2	3,1
61SAR02	10,7	3,0	3,8	7,4	10,2	13,4	16,4	17,8	17,7	14,6	11,2	7,9	4,1
23SED01	11,3	2,8	3,0	7,6	10,9	14,6	17,5	19,0	19,3	15,2	11,9	8,6	4,5
87SEM01	11,4	3,2	3,1	7,7	11,0	14,7	17,4	18,8	19,3	15,4	12,0	8,7	4,8
43SEN01	8,0	-0,8	-1,1	3,9	7,7	11,8	14,7	16,3	16,6	12,1	8,4	5,0	0,9
03SIC01	9,8	0,9	1,1	5,9	9,7	13,7	16,4	17,9	18,1	13,8	10,2	6,7	2,4
63SIO01	9,3	0,7	0,6	5,5	8,9	12,5	15,4	17,0	17,6	13,5	10,0	6,4	2,2
63SIO02	10,2	1,3	1,3	6,2	9,8	13,6	16,5	18,2	18,6	14,2	10,7	7,2	3,0
03SIO03	11,4	2,3	2,4	7,4	11,3	15,3	18,2	19,7	19,9	15,3	11,6	8,2	4,2
63SIT01	9,2	0,6	0,5	5,4	8,8	12,5	15,2	16,8	17,5	13,4	9,9	6,3	2,1
71SOM01	10,5	1,6	2,0	6,9	10,6	14,1	16,9	18,4	18,9	14,5	10,6	7,2	3,1
71SOR01	10,6	1,2	1,6	6,8	10,9	14,7	17,6	19,0	18,9	14,5	10,6	7,1	3,2
23TAR01	9,3	1,0	0,8	5,6	8,8	12,6	15,2	16,7	17,4	13,4	10,1	6,6	2,5
23TAU01	8,6	0,3	0,3	4,9	8,2	12,1	14,7	16,1	16,4	12,6	9,1	5,8	1,8
23TAU02	9,9	1,8	1,7	6,3	9,5	13,2	15,7	17,2	17,7	13,8	10,7	7,3	3,3
71TER01	9,6	0,7	1,0	6,0	9,8	13,5	16,3	17,6	17,8	13,5	9,8	6,4	2,3
79THA01	11,9	3,6	4,1	8,3	11,3	14,9	18,0	19,5	19,6	15,8	12,3	9,0	5,3
79THO01	11,8	3,4	4,0	8,2	11,1	14,8	17,8	19,3	19,5	15,7	12,2	8,9	5,2
49THO02	12,1	4,2	4,6	8,6	11,7	15,1	18,1	19,4	19,5	15,9	12,5	9,3	5,6
72TUS01	11,0	3,0	3,6	7,8	10,7	14,1	17,0	18,3	18,4	15,0	11,4	8,1	4,3
53VAR01	10,4	3,5	4,2	7,1	9,5	12,6	15,7	17,0	16,9	13,9	11,1	8,1	4,3
53VAU01	10,7	3,3	3,9	7,5	10,2	13,3	16,3	17,5	17,4	14,5	11,3	8,1	4,3
72VEG01	11,7	3,6	4,2	8,3	11,3	14,8	17,7	19,0	19,0	15,6	11,9	8,6	4,9
19VIE01	8,2	0,0	-0,1	4,5	7,7	11,5	14,1	15,5	16,1	12,3	8,9	5,5	1,5
87VIE02	11,2	2,7	2,9	7,7	10,9	14,7	17,2	18,8	19,0	15,2	11,6	8,1	4,3
87VIE03	11,4	2,8	3,0	7,8	11,1	14,9	17,5	19,1	19,2	15,4	11,7	8,2	4,5
87VIE04	11,5	3,2	3,4	8,1	11,1	14,8	17,3	18,7	19,2	15,6	12,1	8,6	4,8

Annexe 1. Stations RNT

Code station	Moyenne Interannuelle (2008-2012)	Jan	Fev	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
86VIE05	12,0	3,5	3,9	8,3	11,5	15,3	18,2	19,5	19,8	15,8	12,3	9,0	5,2
37VIE06	11,7	3,3	3,8	8,2	11,3	14,9	17,9	19,2	19,5	15,7	12,0	8,7	5,0
87VIN01	10,9	2,5	2,5	7,3	10,6	14,4	16,9	18,3	18,7	14,9	11,5	8,1	4,1
86VON01	11,6	3,1	3,7	8,0	11,0	14,8	17,7	18,9	19,4	15,7	12,0	8,7	4,9
03VOU01	10,8	1,7	2,0	7,0	10,8	14,6	17,5	19,1	19,3	14,8	10,9	7,5	3,5

Températures de l'eau observées sur la période 2008-2012

Code station	Moyenne Interannuelle (2008-2012)	Jan	Fev	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	dec
03ACO01	10,8	4,1	3,7	7,4	10,9	13,2	15,5	16,9	17,2	14,4	11,5	9,0	5,5
42AIX01	11,1	1,6	3,4	6,2	11,5	14,5	17,3	20,2	20,3	15,9	11,2	7,6	4,1
15ALA01	8,8	2,7	2,5	5,2	8,3	11,6	13,7	15,1	15,3	12,3	9,4	6,5	3,3
58ALE01	11,2	4,5	4,5	8,0	11,6	14,5	16,5	17,7	17,7	14,9	11,5	8,9	5,7
15ALL01	7,5	1,1	1,4	2,5	7,1	10,2	13,2	15,9	15,5	11,8	7,9	4,6	1,6
36ANG01	12,7	4,4	5,5	8,7	13,4	16,1	18,4	20,6	20,1	16,5	12,5	9,5	5,5
63ANN01	8,2	1,8	1,6	4,5	8,0	11,4	13,4	14,8	15,3	12,1	8,7	5,9	2,9
43ANN02	10,6	2,7	1,4	5,5	9,4	12,3	14,9	16,8	17,8	15,7	10,6	7,0	3,7
43ANS01	9,0	3,0	1,5	5,3	8,0	10,9	13,0	14,9	15,4	13,6	9,1	7,0	4,5
45ARD01	6,5	2,4	4,1	7,8	11,1	N/A	N/A	N/A	N/A	10,7	10,4	8,1	4,2
18ARN01	13,0	5,5	6,9	9,9	13,6	15,4	18,5	20,8	20,4	17,0	12,9	9,7	5,8
53ARO01	11,8	6,2	7,0	8,4	11,8	13,2	15,5	16,6	16,6	14,2	11,5	9,5	5,7
58ARO02	13,4	4,5	3,6	8,5	13,3	17,0	19,8	21,6	22,1	17,7	12,7	9,0	5,4
71ARR01	4,8	1,2	3,5	6,9	12,5	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	3,8
71ARR02	11,4	3,9	3,6	7,3	12,1	16,1	18,5	19,4	20,6	16,6	12,3	8,5	5,2
71ARR03	13,5	3,7	3,6	8,2	13,4	17,4	20,4	22,4	22,8	18,5	13,3	9,3	5,1
87AUE01	11,5	3,5	5,5	8,0	11,7	15,5	17,5	18,8	18,3	14,9	11,3	9,3	5,3
03AUM01	11,1	3,9	3,6	7,6	11,7	14,1	16,0	17,9	18,0	14,9	11,6	8,7	5,2
03AUM02	12,1	3,9	3,2	8,0	12,1	15,2	18,4	20,6	21,4	17,3	12,7	8,8	5,5
72AUN01	11,9	3,7	5,2	8,0	11,7	13,8	15,6	17,3	17,4	14,4	11,4	8,8	5,1
18AUO01	12,9	5,7	6,7	9,8	13,2	14,8	16,6	17,7	17,8	15,3	12,4	10,0	7,1
87AXE01	11,7	5,2	3,3	7,8	13,3	15,2	16,5	18,0	18,3	15,0	11,1	9,0	6,0
45BEC01	11,4	4,7	5,8	8,4	12,2	13,8	15,3	16,2	16,2	13,9	11,5	10,0	5,5
86BEN01	12,2	6,8	2,0	9,0	10,7	15,0	17,5	17,7	18,9	15,1	12,7	10,2	8,2
03BES01	10,5	3,7	3,1	6,5	10,4	13,3	15,5	17,2	17,7	14,7	11,2	8,0	5,0
03BES02	12,2	4,4	3,9	7,8	12,0	15,6	18,4	20,6	21,1	17,7	13,1	8,8	5,4
03BIE01	11,1	4,0	3,8	8,0	11,6	14,4	16,6	18,0	18,2	14,8	11,5	8,4	4,7
86BLO01	11,9	4,9	4,6	8,2	11,8	13,8	16,3	17,6	18,1	15,1	11,9	9,6	6,1
03BOB01	10,9	3,7	3,2	7,1	11,4	14,0	16,4	18,0	18,2	15,1	11,5	8,2	4,7
86BOI01	13,1	7,6	7,8	10,3	13,1	15,4	17,5	18,3	18,5	15,3	11,9	9,9	7,8
71BOR01	12,3	5,3	6,3	8,9	13,4	16,1	18,7	19,7	19,9	17,9	13,7	10,4	6,4
41BOU01	11,5	7,8	7,6	9,5	11,1	12,4	14,3	14,8	14,9	13,4	11,6	10,5	8,9
36BOZ01	12,6	4,2	5,4	8,6	12,9	15,3	17,6	19,2	19,4	15,5	12,4	9,5	5,1
72BRA01	12,2	3,2	5,1	8,2	12,3	14,6	17,1	18,6	18,0	14,8	11,3	8,7	5,1
41BRA02	10,3	4,4	5,8	8,4	12,2	13,7	15,9	17,0	16,9	14,3	11,9	9,6	5,4
87BRI01	5,5	5,3	N/A	N/A	N/A	N/A	17,5	11,8	3,6	N/A	N/A	N/A	N/A
87BRM01	11,3	4,9	4,3	8,2	13,3	15,8	17,1	18,3	18,4	15,1	11,5	9,4	5,6
58CAN01	12,9	4,6	3,8	8,4	13,3	16,8	19,6	21,1	21,2	16,8	12,1	8,8	5,6
48CHA01	8,0	2,7	1,6	3,5	6,1	9,9	13,2	14,2	17,1	15,3	11,2	7,7	3,9
23CHE01	14,8	N/A	N/A	8,5	12,2	14,4	15,2	15,9	17,5	15,4	N/A	N/A	N/A
03CHE02	12,8	4,2	4,0	8,0	12,8	15,9	18,9	20,8	21,4	17,9	13,8	10,3	6,1
18CHE03	11,8	3,0	4,2	8,3	12,9	15,7	19,2	22,8	22,1	17,5	12,7	9,4	4,8
18CHE04	13,6	4,4	5,7	9,1	14,5	17,4	20,0	22,1	22,1	17,9	13,5	9,7	5,0
41CHE05	12,2	3,2	5,4	9,3	14,5	17,6	20,9	N/A	21,5	17,4	13,0	9,0	5,0
37CHE06	13,2	3,3	5,0	8,8	14,4	16,9	21,9	23,8	23,3	18,8	14,3	9,9	5,3
86CLA01	13,0	6,9	7,2	10,3	13,5	15,6	17,8	19,2	19,0	16,1	12,8	10,5	7,3
69COI01	9,9	2,2	3,6	5,5	10,5	12,6	14,8	17,0	16,2	12,7	10,6	7,7	4,3
87COM01	10,4	3,6	5,3	7,1	10,5	13,8	15,2	16,8	16,5	13,8	10,5	8,6	4,8
28CON01	12,3	5,7	7,3	9,9	14,1	16,5	18,7	19,9	19,0	15,6	11,9	9,3	6,0
61COR01	11,0	6,7	6,8	9,0	10,8	12,1	13,5	14,0	14,1	12,8	11,5	10,1	7,0
49COU01	12,7	3,7	5,7	8,9	13,3	16,1	19,6	21,4	20,1	16,2	12,6	9,8	5,4
63COZ01	8,3	3,1	3,9	5,2	8,5	10,6	12,1	14,2	13,9	11,5	8,6	6,2	3,7
23CRE01	10,7	5,8	1,2	7,9	10,1	13,9	17,9	18,9	20,7	15,7	12,1	9,1	7,2
23CRE02	12,8	6,2	1,7	7,5	10,9	14,4	18,5	19,9	21,1	18,2	13,0	10,2	7,8
36CRE03	12,8	4,0	4,8	7,7	12,3	16,1	18,6	21,0	21,2	17,6	14,0	10,7	6,0
43DES01	8,6	3,1	1,6	4,7	7,3	9,8	11,9	13,3	14,0	12,6	9,3	7,2	4,5
45DHU01	14,2	5,3	6,5	8,8	14,6	16,2	19,0	20,2	19,7	16,7	12,2	9,7	3,8
63DOR01	8,6	1,9	1,1	3,7	7,5	10,7	13,3	14,9	15,1	12,6	9,4	6,1	3,4

Code station	Moyenne Interannuelle (2008-2012)	Jan	Fev	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	dec
63DOR02	10,8	3,3	2,5	5,9	9,9	13,2	15,7	17,9	18,2	14,7	11,1	7,7	4,1
63DOR03	11,2	3,4	3,1	6,7	11,0	14,5	17,1	19,5	20,1	16,2	12,1	8,2	4,6
71DRE01	10,9	1,2	3,4	6,4	11,7	15,6	17,1	18,4	19,2	17,0	N/A	N/A	3,7
43DUN01	9,2	3,0	1,5	4,9	8,0	10,5	12,7	14,2	14,8	13,0	9,5	7,1	4,2
86ENV01	12,9	5,3	5,4	9,2	12,9	15,9	18,6	19,4	19,3	15,8	12,2	9,9	6,2
53ERN01	11,0	5,4	6,8	8,5	11,5	12,9	14,9	15,8	15,7	13,5	11,1	9,3	5,6
53ERV01	11,6	5,4	7,0	8,9	12,5	14,3	16,5	17,5	17,3	14,4	11,5	9,5	5,7
37ESV01	12,2	7,6	8,8	10,7	12,9	13,7	15,2	15,9	15,8	14,2	12,8	11,3	9,2
87GAR01	10,9	4,8	4,2	7,8	12,9	16,4	17,8	19,1	19,6	16,3	11,8	9,0	5,4
87GAR02	12,3	4,8	4,1	8,1	13,7	17,4	19,2	21,0	21,3	17,5	12,7	9,5	5,5
86GAR03	13,9	5,3	5,1	9,5	13,8	17,0	19,8	21,2	21,2	17,6	13,8	10,4	6,2
87GLA01	12,1	5,5	4,0	8,3	13,7	15,5	16,7	18,0	18,2	15,4	11,8	9,7	6,2
87GOR01	11,3	5,4	3,6	8,2	13,8	15,7	16,5	17,9	18,4	15,4	11,7	9,3	5,8
61HUI01	12,2	6,5	7,9	8,9	12,2	13,6	15,6	16,4	16,0	14,2	11,7	9,9	6,2
72HUI02	12,5	4,0	6,0	8,8	12,7	15,1	17,6	19,1	18,3	15,0	11,7	9,7	5,7
72HUI03	10,8	3,4	5,6	9,1	13,3	14,3	N/A	20,8	19,3	15,8	12,1	9,1	5,4
37IND01	14,1	3,7	6,2	9,7	13,9	17,0	20,1	21,7	21,0	16,8	13,0	9,4	5,8
37IND02	11,7	3,7	5,4	9,0	13,7	16,4	20,1	22,7	20,8	17,0	12,7	10,2	6,0
03JOL01	10,0	2,8	3,6	6,1	10,6	13,0	14,8	16,5	16,6	13,8	10,2	8,1	4,9
49LAY01	12,2	4,5	5,6	9,1	13,1	15,4	17,8	20,0	18,3	15,4	12,0	9,8	6,0
71LOE01	11,3	3,5	3,5	7,1	11,3	14,5	16,8	18,2	18,4	15,2	11,1	8,9	5,1
18LOE02	13,8	3,4	4,7	8,4	14,4	17,9	20,7	22,8	22,3	18,6	13,5	9,2	4,4
41LOE03	13,1	4,8	4,9	9,5	14,2	17,6	20,6	22,2	22,1	18,4	13,7	10,2	5,6
37LOE04	13,8	3,4	4,9	9,0	14,4	17,2	21,3	23,8	22,8	18,4	14,2	10,0	5,3
49LOE05	15,0	3,6	6,0	9,9	14,7	18,0	22,2	23,3	22,7	18,6	14,0	9,8	5,5
49LOE06	14,9	3,4	5,5	9,6	14,6	18,0	22,0	23,1	22,6	18,5	14,0	9,6	5,1
28LOI01	12,9	4,4	6,1	9,4	14,3	16,9	19,3	20,8	20,5	16,4	12,7	9,6	4,8
41LOI02	12,8	4,6	6,2	9,3	14,3	17,0	19,7	20,7	20,7	17,3	13,5	9,7	5,2
49LOI03	14,6	3,1	5,5	9,4	13,7	17,6	21,2	23,1	22,4	18,5	13,7	9,8	5,4
79MAD01	8,6	5,7	7,1	8,7	13,5	14,0	12,9	N/A	N/A	N/A	N/A	5,3	3,2
49MAI01	15,7	3,7	5,6	9,6	14,3	17,4	21,6	23,8	22,5	19,1	15,0	10,6	5,8
23MAU01	10,1	5,8	1,8	7,3	8,4	12,1	14,1	14,1	15,2	13,4	10,1	8,6	7,0
53MAY01	11,8	4,3	5,7	8,0	12,4	14,3	17,0	18,3	18,5	15,7	11,9	9,1	4,7
53MAY02	14,5	3,5	5,8	9,6	12,8	16,2	20,5	22,5	21,5	18,1	13,4	9,3	5,7
71MES01	11,3	3,5	3,5	7,1	11,3	14,5	16,8	18,2	18,4	15,2	11,1	8,9	5,1
63MOR01	8,8	3,2	2,7	5,9	9,3	11,4	13,3	13,3	12,8	12,9	10,3	7,6	4,5
36NAH01	11,6	5,4	6,7	8,8	11,5	12,5	14,2	15,7	15,4	13,4	11,7	10,0	7,1
58NIE01	11,2	6,8	7,0	9,3	11,7	13,3	14,7	15,5	15,8	13,8	11,2	9,5	7,4
58NIE02	11,2	5,8	5,6	9,0	13,2	14,3	15,2	16,4	15,9	12,9	11,2	9,3	6,8
58NOH01	12,0	8,0	8,1	10,1	12,3	13,8	15,2	16,0	16,3	14,2	11,6	10,2	8,2
45NOT01	11,4	5,9	6,9	9,2	12,3	13,2	14,5	15,3	15,3	13,6	11,7	10,1	6,1
03OEI01	11,3	4,1	3,6	7,5	11,6	14,5	16,6	18,0	18,4	15,7	12,1	9,0	5,3
72ORN01	13,1	3,0	5,3	8,6	12,9	15,7	18,7	20,4	19,8	16,0	11,5	8,7	4,8
53OUD01	12,3	4,4	5,9	8,8	12,6	15,0	18,4	20,0	19,3	16,2	13,2	10,3	6,0
28OZA01	10,4	4,0	4,0	7,4	11,9	13,4	15,8	17,1	17,1	14,6	11,6	8,9	5,3
86OZO01	12,3	7,8	8,0	10,3	12,3	13,8	15,1	15,6	15,9	14,3	12,6	11,0	8,5
23PCR01	16,8	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	16,6	17,7	14,0	N/A	N/A	N/A
23PCR02	18,1	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	17,7	19,2	15,7	N/A	N/A	N/A
18PSA01	14,8	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	15,6	16,7	14,9	12,0	N/A	N/A
03QUE01	11,0	3,9	3,6	7,8	12,0	14,6	16,5	17,5	17,0	14,2	11,8	9,0	5,0
03RDN01	10,9	2,4	4,1	7,2	11,2	13,8	15,5	17,7	16,7	13,9	11,1	8,8	4,6
36REN01	12,3	5,5	7,0	9,3	13,1	15,2	17,4	19,0	18,9	15,1	11,7	9,4	5,8
37ROU01	11,1	4,2	5,7	8,4	12,2	14,1	16,5	17,9	17,3	14,2	11,4	9,8	6,1
41SAL01	11,5	4,4	4,4	8,5	12,7	15,7	18,4	19,9	19,8	16,1	11,4	9,0	5,2
41SAL02	12,2	4,2	4,1	8,7	13,4	16,8	19,9	21,4	21,4	17,4	12,2	9,2	5,1
63SAN01	9,2	2,9	2,6	6,2	10,0	12,9	14,9	16,4	15,8	12,9	9,6	7,5	4,0
61SAR01	11,1	7,2	7,0	8,7	10,7	12,3	13,5	14,1	14,1	12,9	11,4	10,0	7,4
61SAR02	12,7	4,8	4,6	8,3	12,0	15,5	17,8	19,5	19,6	16,3	12,5	9,0	4,6
23SED01	15,7	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	18,8	16,0	12,8	N/A	N/A
87SEM01	11,2	4,9	4,2	7,8	12,7	15,5	16,9	18,1	18,3	15,1	11,4	9,2	5,7
43SEN01	8,2	2,6	1,2	4,4	7,3	10,1	12,4	13,4	13,6	12,6	9,0	6,5	3,8
03SIC01	9,1	3,3	2,8	5,6	8,8	11,4	13,2	14,7	15,4	12,8	9,8	7,3	4,5
63SIO01	9,1	3,1	2,7	6,0	9,4	12,1	13,8	15,0	15,5	12,5	9,3	6,6	4,0
63SIO02	10,5	3,8	3,2	5,4	8,9	11,8	14,3	16,0	17,6	16,7	13,8	9,8	5,9
03SIO03	12,3	3,9	3,5	7,5	12,2	15,4	18,2	20,7	21,7	17,4	13,2	9,1	5,3
63SIT01	8,8	1,2	2,8	5,1	9,0	13,5	14,4	15,9	15,9	12,7	8,5	6,7	3,7
71SOM01	12,1	4,1	4,0	7,7	12,1	15,4	17,6	19,1	19,4	15,9	11,7	9,6	6,2
71SOR01	11,6	4,1	3,7	7,4	11,8	14,9	17,1	18,6	18,8	15,3	11,4	8,9	5,6
23TAR01	13,4	N/A	5,1	6,5	12,2	14,2	15,0	15,2	17,3	15,1	N/A	N/A	N/A
23TAU01	9,6	5,1	2,1	6,7	7,5	11,4	13,4	13,7	14,7	13,2	9,8	8,1	5,9
23TAU02	10,9	5,6	1,3	7,6	9,0	13,3	16,1	16,3	17,5	15,1	10,8	8,4	6,8
71TER01	4,7	1,9	3,8	5,9	10,3	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	N/A	4,2

Annexe 1. Stations RNT

Code station	Moyenne Interannuelle (2008-2012)	Jan	Fev	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	dec
79THA01	13,2	3,7	5,3	8,4	13,0	16,0	19,2	20,3	19,4	15,9	13,0	9,8	5,8
79THO01	11,3	5,3	6,4	8,3	11,0	12,4	14,1	15,0	15,1	13,5	12,0	10,2	6,9
49THO02	13,6	4,2	5,5	9,3	14,1	17,6	21,2	23,1	21,9	17,6	13,5	10,5	6,2
72TUS01	10,6	3,4	4,5	7,2	10,3	12,4	13,9	15,2	15,2	13,0	10,6	8,7	5,3
53VAR01	11,8	5,2	6,3	7,9	11,8	14,0	16,7	18,5	18,0	15,1	11,6	9,2	5,4
53VAU01	11,0	5,6	6,7	8,3	11,1	12,8	15,0	16,1	16,0	13,3	10,8	9,3	5,9
72VEG01	12,6	4,0	6,2	9,1	12,5	15,0	17,3	18,5	17,9	15,0	12,1	9,3	5,9
19VIE01	8,1	3,6	3,2	5,3	8,0	10,5	12,2	13,5	13,9	11,5	8,5	6,7	4,3
87VIE02	11,4	4,5	3,9	7,0	11,7	15,2	17,0	18,7	18,9	16,2	13,0	9,5	5,8
87VIE03	11,6	4,6	4,1	7,3	12,1	15,5	17,2	18,8	19,2	16,6	12,9	9,5	5,8
87VIE04	12,6	4,8	4,4	8,1	13,1	17,1	19,0	20,7	21,2	17,7	13,4	9,8	6,1
86VIE05	14,1	5,3	5,2	10,1	14,4	17,7	20,7	22,8	23,1	19,6	15,3	11,0	6,5
37VIE06	13,2	4,8	6,0	9,3	13,4	15,9	19,9	22,0	22,1	18,0	14,0	10,9	6,8
87VIN01	12,9	4,8	4,7	8,9	14,3	17,9	19,8	21,6	22,1	18,7	13,8	9,8	5,4
86VON01	13,4	6,4	6,5	10,0	13,5	16,0	18,1	19,6	20,0	16,5	13,0	10,3	6,9
03VOU01	10,8	3,3	3,2	7,1	11,3	14,2	16,5	17,9	17,9	14,5	11,1	8,1	4,6

Métriques de température et classification des stations RNT en fonction de leur facteur de contrôle période 2008-2012 (1a : Atmosphérique; 1b : atmosphérique et ombrage; 2a : mixte sans ombrage; 2b : mixte – ombrage moyen; 2c : mixte – fort ombrage; 3 : apports d’eaux souterraines) :

Code station	ID	TwA	TwX7J	TwXM	TwNM	DTwM	DTw24H	Facteur de contrôle
03BES02	1587	12.3	24.5	21.4	3.2	18.2	3.4	1a
03CHE02	1599	12.9	25.1	21.7	3.3	18.4	2.1	1a
03SIO03	1593	12.4	24.9	21.7	3.0	18.7	1.8	1a
18CHE04	1853	13.5	25.4	22.6	4.0	18.5	1.7	1a
18LOE02	1849	13.4	27.3	23.2	3.1	20.1	3.1	1a
36CRE03	2215	12.0	23.6	21.6	4.0	17.5	2.4	1a
37CHE06	2222	14.0	27.5	24.4	3.0	21.4	1.5	1a
37LOE04	2221	13.9	28.1	24.0	3.2	20.8	3.0	1a
37VIE06	2231	13.8	25.3	23.1	4.5	18.5	2.6	1a
41LOE03	2307	13.7	26.8	22.5	3.5	18.9	2.5	1a
41LOI02	2320	13.4	24.2	21.1	3.6	17.5	1.3	1a
41SAL02	2318	12.9	25.1	21.8	2.6	19.2	1.6	1a
49LOE05	2430	14.0	28.1	23.6	3.6	20.0	1.6	1a
49LOE06	2444	13.8	27.6	23.5	3.4	20.1	1.5	1a
49LOI03	2434	13.4	25.3	23.1	3.2	20.0	0.6	1a
49MAI01	2440	14.0	25.9	23.4	3.4	20.0	1.2	1a
49THO02	2429	13.8	26.1	22.7	3.8	18.9	1.9	1a
53MAY02	2503	13.1	25.7	22.2	3.5	18.8	1.1	1a
58ARO02	2582	12.9	26.0	22.8	2.7	20.0	2.4	1a
71ARR03	2804	13.2	26.2	23.2	2.8	20.5	1.5	1a
72ORN01	2815	12.2	25.1	20.8	2.9	17.9	2.5	1a
86GAR03	3015	13.5	24.3	21.8	3.8	18.0	1.4	1a
86VIE05	3002	14.4	26.4	23.5	4.0	19.5	2.9	1a
87VIN01	3034	13.3	25.7	22.4	3.6	18.8	2.0	1a
03AUM02	1602	12.4	24.9	21.7	2.0	19.7	2.6	1b
23CRE02	1942	12.2	25.2	21.4	1.8	19.6	2.5	1b
28LOI01	2029	13.0	24.2	21.6	3.7	17.8	1.7	1b
36ANG01	2218	12.4	23.0	20.8	4.0	16.8	0.6	1b
37IND01	2224	13.3	25.0	21.8	3.7	18.1	2.0	1b
41SAL01	2316	12.3	23.9	20.3	2.8	17.5	1.2	1b
42AIX01	2333	10.8	22.8	20.3	1.6	18.6	2.9	1b
49COU01	2432	12.8	25.3	21.0	3.5	17.5	3.9	1b
58CAN01	2581	12.6	25.3	22.0	2.8	19.2	2.6	1b
61SAR02	2629	12.0	23.3	20.2	2.6	17.6	2.3	1b
63DOR03	2666	10.9	24.1	20.8	2.6	18.2	3.2	1b

Code station	ID	TwA	TwX7J	TwXM	TwNM	DTwM	DTw24H	Facteur de contrôle
71ARR02	2801	12.2	24.5	20.6	2.7	17.9	3.1	1b
71BOR01	2803	12.9	25.9	21.4	3.6	17.8	2.9	1b
79THA01	2891	12.5	23.3	20.5	3.7	16.8	1.3	1b
87GAR02	3035	12.8	25.1	21.6	3.3	18.4	2.7	1b
87VIE04	3029	12.9	24.6	21.6	3.9	17.7	2.2	1b
15ALL01	1802	7.8	18.5	16.0	1.2	14.9	8.3	2a
18ARN01	1862	13.0	23.2	21.3	4.9	16.4	2.6	2a
48CHA01	2426	8.7	19.5	17.2	1.0	16.2	2.1	2a
53MAY01	2495	11.5	22.0	18.7	3.4	15.3	3.2	2a
71SOM01	2807	11.9	23.2	19.8	3.6	16.2	2.7	2a
72HUI02	2818	12.0	22.6	19.1	4.0	15.1	1.2	2a
03BES01	1586	10.6	21.2	18.1	2.6	15.5	2.3	2b
03BOB01	1592	11.0	21.3	18.6	2.3	16.3	2.3	2b
03OEI01	1601	11.4	21.7	18.8	2.7	16.1	2.3	2b
03QUE01	1595	11.1	20.3	17.9	2.6	15.3	1.6	2b
03RDN01	1585	10.6	19.1	17.2	2.3	14.9	1.8	2b
15ALA01	1803	8.8	18.5	15.7	1.9	13.8	2.3	2b
18AUO01	1856	12.2	20.2	18.1	5.4	12.6	2.9	2b
19VIE01	1892	8.4	16.5	14.0	3.1	10.9	5.2	2b
23TAU01	1938	9.1	17.5	14.8	2.1	12.7	6.4	2b
23TAU02	1939	10.5	21.6	17.8	1.3	16.5	2.8	2b
28CON01	2028	12.5	23.7	20.8	5.3	15.5	1.7	2b
36BOZ01	2214	12.0	22.8	20.2	3.9	16.3	2.3	2b
41BRA02	2322	11.3	20.0	17.1	3.8	13.3	1.0	2b
45DHU01	2370	12.6	23.7	19.7	3.8	15.9	2.3	2b
49LAY01	2441	12.3	21.9	19.6	3.4	16.2	1.5	2b
53ARO01	2499	11.1	20.0	17.2	5.1	12.1	3.1	2b
53ERN01	2500	10.8	18.6	16.1	4.7	11.4	2.3	2b
53ERV01	2494	11.6	21.0	17.9	4.7	13.2	2.6	2b
53OUD01	2504	12.5	22.8	19.9	3.8	16.0	1.3	2b
53VAR01	2496	11.5	21.0	19.1	4.4	14.7	1.1	2b
58ALE01	2580	11.3	21.0	18.1	3.5	14.6	5.1	2b
58NIE02	2585	11.3	20.6	18.0	4.2	13.8	0.9	2b
63BED01	2661	12.1	22.1	19.1	4.8	14.3	4.3	2b
71LOE01	2805	11.1	22.2	18.9	2.9	16.1	4.6	2b
71MES01	2802	11.1	22.2	18.9	2.9	16.1	4.6	2b
71SOR01	2797	11.5	22.6	19.3	3.2	16.1	2.4	2b
72BRA01	2808	11.6	22.5	18.7	3.2	15.5	2.4	2b
72VEG01	2821	12.0	22.0	18.5	4.0	14.6	1.3	2b
86BEN01	3013	12.0	22.0	18.9	2.1	16.8	2.2	2b
86CLA01	3003	13.1	22.0	19.7	5.6	14.1	0.6	2b
86ENV01	3011	12.6	23.6	20.0	3.8	16.1	2.5	2b
86VON01	3004	13.2	23.5	20.6	4.9	15.7	2.2	2b
87AUE01	3027	11.7	21.8	18.9	3.6	15.3	2.0	2b
87GAR01	3032	12.3	24.4	20.1	3.5	16.6	2.8	2b
87SEM01	3033	11.6	22.2	18.7	3.5	15.3	1.7	2b
87VIE02	3021	11.7	21.8	19.1	3.6	15.5	2.4	2b
87VIE03	3023	11.9	21.7	19.5	3.4	16.1	0.8	2b
03ACO01	1588	10.8	20.1	17.6	2.9	14.7	1.6	2c
03AUM01	1600	11.1	21.5	18.5	2.6	15.9	2.7	2c
03BIE01	1597	11.2	21.4	18.7	2.5	16.2	1.4	2c
03JOL01	1590	10.1	19.9	17.0	2.8	14.2	3.0	2c
03SIC01	1589	9.2	18.9	15.7	2.3	13.4	3.2	2c
03VOU01	1584	10.8	21.3	18.5	2.1	16.4	2.7	2c
23MAU01	1937	9.7	18.6	15.4	1.9	13.6	2.5	2c
28OZA01	2027	10.8	20.8	17.7	2.7	15.0	2.5	2c
36REN01	2206	12.2	22.6	19.7	4.7	14.9	1.6	2c
37ROU01	2223	11.6	21.0	17.8	4.1	13.7	3.1	2c
43ANN02	2344	9.3	20.7	18.0	0.9	17.0	2.5	2c
43DES01	2348	7.6	15.5	14.0	1.0	13.0	2.2	2c

Annexe 1. Stations RNT

Code station	ID	TwA	TwX7J	TwXM	TwNM	DTwM	DTw24H	Facteur de contrôle
43DUN01	2342	8.2	17.1	15.1	1.3	13.8	1.7	2c
45BEC01	2366	11.1	18.9	16.5	4.3	12.2	1.6	2c
53VAU01	2493	10.8	19.0	16.5	5.1	11.4	2.4	2c
63ANN01	2653	8.4	18.5	15.6	1.1	14.5	2.8	2c
63COZ01	2656	8.4	16.1	14.1	3.0	11.1	1.9	2c
63DOR01	2662	7.8	18.3	15.6	0.4	15.2	2.1	2c
63DOR02	2665	10.3	21.8	18.5	1.9	16.6	3.0	2c
63MOR01	2660	8.6	18.6	15.1	2.6	12.6	2.2	2c
63SAN01	2671	9.5	20.2	16.8	2.1	14.7	2.2	2c
63SIO01	2668	9.2	18.4	15.7	2.0	13.7	2.6	2c
63SIO02	2672	10.1	20.0	17.4	2.7	14.7	2.8	2c
63SIT01	2669	9.1	18.4	16.0	1.2	14.7	3.3	2c
69COI01	2760	9.8	19.4	17.0	2.3	14.7	2.4	2c
72AUN01	2811	11.1	19.4	17.7	3.7	14.1	1.2	2c
72TUS01	2809	10.0	17.5	15.3	3.4	11.9	1.3	2c
86BLO01	3001	11.6	21.5	18.6	3.4	15.2	1.4	2c
86BOI01	3006	12.9	22.1	19.0	6.2	12.7	2.1	2c
87AXE01	3028	11.5	23.2	18.9	3.6	15.3	2.0	2c
87BRM01	3036	11.7	22.1	18.9	3.3	15.6	0.8	2c
87COM01	3020	10.6	19.3	16.9	3.6	13.3	2.6	2c
87GLA01	3030	11.7	22.0	18.4	3.7	14.7	1.3	2c
87GOR01	3031	11.7	22.9	18.8	3.6	15.2	1.2	2c
36NAH01	2207	11.1	17.5	15.7	5.1	10.6	1.3	3
37ESV01	2230	12.4	17.3	16.0	7.5	8.4	2.3	3
41BOU01	2321	11.5	17.1	15.0	7.0	8.0	1.7	3
45NOT01	2365	11.2	17.4	15.7	5.2	10.5	1.5	3
58NIE01	2584	11.3	17.9	16.0	6.1	9.9	2.3	3
58NOH01	2588	12.0	18.4	16.5	7.2	9.3	1.6	3
61COR01	2632	10.7	15.6	14.2	5.5	8.7	1.3	3
61HUI01	2631	11.6	19.2	16.9	5.4	11.4	1.1	3
61SAR01	2628	10.8	15.9	14.4	6.0	8.4	2.4	3
79THO01	2890	10.9	16.8	15.4	5.3	10.0	1.8	3
86OZO01	3010	12.1	17.6	16.0	6.9	9.1	2.1	3

Annexe 2 : Période de suivi et caractéristiques hydroclimatiques et géomorphologiques des stations provenant des Fédérations de Pêche et de la DREAL Auvergne « période estivale 2000-2006 »

Caractéristiques morphologiques des stations :

Code station	Localisation	Ordre de Strahler	Surface du BV(km ²)	Altitude (m IGN69)	Distance à la source (km)	Pente du tronçon (‰)	Source
1	Oeil à Fouctiere	5	319	234.5	35.9	1.2	DREAL Auver
2	Besbre à St Prix	5	360	297	49.0	4.1	DREAL Auver
3	Sichon a Ferriere sur Sichon	3	27	502	11.6	21.7	DREAL Auver
4	Sologne a Ainay le Chateau	4	89	191.5	22.5	2.8	DREAL Auver
5	Le Cher à Brinay	7	4552	100	240.6	0.1	ONEMA
6	La Joyeuse à Prévéranges	4	32	300	9.4	10.2	ONEMA
7	La Loire à Léré	8	34848	135	534.2	0.1	ONEMA
8	La Petite Sauldre à Ménétréol	5	325	146	48.1	1.6	ONEMA
9	La Planche Godard à Vinon	2	44	158	12.4	1.8	ONEMA
10	La Sinaize à Rezay	4	169	175.5	30.0	2.3	ONEMA
11	La Yevrette à Osmoy	5	743	134	57.7	1.2	ONEMA
12	La Cloche à Coudreceau	3	85	133.5	15.5	5.0	ONEMA
13	Le Loir à Douy	5	4587	101	84.7	0.5	ONEMA
14	Ozanne à Brou	4	163	152.5	21.2	1.6	ONEMA
15	Anglin à la Chatre Langlin	3	45	238	12.4	1.5	ONEMA
16	La Bouzanne à Tendu	4	491	108	66.7	1.1	ONEMA
17	La Creuse à Saint Gaultier	6	3276	93	167.2	0.9	ONEMA
18	Indre à Ardentes	5	688	158.5	68.1	0.9	ONEMA
19	Le Nahon à la Selle sur Nahon	3	28	124.5	7.9	1.0	ONEMA
20	Le Renon à Poulaines	4	214	93.5	23.6	0.6	ONEMA
21	La Brenne à Chancay	4	443	57	49.4	1.1	ONEMA
22	La Cisse à Noizay	4	300	52.5	88.0	0.4	ONEMA
23	Esves à Ciran	4	42	86	10.3	3.0	ONEMA
24	Indre à Saint Jean	5	1866	75	179.8	0.1	ONEMA
25	La Roumer à Saint Michel	3	108	51	20.3	1.5	ONEMA
26	La Vienne à Anché	7	20345	34	354.7	0.2	ONEMA
27	Le Beuvron à Chaumont	4	385	103	53.9	1.3	ONEMA
28	Le Boulon à Mazangué	4	142	78	20.4	1.7	ONEMA
29	La Brayé à Savigny sur Brayé	4	519	79	52.0	1.3	ONEMA
30	Le Cher à St Aignan	7	12794	68	315.3	0.1	ONEMA
31	La Cisse à Chambon sur Cisse	4	502	75.5	48.5	1.2	ONEMA
32	La Loire à Muides sur Loire	8	38158	74.5	678.5	0.5	ONEMA
33	La Sauldre à la Ferte Imbault	5	1267	190	131.8	0.1	ONEMA
34	Doulon à Domeyrat	4	138	492.5	35.3	16.1	DREAL Auver
35	Ardoux à Lailly en Val	3	177	81.5	40.2	0.7	ONEMA
36	Le Bec d'able à Sully sur Loire	4	91	114.5	14.3	1.5	ONEMA
37	La Notre heure à Autry	2	83	173	20.8	2.8	ONEMA
38	Hyrome à Chemillé	4	82	20	15.8	0.1	ONEMA
39	La Layon à Nueil sur Layon	4	113	69	22.1	1.4	ONEMA
40	Le Loir à Corze	5	8220	20	305.2	0.1	ONEMA
41	La Loire à Gennes	8	84904	30.5	840.0	6.4	ONEMA
42	La Loire à Montjean	8	110051	18	891.7	0.1	ONEMA
43	Le Ruisseau des Loges à Brain	1	18	50.5	4.3	3.6	ONEMA
44	Le Thouet à Artannes	6	3300	44	131.1	3.4	ONEMA
45	Aron à La Chapelle au Riboul	4	81	141.5	14.9	3.5	ONEMA
46	Erne à Ernée	4	48	131	14.4	2.9	ONEMA
47	Erve à Chammes	4	102	87	24.3	3.8	ONEMA
48	La Mayenne à Saint Sulpice	6	3798	31.5	145.8	1.6	ONEMA

Annexe 2. Stations des Fédérations de pêche et DREAL Auvergne

Code station	Localisation	Ordre de Strahler	Surface du BV(km ²)	Altitude (m IGN69)	Distance à la source (km)	Pente du tronçon (‰)	Source
49	Oudon à Craon	4	300	50	4.5	0.1	ONEMA
50	La Vaudelle à Saint Germain	4	47	136.5	16.1	7.6	ONEMA
51	Artiere à Crouel	3	49	382.5	16.3	8.3	DREAL Auver
52	Couze d'Ardes à Madriat	1	117	475	4.3	14.8	DREAL Auver
53	Morge à Montcel	4	117	422	26.1	19.4	DREAL Auver
54	Huisne à Avèze	5	1217	86.5	92.5	0.7	ONEMA
55	Orne saonnoise à Saint Mars	5	416	56.5	41.8	0.7	ONEMA
56	La Sarthe à Dureil	6	6141	29	236.8	0.1	ONEMA
57	La Sarthe à Saint Aubin	5	1600	68	119.3	0.1	ONEMA
58	Le Tusson à Vance	3	76	72.5	23.0	0.5	ONEMA
59	La Vegre à Epineu le Chevreuil	4	202	73.5	35.2	0.5	ONEMA
60	Argent à Nueil sur Argent	4	85	114	18.1	2.5	ONEMA
61	Le Thouaret à Boussais	4	165	105.5	29.2	0.6	ONEMA
62	Le Thouet à Secondigny	1	3	207	2.4	9.7	ONEMA
63	La Benaize à Coulonges	4	245	137.5	44.9	1.2	ONEMA
64	La Boivre à Béruges	2	131	101	28.4	1.7	ONEMA
65	Le Clain à Anché	5	393	97.5	73.8	0.3	ONEMA
66	L'envigne à Colombiers	4	192	61.5	20.4	0.8	ONEMA
67	La Vienne à Valdivienne	6	5921	69	258.3	1.2	ONEMA

Suivi des températures de l'eau des stations fédérations de Pêche et DREAL Auvergne :

Code station	Localisation	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
1	Oeil à Fouctiere						7-12	1-12
2	Besbre à St Prix						1-12	1-12
3	Sichon a Ferriere sur Sichon							7-9
4	Sologne a Ainay le Chateau							1-12
5	Le Cher à Brinay	7-9	6-10	7-9		6-11	7-9	7-9
6	La Joyeuse à Prévéranges	7-9	6-9	7-9		6-11	7-9	7-9
7	La Loire à Léré					6-11		7-9
8	La Petite Sauldre à Ménétréol	7-9		7-9		6-11	7-9	7-9
9	La Planche Godard à Vinon	7-9		7-9	7-11	6-11	7-9	7-9
10	La Sinaize à Rezay		6-9	7-9	7-11	6-11	7-9	7-9
11	La Yevrette à Osmoy			7-9	7-11			7-9
12	La Cloche à Coudreceau	7-8		7-9	8-10	6-9	7-9	7-9
13	Le Loir à Douy	6-9	6-9		7-10	6-9		7-9
14	Ozanne à Brou	7-9		7-9	7-9	6-9	7-9	7-9
15	Anglin à la Chatre Langlin	6-9	6-9	7-9	7-10	6-9		7-9
16	La Bouzanne à Tendu	6-9		7-9	7-10	6-9		
17	La Creuse à Saint Gaultier	6-9	6-9	7-9	7-10	6-9	7-9	7-9
18	Indre à Ardentes	6-9	6-9	7-9	7-10			
19	Le Nahon à la Selle sur Nahon	6-9		7-9		6-9		7-9
20	Le Renon à Poulaines	7-9	6-9	7-9	7-10	6-9	7-9	7-9
21	La Brenne à Chancay		6-9	-9	7-10	6-9	7-9	7-9
22	La Cisse à Noizay	7-9	6-9	7-9	7-10	6-9	7-9	7-9
23	Esves à Ciran	7-9	6-9	7-9	7-10	6-9	7-9	7-9
24	Indre à Saint Jean	7-9	6-9	7-9		6-9	7-9	7-9
25	La Roumer à Saint Michel	7-9	6-9	7-9	7-10		7-9	7-9
26	La Vienne à Anché			7-9		6-9	7-9	7-8
27	Le Beuvron à Chaumont	7-9		7-9	7-10	6-9	7-9	7-9
28	Le Boulon à Mazangué	7-9		7-9		6-9	7-9	7-9
29	La Brayre à Savigny sur Brayre	7-9		7-9		6-9		
30	Le Cher à St Aignan							7-9
31	La Cisse à Chambon sur Cisse	7-9	6-9	7-9	7-10	6-9		
32	La Loire à Muides sur Loire					6-9		
33	La Sauldre à la Ferte Imbault	7-9	6-11	7-9		6-9		
34	Doulon à Domeyrat	7-9	6-11	7-9	7-10			
35	Ardoux à Lailly en Val	6-9		7-9	7-10			

Annexe 3. Stations Fédérations de pêche et DREAL Auvergne

Code station	Localisation	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
36	Le Bec d'able à Sully sur Loire	6-9		7-9	7-10	6-10		7-9
37	La Notre heure à Autry	6-9	7-9	7-9		6-10	7-9	7-9
38	Hyrome à Chemillé	7-9	6-8	7-8	8-10	6-9	7-9	7-9
39	La Layon à Nueil sur Layon	7-9		7-8	7-10	6-9	7-9	7-9
40	Le Loir à Corze	7-8	6-8		7-9			7-9
41	La Loire à Gennes							7-9
42	La Loire à Montjean	7-9	6-8	7-8	7-10	6-9	7-9	7-9
43	Le Ruisseau des Loges à Brain	6-9	6-8	7-8	7-10	6-9		
44	Le Thouet à Artannes	6-9	6-8	7-8	7-10	6-9	7-9	7-9
45	Aron à La Chapelle au Riboul	7-9			8-10	6-9	7-9	7-9
46	Erne à Ernée	7-9		7-9	7-10	6-10	7-9	7-9
47	Erve à Chammes	7-9		7-9	7-10	6-9	7-9	7-9
48	La Mayenne à Saint Sulpice	7-8		7-9	7-10	6-10		7-8
49	Oudon à Craon	7-9		7-9	7-10	6-10		
50	La Vaudelle à Saint Germain	7-9		7-9	7-10	6-9	7-9	7-9
51	Artiere à Crouel					10-12	1-12	1-12
52	Couze d'Ardes à Madriat					10-12	1-12	1-12
53	Morge à Montcel						8-8	3-12
54	Huisne à Avèze	7-8	6-9	7-9	7-9	6-9		
55	Orne saonoise à Saint Mars	6-9	6-9	7-9	7-9	6-8		
56	La Sarthe à Dureil	6-9		7-9	7-9	6-8		
57	La Sarthe à Saint Aubin	6-9	6-9	7-9	7-9		7-9	
58	Le Tusson à Vance	7-9		7-9	7-9		7-8	7-9
59	La Vegre à Epineu le Chevreuil		6-9	7-9	7-9	6-9		7-9
60	Argent à Nueil sur Argent	6-9		7-9	7-9	6-9	7-9	7-9
61	Le Thouaret à Boussais	6-9		7-9	7-9	6-9	7-9	7-9
62	Le Thouet à Secondigny	6-9	6-9	7-9	7-9	6-9	7-9	7-9
63	La Benaize à Coulonges	7-9	7-9	7-9		6-9		
64	La Boivre à Béruges	7-9		7-9		6-9	7-10	7-10
65	Le Clain à Anché		6-9	7-9	7-10	6-9		
66	L'Envigne à Colombiers		7-9	7-9		6-9	7-9	
67	La Vienne à Valdivienne	7-9	6-9					

Températures de l'eau et de l'air et facteurs de contrôle identifiés sur les stations fournies par les fédérations de Pêche et la DREAL Auvergne (1a : Atmosphérique; 1b : atmosphérique et ombrage; 2a : mixte sans ombrage; 2b : mixte – ombrage moyen; 2c : mixte – fort ombrage; 3 : apports d'eaux souterraines) :

Code station	Températures de l'eau								Température de l'air			Facteur de contrôle
	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	Moy.	Moy.	Max	Min	
1						19	20.3	19.6	19.9	28.3	12.4	2b
2						18.6	19.7	19.1	20	28.2	12.7	2b
3							19.0	19.0	19.8	28.2	12.8	2c
4							20.6	20.6	21.3	28.4	14.6	
5	21.2	21.9	19.3		20.1	21.8	22.8	21.2	19.5	28.9	12.4	1a
6	16.7	17.2	15		16.4	16.7	17.8	16.7	18.8	27.1	11.7	
7					22.2		23.5	22.8	19.8	28.3	12.8	
8	16.9		15.2		17	16	17.5	16.5	19.2	28.9	12.1	
9	13.9		12.3	11.6	10.9	13.7	13.7	12.7	19.6	31.5	11.9	3
10		19.2	18.3	21.3	18.8	18.6	20.2	19.4	20.3	32	12.5	
11			15.7	16.3			15.6	15.8	21	31.8	12.9	3
12	14.4		13.5	14.5	13.5	14.3	15.1	14.2	18.5	30.1	12.1	3
13	19.1	19.1		21.9	20.1		21.3	20.3	19.6	30.1	12.6	1b
14	16.8		17	17.1	13.5	17	17.4	16.5	19	30.1	12.5	2c
15	17.1	17.7	15.5	17.2	13.9		18.7	16.7	19.2	30.3	10.9	
16	18.8		18.3	20.4	18.3			19	19.7	30.5	11.8	2b
17	20.5	20.5	18.1	17.6	15.7	20.1	21.6	19.2	20.2	30.5	11.6	

Annexe 2. Stations des Fédérations de pêche et DREAL Auvergne

Code station	Températures de l'eau								Température de l'air			Facteur de contrôle
	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	Moy.	Moy.	Max	Min	
18	19.4	20	18.1	21.1				19.7	20	30.6	11.4	
19	15.6		14.9		15.7		16.5	15.7	19.3	28.1	12.2	3
20	18.4	18.8	18.5	20.9	18.7	18.6	19.6	19.1	20.1	31.2	12.5	2c
21		18.3	19.1	19.4	17.6	18.6	19.6	18.8	20.2	31.1	13.4	
22	19.7	19.6	19.1	21.2	18.1	20.6	21.7	20	20	31.1	12.7	
23	15.8	15.9	14.7	14.9	13.5	15.7	16.2	15.2	19.9	31.5	11.8	
24	20.6	21.2	19.7		20	20.2	21.3	20.5	19.6	28.8	12	1b
25	16.7	17.5	17	17.3		17.4	18.3	17.4	19.7	29.5	12.1	2c
26			21.3		22.3	22.3	23.2	22.3	19.6	28.7	13.5	1a
27	19.4		19.1	21.3	18.8	19.1	20.2	19.7	19.5	31	11.9	
28	14.1		13.5		14.8	14.3	15.1	14.4	19.2	27.8	13	3
29	17.1		15.2		17.3			16.5	18.8	26.7	12.9	
30							16.1	16.1	18.9	26.9	12.8	
31	18.4	18.1	19.4	17	15.5			17.7	19.6	31.2	12.5	
32					21.6			21.6	19.4	26.7	14.1	1a
33	20.2	20.1	20.3		20.6			20.3	18.9	26.2	12.2	
34	17.5	18.2	16.8	20.1				18.1	18.5	27.4	9.7	
35	18.7		15	17.1				16.9	19.9	30.6	13.3	
36	16.2		14.9	16.7	15.3		15.9	15.8	19.6	30.7	12.5	2c
37	14.9	15.7	11.9		15.5	15.1	15.6	14.8	18.8	28.8	12.1	3
38	18.9	19.4	18.7	21.5	19.2	19	20.1	19.5	19.7	30.3	12.6	
39	20		19.4	22.2	20.3	20.2	21.4	20.6	20	30.5	13.6	2b
40	20.1	20.4		23.2			23.8	21.9	20.2	29.5	13.5	1a
41							23.4	23.4	20.3	29.3	13.4	1a
42	21.9	22.7	21.8	25.3	22.4	22.1	23.2	22.8	19.3	29.8	12	1a
43	15.5	16.4	15.5	17.3	15.6			16.1	19.5	30	13.4	
44	21.5	21	20.7	23.6	21.5	22.1	22.8	21.9	20	30.2	13.7	1a
45	16.4			19.6	17.1	17.2	17.9	17.6	18.6	29.9	11.9	2b
46	16		16.3	18.7	16.9	16.9	17.4	17	18.1	28.7	12.1	2b
47	17.2		17.5	19.5	18	18	18.8	18.1	20.1	31.3	13	2b
48	20.8		21.2	24.2	21.6		23	22.2	19.4	30	13	1a
49	19.4		19.3	21.6	19.6			20	18.3	29.9	11.9	2b
50	16.1		16	18.2	16.3	16.3	17.2	16.7	18.4	29.9	11.9	2c
51						17.1	17.8	17.5	19.7	27.2	12.5	
52						17.2	17.8	17.5	19.3	27.3	12	
53						9.1	10.7	9.9	17.9	25.6	11.2	2c
54	16.8	17	16.6	18.8	17.6			17.3	18.9	30.2	12.6	2a
55	18.8	19.2	18.9	19.4	15.8			18.4	19.7	31.2	13.5	1a
56	20.6		21	24.1	21.7			21.9	19.8	31.2	13.8	
57	19.2	20	19.5	21.9		20.9		20.3	19.3	31.2	12.8	
58	16		15.3	17		16.8	18.7	16.8	19.6	30.7	12.8	
59		17.2	17.3	19.5	17.9		19.6	18.3	20	31.2	13.6	2b
60	17.9		18	21.2	18.7	19.2	20	19.1	19.6	30.6	13.2	
61	20		19.7	22.5	20.5	19.9	21.1	20.6	19.8	30.8	13.6	1b
62	14.7	15	14.1	18.1	14.4	14.7	15.1	15.2	19.2	29.1	12.6	
63	18.4	19	17.7		18.5			18.4	18.6	26.1	12	2b
64	17.7		18.2		18.6	18.8	19.5	18.5	19.1	28.8	12.9	2c
65		18.2	18.4	20.9	19.1			19.1	20	29.9	13.4	2b
66		20.2	19.4		19.9	19.2		19.7	19.6	26.6	13	2b
67	21.5	22.1						21.8	19.4	25.7	13.2	1a

Annexe 3 : Water temperature sensitivity under climatic change: comparison between mountain and lowland rivers in the Loire basin

A. BEAUFORT¹, V. BUSTILLO², F. CURIE¹, F. MOATAR¹, A. DUCHARNE³ & D. THIERY⁴

1 Laboratoire GéoHydrosystèmes Continentaux (GeHCO) – Université François Rabelais, Faculté des Sciences et Techniques, Parc de Grandmont, 37200 Tours, France
aurelien.beaufort@univ-tours.fr

2 CESBIO UMR 5126 (CNES-CNRS-IRD-UPS), IUT Paul Sabatier, Antenne d'Auch-24, rue d'Embaquès 32000 Auch, France

3 Sisyphé (UMR 7619), Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

4 Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), 3 avenue Claude-Guillemin-BP 36009 45060 Orléans Cedex 2, France

Abstract In a context of climate change, the capacity to forecast the thermal regime of rivers is a major challenge for water resource management and for aquatic ecosystem preservation. To address the geographic distribution of daily water temperature within the entire drainage network of the Loire basin (110 000 km²), we based our work on the equilibrium temperature concept, as developed in the ICC-Hydroqual project. Sixty-eight sub-basins (300 to 3000 km²) are delineated, in which Strahler orders are considered to behave similarly. The model uses a heat balance with five terms based on meteorological variables provided by Safran interpolation analysis (8 km × 8 km) of Météo-France. The simulation of the river discharge was performed by means of the semi-distributed hydrological model EROS. The performance of the model for simulating water temperature over the last 33 years (1974–2007) for 71 sampling stations led to median RMSE = 1.97°C. Thermal regime at the end of the 21st century (2080–2100) was simulated using 13 changing climate (A1B) and hydrological scenarios derived by the EROS model. The combination of these scenarios results in the same increase of the mean annual temperature by 2.2°C (±0.6°C). The increase of the mean monthly temperature is similar for mountain rivers (mean basin elevation 600 m) and for lowland rivers (mean basin elevation 130 m). The water temperature increases by 3.0°C (±0.9°C) in spring and autumn and by 2.6°C (±0.7°C) in summer. This limited increase in summer can be explained by the rise of the energy loss by the net long-wave radiation and by the evaporative heat flux, correlated with a reduction of the increase of the net short-wave radiation.

Key words thermal models; climate changes; equilibrium temperature; mountain and lowland rivers; Loire Basin; France

Introduction

Climate change is likely to have a major impact on the physico-chemical and ecological quality of hydrosystems through a rise in water temperature and modification of flow (Arnell, 1999; Ducharne *et al.*, 2008). More specifically, the temperature of rivers determines oxygen solubility, the kinetics of biological and chemical reactions, the distribution of fish, and hence influences the functioning of aquatic ecosystems. The heat balance of rivers is influenced by many factors, including atmospheric conditions, topography, riverine vegetation, river flow and heat flux arising from river beds (Caissie, 2006; Webb *et al.*, 2008). Physically-based models are preferred to statistical models to estimate the impact of climate change on the heat balance of rivers, in spite of the large quantity of data required (hydrological, geomorphological and meteorological), because they make it possible to extrapolate changes based on their underlying conditions (St-Hilaire *et al.*, 2003; Caissie *et al.*, 2007; Bustillo *et al.*, 2012). In this article, we use a model based on the concept of equilibrium temperature proposed by Edinger (1968), which is simpler to implement at a regional scale and which gives similar results to those obtained with a more traditional approach (Bustillo *et al.*, 2014). The equilibrium is recognized as an appealing way to simulate river temperatures (Caissie *et al.*, 2005). The main aim of this work is

to study the impact of climate change on the heat balance of rivers on a regional scale. The Loire basin (110 000 km²) was selected on account of its contrasting features in terms of morphology (slopes of 0.3 to 67 m/km), lithology (sedimentary and crystalline domain) and climate (annual precipitation of 600 to 1300 mm). Flow and temperature of the basin rivers were simulated for the present time (1970–2007) (hereafter called PT), at mid-century (2046–2065) (hereafter called MC) and at the end of the century (2081–2100) (hereafter called EC) based on 13 A1B climate projections of the 4th GIEC report. In this article, we compare the hydrological and heat responses of two catchments in similar lithological settings but with different meteorological and geomorphological features: (1) the Doulon basin (250 km²) in the Massif Central, and (2i) the Oudon basin (150 km²) on the Armorican plain. Hydrological and meteorological variables were analysed with the aim of estimating their influences on the regulation of the water temperature under climate change.

Models and data

The approach developed here is based on combining a semi-distributed EROS hydrological model (Thiéry & Montzopoulos, 1995) and a thermal model developed as part of the ICC-Hydroqual project (2010). The Loire basin has been divided into 68 sub-basins of between 300 and 3000 km² (Fig. 2). Daily flows are simulated at the outlet of these 68 sub-basins according to meteorological forcing derived from the SAFRAN database (8 km × 8 km) (Quintana-Segui *et al.*, 2008). The SAFRAN database provided daily data covering France at 8-km resolution for the period 1970–2007 for the following near-surface parameters: air temperature (T_a , 2 m above the soil surface, °C), specific humidity (Q , 2 m above the soil surface, kg/kg), snowfall (S , mm/s), rainfall (R , mm/s), wind velocity (W , 10 m above the soil surface, m/s), global radiation (R_g , W/m²), and atmospheric radiation (R_a , W/m²). For simulations of the future, the same meteorological variables were obtained from 13 A1B climate projections of the 4th IPCC report (Intergovernmental Panel on Climate Change). The thermal model is based on the resolution of an energy balance which includes exchanges with the atmosphere and water tables, and the upstream–downstream propagation of the heat signal based on average morphological features (Fig. 2). It simulates daily temperature within the 68 sub-basins for each Strahler stream order.

Water temperature simulation was carried out in two stages: (1) determining the hydraulic conditions, and (2) calculating the OD temperature which only takes account of inertial factors (river depth) but without including the upstream–downstream propagation of thermal signal.

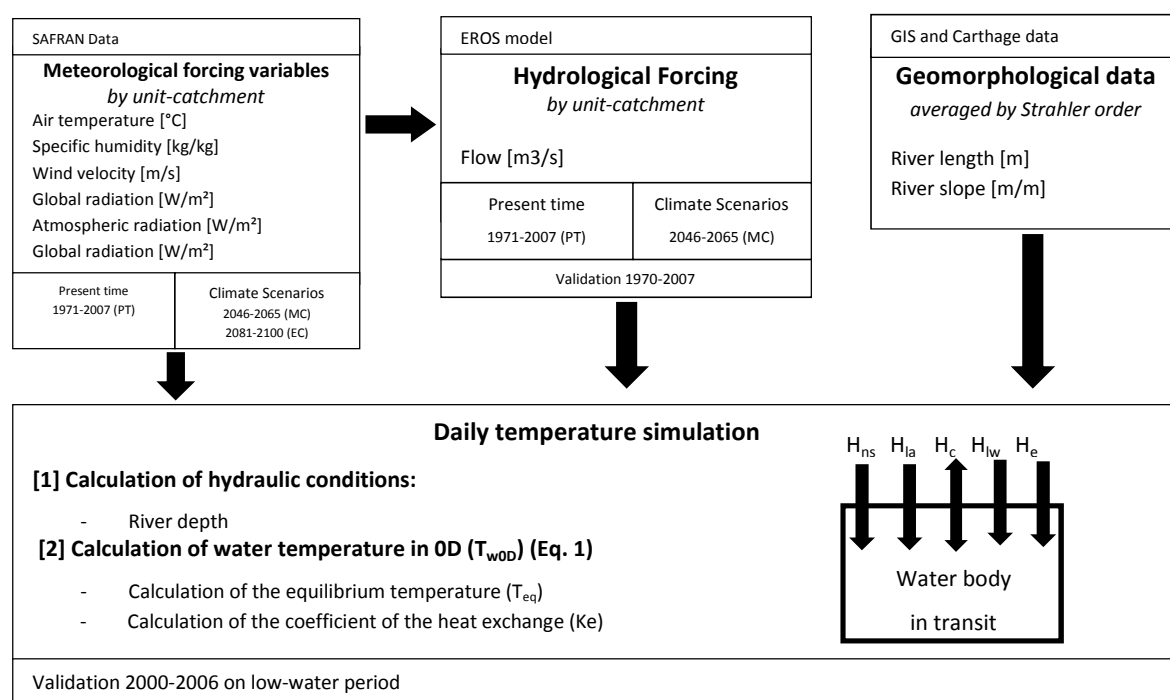


Figure. 1 Principle of the model used to simulate water temperature.

Calculating the hydraulic characteristics of reach categories

This stage involved determining the depth of 544 categories of reach (68 sub-basins \times 8 Strahler orders) and the average flow in these reaches. The width and the depth were determined using the ESTIMKART application which takes into account the median flow and the daily flow of the reaches (Lamouroux *et al.*, 2010). The main characteristics (length and slope) of the drainage network were extracted from the CARTHAGE (CARTographie THématique des AGences de l'Eau et du ministère de l'environnement) database and the BD ALTI[®] 25-metre resolution DTM dataset.

Calculating OD temperature at the outlets of the 68 sub-basins and for each Strahler order

First, we determined the equilibrium temperature (T_e) defined when the algebraic sum of the five energy flows is zero. These are the net short-wave radiation (H_{ns}), incident long-wave radiation (H_{la}), outgoing long-wave radiation (H_{lw}), the convective heat flux (H_c), and the energy used for evaporation/condensation (H_e) (Table 1). Next, the Edinger equation (equation (1)) was computed at a daily time step to define the OD temperature (T_{w0D}):

$$T_{w0D}(t) = T_e(t) + [T_w(t - \Delta t) - T_e(t)] \times \exp\left[\frac{-K_e(t)}{\rho_w C_{p_w} D(t)} \times \Delta t\right] \quad (1)$$

where $T_w(t)$ is the temperature of the river in °C at day t , ρ_w is the water density in kg/m^3 , C_{p_w} is the specific heat of the water = 4180 J/kg/K, $D(t)$ is the average depth (m), and K_e is the coefficient of heat exchange at time t , derived from Edinger's formulation:

$$k_e(t) = 4\epsilon\sigma(T_{w0D}(t) + 237.15)^3 + f(w) \left(0.62 + 6.11 \times \frac{17.27 \times 237.3}{(237.3 + T_{w0D}(t))^2} \times \exp\left[\frac{17.27 \times T_{w0D}(t)}{237.3 + T_{w0D}(t)}\right] \right) \quad (2)$$

where K_e is expressed in $\text{W/m}^2/\text{K}$ at day t , $f(w)$ is an empirical wind function expressed in $\text{W/m}^2.\text{mb}$ (Thomann & Mueller, 1987) according to wind speed and is expressed as $f(w) = 9.2 + 0.46W_7^2$ where W is the wind speed in m/s measured 7 m above the ground. A shading factor (SF), corresponding to a coefficient of reduction of the overall incident radiation (H_{ns}) is determined by calibration.

Table 1 Parameters used to determine the energy flows occurring at the water/air interface

Heat terms (W/m^2)	Formulation	Parameters	Assumptions
Net short-wave radiation (H_{ns})	$H_{ns} = (1 - Alb) \times Rg \times (1 - SF)$	Alb = Surface water albedo Rg = Global radiation (W/m^2) SF = Shadow factor	$Alb = 0.06$ SF (Calibrate) : $M=0.25$; $P=0.05$
Long-wave radiation (H_{la})	$H_{la} = \epsilon_a \sigma (Ta + 273.15)^4 \times (1 + 0.22Cld^{2.75})$	ϵ_a : Clear-sky atmospheric emissivity σ : Boltzmann constant Ta : Air temperature (°C) Cld : Cloud cover fraction	$\epsilon_a = \text{constant}$ $\sigma = 567 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$
Long-wave emitted radiation (H_{lw})	$H_{lw} = \epsilon_a \sigma (Tw + 273.15)^4$	Tw : Water temperature (°C)	$\epsilon_a = \text{constant}$ $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$
Convection (H_c)	$H_c = B f(w) (Ta - Tw)^4$	B : Bowen's coefficient $f(w) = aw + b$: wind function w : wind speed at 7 m	$a = 0.46$ and $b = 9.2$ $B = 0.62 \text{ mb}^\circ\text{K}^{-1}$
Evaporation (H_e)	$H_e = f(w) (e_s - e_a)$	e_a : water vapour pressure in air (mb) e_s : saturation vapour pressure for Tw (mb)	Magnus-Tetens approximation: $e_s = 6.11 \times \exp\left[\frac{17.27 T_w}{237.3 + T_w}\right]$

Study site and data

We selected two basins for which hourly temperature data during the summer period are available: (1) the Doulon basin (250 km², hereafter called M for “mountain”), located in the Massif Central, has a high relief (altitude 10–1849 m), and (2) the Oudon basin (150 km², hereafter called P for “plain”), located on the plain on the Massif Armorican. The two basins form part of sub-basins no. 9 (Allier to Vic-le-Comte, called M*) and no. 65 (Oudon to Andigné, called P*). The lithology of basin P is composed of 80% sandstone and schist forming the bedrock of the Massif Armoricain. Basin M is composed of the granite forming the bedrock of the Massif Central. Specific interannual flows (QA), low-water flows (Q90), and the flow profiles of the two rivers are similar (approx. 7 and 20 L/s/km² for QA and Q90), indicating similar hydrological behaviour.

The interannual air temperatures (1971–2007), annual and summer, are 2.8°C and 1.9°C higher in basin P than in basin M.

The outlets of basins M and P are equipped with hourly temperature sensors for the summer period (June to September 2000 to 2006). The mean summer water temperature of basin P is 0.8°C higher than that of basin M. The diurnal temperature range is greater in basin M (3.7°C) than in basin P (1.8°C).

Table 2 Characteristics of sub-basins P and M.

BV	Area (km ²)	Averaged altitude (m)	Averaged slope (m/km)	T _{air} Summer (°C)	T _{air} Annual (°C)	T _{eau} summer (°C)	T _{eau} Diurnal amplitude (°C)	Specific flow (L/s/km ²)
M	250	500	18	16.3	8.5	16.4	3.7	7.3
P	150	50	3	18.2	11.3	17.6	1.8	6.7

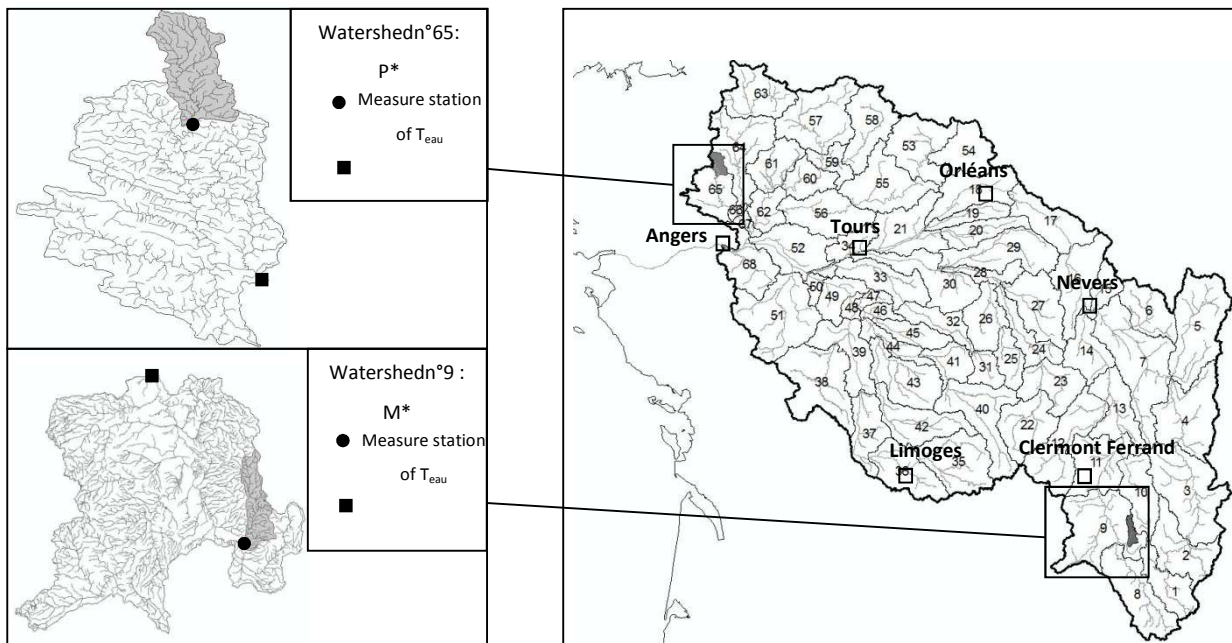


Fig. 2 Map location of the P and M basins (Grey) in the Loire River basin.

Results and discussion

Performance of the hydrological and thermal models

To test the performance of the hydrological model at high, medium and low flows, Nash criteria were calculated on discharge values (C1), on the square root of the discharge (C2), and the logarithms of the discharge (C3). The performances of the hydrological model at the outlet of the 47 hydrometric stations used for the calibration are good (the medians of the criteria range between 0.84 and 0.87). Moreover, for the Nash criterion C3, 75% of the sub-basins were between 0.77 and 0.93 during the low-water period, which is of particular interest for this study. Likewise, for basins M* and P*, flows are very well simulated, because the criteria come within the upper quartile of performances (C1 = 0.80; C2 = 0.90; C3 = 0.70 for the least-well simulated basin).

The performance of the thermal model was analysed for 67 hourly monitoring stations of ONEMA, with Strahler orders of between 1 and 8 (data for June to September, 2000–2006). At all these stations, the median bias ($T_{\text{modeled}} - T_{\text{measured}}$) is zero, the standard deviation of errors is 1.6°C. For study basins M and P (Fig. 3), biases are -0.4 and -0.2°C, respectively, with standard deviations of 1.8 and 1.1°C over the validation period (2000–2004).

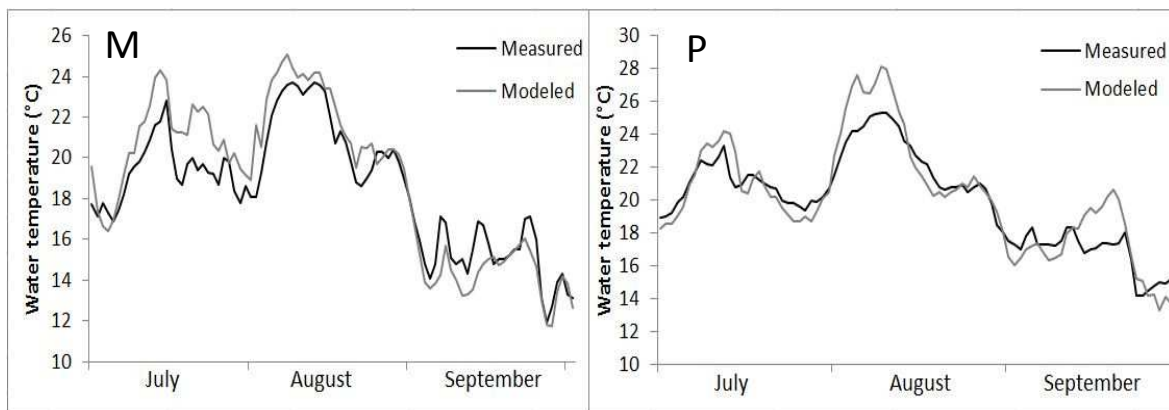


Fig. 3 Results of measured and modeled daily water temperature in M and P for the period 1 July 2003 to 30 September 2003.

The hydrological model faithfully represents flows in basin P for a dry year (2003) and a wet year (2000), with biases of -0.1 L/s/km^2 and 0.3 L/s/km^2 respectively, and standard deviations of 1.2 L/s/km^2 and 0.8 L/s/km^2 . The performances of the thermal model for 2000 and 2003 are in the same order of magnitude as for the validation period of the model, with biases of -0.1 and 0.1°C respectively, and standard deviations of 1.7 and 1.6°C (Fig. 4).

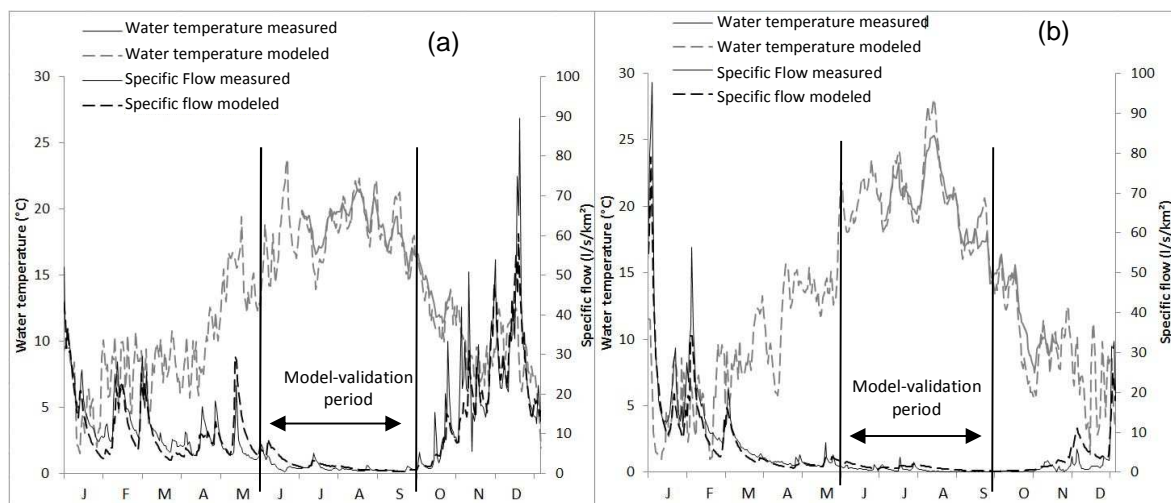


Fig. 4 Results of measured and modeled daily water temperature and of the specific flow in P for 2000 (a) and 2003 (b).

Response of the heat and hydrological balance of the rivers to climate projections during the 21st century

The EROS model simulates a steady decrease in annual flows at mid-century (MC) ($-20\% \pm 10\%$) and at the end of the century (EC) ($-35\% \pm 15\%$). The uncertainty values represent the standard deviation of flow simulations based on 13 global circulation models (GCMs) including A1B climate projections. However, this decrease is greater at low-water periods. This trend can be seen in both basins M* and P* where flows decrease by -45% ($\pm 13\%$) between June and September (Fig. 5). The curve of present median flows lies above the 90% percentile of the simulations carried out for climate projections during low-water periods.

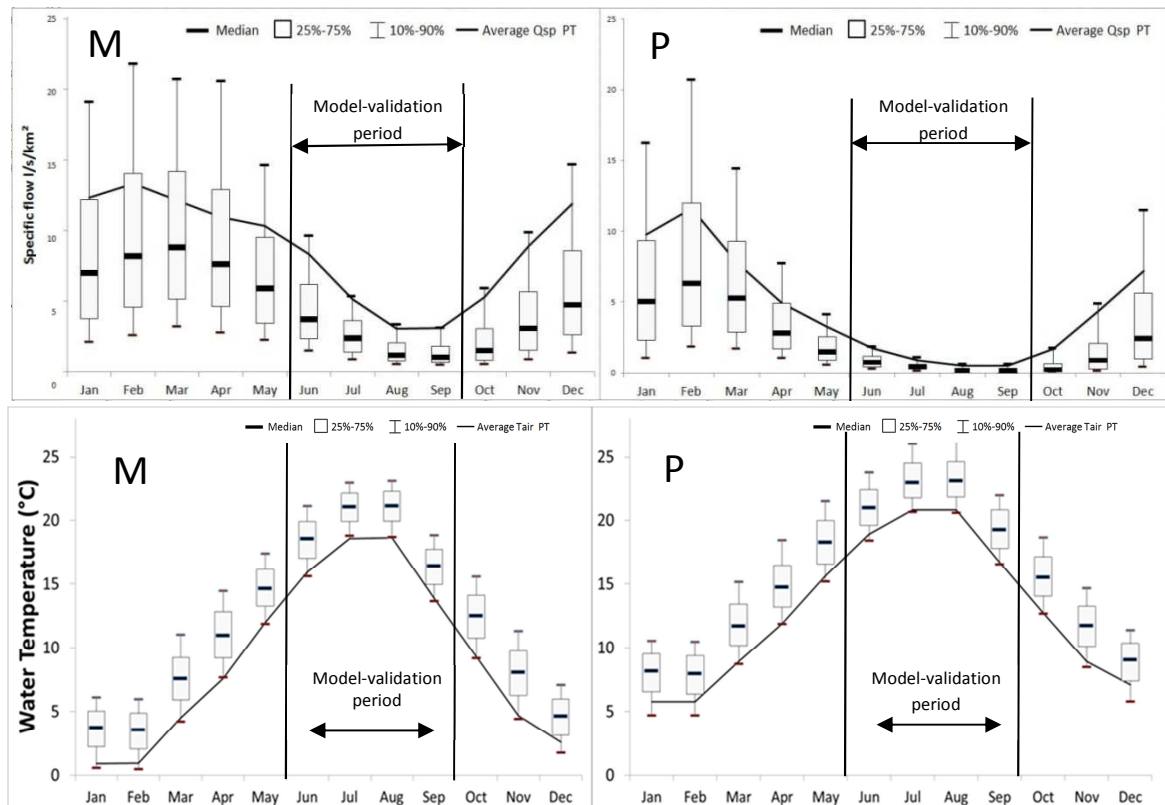


Fig. 5 Mean monthly specific flow and mean monthly water temperature simulated in M and P at the end of the 21st century (EC) (whiskers boxes) compared to the present period (solid line).

At the Loire basin scale, the thermal model simulates an increase of the water temperature by 2.2°C ($\pm 0.5^{\circ}\text{C}$) at MC and by 2.9°C ($\pm 0.7^{\circ}\text{C}$) at EC. The uncertainty values represent the standard deviation of water temperature simulations based on 13 A1B climate projections. For basins M and P, mean annual water temperature increases respectively by 2°C ($\pm 0.5^{\circ}\text{C}$) and 1.8°C ($\pm 0.8^{\circ}\text{C}$) at MC, and by 2.8°C ($\pm 0.5^{\circ}\text{C}$) and 2.5°C ($\pm 0.8^{\circ}\text{C}$) at EC (Fig. 5). This increase is robust particularly for the summer. The 10% percentiles of the simulations for scenario A1B for the end of the century are below or near the current median flow regimen. The behaviour of the water temperature anomalies (difference of monthly EC – PT means) is identical in the two basins during the year (Fig. 6). The increase of the water temperature seems more important in spring and autumn ($+ 3.0^{\circ}\text{C} \pm 0.9^{\circ}\text{C}$) than in summer ($+2.6^{\circ}\text{C} \pm 0.7^{\circ}\text{C}$). Several factors may explain the difference in water temperature anomalies between summer, spring and autumn: an increase of the net heat flux or a decrease of river flow involving a reduction of the river depth.

We have seen that flows decrease by -45% ($\pm 13\%$) between June and September at EC, which led to a decrease of river depth by 12% in basin M and by 5% in basin. Van Vliet *et al.*, (2011) have shown that a decrease in discharge of 40% resulted in a slight increase of river water

temperature by +0.8°C and it was particularly accentuated during dry and warm spells at a global scale. In this study, the decrease of the river depth in summer (0.08 m for M and 0.05 m for P) does not have any impact on the monthly average water temperature. However, maximum and minimum depths will be reduced by 15% in the two basins, involving a decrease of the thermal inertia of rivers and an increase of the water temperature during the warm-up period.

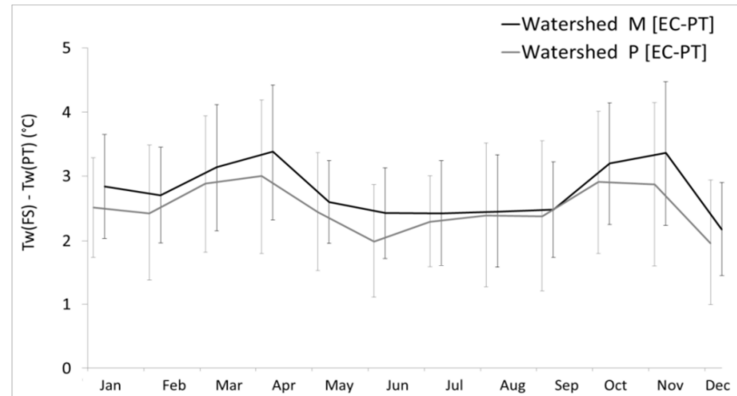


Fig. 6 Water temperature anomalies (difference of monthly EC – PT means). The error bar corresponds to the standard deviation of water temperature anomalies for 13 GCMs including A1B climate projections

The increase of the net heat flux will lead to rise of the equilibrium temperature. Bustillo *et al.* (2014) have shown an increase of equilibrium temperature of 3.2°C on the Loire River at the EC, largely due to the increase of the air temperature (+3.6°C). For basins M and P, mean annual water temperature increases by 2.8°C (±0.5°C) and 2.5°C (±0.8°C), respectively, and the air temperature increases by 3°C. However the air temperature increases by 2.8°C in spring and by 3.3°C in summer and autumn. Water temperature anomalies (Fig. 6.) do not follow exactly the same trend as the air temperature and we can expect that other climatic parameters are going to limit the increase of water temperature during summer. The net short-wave radiation (H_{ns}) is the major contributor to the surface of water heat gain in the two basins. At the EC, this heat flux is going to increase by 20% in spring and autumn, while in summer this increase is limited to 5% (Table 3.). The heat gain in summer will be limited leading to less increase of the equilibrium temperature. The net long-wave radiation ($H_{nlw} = H_{la} - H_{lw}$) is the main contributor to energy loss at the water surface (60% of the energy loss). At EC, the mean annual value of this heat flux rises to 8% on basin M and to 3% on basin P. The second contributor of energy loss is the evaporative heat flux (H_e) (35% of the energy loss). At EC, the mean monthly evaporation increases of 30% on basin M and by 20% on basin P and will become the main contributor to energy loss in summer (Table 3). The increased energy loss by evaporation contributes to limit the rise of the water temperature, especially in summer. The sensible heat flux (H_c) is the third contributor to energy loss and represents 5% of the energy loss at PT and 10% in summer at EC (Table 3). However, the impact of this heat flux on the water temperature is very small. Finally, we can explain the smaller increase of the water temperature in summer by the rise of energy loss due to net long-wave radiation and by the evaporative heat flux, correlated with a reduction of the increase of the net short-wave radiation. In summer, the surface water heat gain will be smaller than in spring or autumn, which leads to reduction of the net heat flux and decrease of the equilibrium temperature.

The general increase of river water temperature will modify the fish community structure and fish migration (Schindler, 2001). For example, sedentary fish, belonging to the *Cyprinidae* family, have a reproduction threshold of 16°C. Over the PT (1971–2007), the over-run of this threshold occurs at the beginning of June in basin P and in mid-June in basin M. At the EC (2081–2100), we simulate an over-run of the threshold of 32 days earlier than PT for M, and 26 days earlier than PT for P. If these projections are accurate, it should be expected that a strong change of the actual ecological balance may arise.

Table 3 Mean seasonal heat fluxes (W/m^2) in M and P at present time (PT) and at the end of the 21st century (EC).

Heat Flux [W/m^2]	Basin M								Basin P							
	H_{ns}		H_{nlw}		H_c		H_e		H_{ns}		H_{nlw}		H_c		H_e	
	PT	EC(Gain)	PT	EC(Gain)	PT	EC(Gain)	PT	EC(Gain)	PT	EC(Gain)	PT	EC(Gain)	PT	EC(Gain)	PT	EC(Gain)
Winter	35	35(-)	-37	-37(-)	6	9(+33%)	-4	-5(-20%)	38	36(-6%)	-22	-18(+18%)	-3	-3(-)	-13	-17(-24%)
Spring	93	108(+14%)	-56	-60(-7%)	-6	-8(+25%)	-27	-37(-27%)	127	147(+24%)	-51	-55(-8%)	-20	-21(-5%)	-53	-69(-24%)
Summer	126	132(+5%)	-62	-62(-)	-7	-7(-)	-52	-65(-20%)	168	173(+3%)	-58	-58(-)	-19	-11(+43%)	-91	-104(-13%)
Autumn	57	72(+21%)	-44	-48(-8%)	1	1(-)	-17	-28(-30%)	70	90(+23%)	-31	-37(-17%)	-5	-5(-)	-34	-50(-32%)

Finally, we have seen that the thermal regime of rivers located in mountain and in lowland regions have the same response under climate change with a similar increase of the water temperature at the EC. It may seem that the geomorphological parameters of rivers have limited influence on the regulation of water temperature in this thermal model. To improve the performance of the water temperature simulation it would be efficient to implement a more precisely discretized thermal model. This approach will permit the taking into account of the geomorphological and meteorological parameters for each river section with the goal of better estimating the evolution of their thermal regime under climate change.

Acknowledgements This work was realised in the course of work for a thesis funded by the Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques (ONEMA). It also benefitted from financial supports by the Fonds Européen de développement Régional (FEDER), the Etablissement Public Loire (EPL) and the water Agency of Loire Bretagne (AELB). Thanks are due to Météo-France for the SAFRAN database.

References

- Arnell, N.W. (1999). The effect of climate change on hydrological regimes in Europe: a continental perspective. *Global Environmental Change* 9, 5–23.
- Bustillo, V., Moatar, F., Ducharme, A., Thiéry, D. & Poirel, A. (2012) A multimodel comparison for assessing water temperatures under changing climate conditions via the equilibrium temperature concept: case study of the Middle Loire River, France. *Hydrological Processes* doi: 10.1002/hyp.9683.
- Caissie, D. (2006) The thermal regime of rivers: a review. *Freshwater Biology* 51, 1389–1406.
- Caissie, D., Satish, M.G. & El-Jabi, N. (2005) Predicting river water temperatures using the equilibrium temperature concept with application on the Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). *Hydrological Processes* 19, 2137–2159.
- Caissie, D., Satish, M.G. & El-Jabi, N. (2007) Predicting water temperatures using a deterministic model: Application On Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). *Journal of Hydrology* 336(3), 303–315.
- Ducharme, A. (2008) Importance of stream temperature to climate change impact on water quality. *Hydrology and Earth System Science* 12, 797–810.
- Edinger, J.E., Duttweiler, D. & Geyer, J. (1968) The response of water temperatures to meteorological conditions. *Water Resources Research* 4, 1137–1143.
- Lamouroux, N., Pella, H., Vanderbecq, A., Sauquet, E. & Lejot, J. (2010) Estimkart 2.0: Une plate-forme de modèles écohydrologiques pour contribuer à la gestion des cours d'eau à l'échelle des bassins français. Version provisoire. Cemagref – Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse – Onema210.
- Mohseni, O., Stefan, H.G. & Erickson, T.R. (1998) A non-linear regression model for weekly stream temperatures. *Water Resources Research* 10, 2685–2692.
- Quintana-Seguí, P., Le Moigne, P., Durand, Y., Martin, E., Habets, F., Baillon, M., Canellas, C., Franchisteguy, L. & Morel, S. (2008) Analysis of near surface atmospheric variables: validation of the SAFRAN analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47, 92–107.
- Schindler, D.W. (2001) The cumulative effects of climate warming and other human stresses on Canadian freshwater in the new millennium. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 58, 18–29.
- St-Hilaire, A., Morin, G., El-Jabi, N. & Caissie, D. (2000) Water temperature modeling in a small forested stream: implication of forest canopy and soil temperature. *Canadian Journal of Civil Engineering* 27, 1095–1108.
- Thiéry, D., Moutzopoulos, C. (1995) Un modèle hydrologique spatialisé pour la simulation de très grands bassins: le modèle EROS formé de grappes de modèles globaux élémentaires. In: *VIIIèmes journées hydrologiques de l'ORSTOM "Régionalisation en hydrologie, application au développement"* (ed. by Le Barbé & E. Servat), ORSTOM Editions. 285–295.
- Thomann, R.V. & Mueller, J.A. (1987) *Principles of Surface Water Quality Modeling and Control*. Harper & Row, New York.
- Van Vliet, M.T.H., Ludwig, F., Zwolsman, J.J.G., Weedon, G.P. & Kabat, P. (2011). Global river temperatures and sensitivity to atmospheric warming and changes in river flow. *Water Resources Research*, 47, W02544, doi:10.1029/2010WR009198.
- Webb, B.W., Hannah, D.M., Dan Moore, R., Brown, L.E. & Nobilis, F. (2008) Recent advances in stream and river temperature research. *Hydrological Processes*, 22, 902–918

Modélisation physique de la température des cours d'eau à l'échelle régionale : Application au bassin versant de la Loire

Résumé

Cette étude correspond au développement de deux approches de modélisation à base physique basées sur le concept de température d'équilibre pour simuler la température des cours d'eau à l'échelle du bassin de la Loire (10^5 km²). La performance de ces deux approches de modélisation est analysée via des chroniques horaires issues du réseau national thermique associé aux cours d'eau (RNT), mis en place par l'ONEMA en 2008. Une première partie est consacrée à l'étude de l'approche de modélisation stationnelle qui résout un bilan énergétique à l'échelle de la station. Cette approche a été testée selon une discrétisation simplifiée par ordre de Strahler puis selon une discrétisation à l'échelle du tronçon hydrographique. Elles simulent avec une très bonne précision la température horaire et journalière pour les grands cours d'eau où l'influence des conditions aux limites amont devient limitée. Une seconde approche dite « par propagation » basée sur une topologie de réseau est développée dans le but d'intégrer, à haute résolution spatiale et temporelle la propagation du signal thermique de l'amont vers l'aval des cours d'eau à une échelle régionale ce qui améliore la performance sur les cours d'eau situés en amont et de bien restituer la dynamique des profils thermiques longitudinaux des grands cours d'eau.

Mots clés : température des cours d'eau, modélisation à base physique, échelle régionale, température d'équilibre, bilan énergétiques, approche stationnelle, approche par propagation, période estivale et annuelle, végétation rivulaire, apports eaux souterraines, évolution temporelle et spatiale.

Abstract

This work corresponds to the development of two physically based modeling approaches based on the equilibrium temperature concept to simulate the stream temperature at the Loire basin scale (10^5 km²). The performances of these two approaches are analyzed with hourly temperatures provided by the national thermal network associated with rivers (RNT), set up by the ONEMA in 2008. A first part focuses on the study of the 0D approach which solves the heat budget at the local scale. This approach has been tested with a simplified discretization by Strahler order and then with a discretization at the hydrographical reach scale. They simulated accurately hourly and daily temperatures for large rivers where the upstream influence becomes limited. The second part focuses on the approach by propagation based on a network topology in order to integrate the upstream-downstream propagation of the thermal signal with high spatial and temporal resolution at a regional scale which improves performances of rivers located near headwaters and to well reproduces the dynamics of longitudinal thermal profiles for large rivers.

Key words: stream temperature, physically-based modelling, regional scale, equilibrium temperature, heat budget, 0D approach, approach by propagation, riparian vegetation, groundwater inputs, summer and annual period, spatial and temporal evolution