



# UNIVERSITÉ DE TOURS

# ÉCOLE DOCTORALE EMSTU EA6293 - Laboratoire GéoHydrosystèmes Continentaux



# Hugo LE LAY

soutenue le : 19 Avril 2019

pour obtenir le grade de : Docteur de l'université de Tours

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre

# CARACTERISATION DES ECHANGES NAPPE-RIVIERE PAR MESURE DISTRIBUEE DE TEMPERATURE PAR FIBRE OPTIQUE : LIMITES ET APPLICATIONS AUX FAIBLES EXFILTRATIONS DE NAPPE

THÈSE dirigée par :	
MOATAR Florentina	Professeure, Université de Tours
THOMAS Zahra	Maître de conférences HDR, AGROCAMPUS OUEST
RAPPORTEURS :	
FLIPO Nicolas	Maître de recherche HDR, Mines ParisTech, Paris
PIEGAY Hervé	Directeur de recherche, CNRS, ENS Lyon

JURY :

FLIPO Nicolas	Maître de recherche HDR, Mines ParisTech, Paris
MOATAR Florentina	Professeure, Université de Tours
PIEGAY Hervé	Directeur de recherche, CNRS, ENS Lyon
PINAY Gilles	Directeur de recherche, IRSTEA Lyon
THOMAS Zahra	Maître de conférences HDR, AGROCAMPUS OUEST
MEMBRE INVITE :	
GAUTIER Jean-Noël	Expert Hydromorphologue, Agence de l'Eau Loire-Bretagne Orléans

A mon grand-père, ce grand curieux.

# Remerciements

Si sur le diplôme final ne figure qu'un seul nom, il convient de rappeler que ce nom n'aurait jamais pu apparaître sur ce bout de papier sans le concours et le soutien d'une multitude de gens. Plutôt que de laisser le soin au lecteur de lire entre les lignes, je tiens ici à rendre aux multiples césars ce qui leur appartient, avec toute ma gratitude.

Mes premiers remerciements vont tout naturellement aux rapporteurs de ce travail Nicolas Flippo et Hervé Piégay pour leur lecture attentive, leurs retours constructifs et leurs questions pertinentes. Les discussions qui en ont résulté ont été à la fois intéressantes et stimulantes. Je tiens également à remercier les autres membres du jury : Gilles Pinay pour sa présidence consciencieuse mais pleine d'humour et Jean-Noël Gautier pour la confiance qu'il a bien voulu nous accorder sur ce projet.

Viennent ensuite mes directrices de thèse, Florentina Moatar et Zahra Thomas. Florentina, merci de m'avoir offert cette opportunité et de m'avoir fait confiance malgré la distance. Zahra, quelques lignes ne suffiront pas mais encore merci pour tes conseils scientifiques et techniques, merci pour ton humanité. Nos conversations (plus ou moins scientifiques) me manqueront.

Une mention également à Olivier Bour qui m'a en quelque sorte mis sur les rails de la recherche il y a cinq ans. Nos quelques entrevues m'ont permis de prendre un recul bienvenu sur mes travaux. J'espère rediscuter cinéma très bientôt dans ce bureau noyé sous le papier !

Ce travail n'aurait jamais pu être mené à bien sans l'aide précieuse de quelques personnes aux compétences indispensables. Je pense évidemment à Pascal Pichelin – aussi versé en informatique qu'en râlement (et quel accent !) – et François Rouault – a.k.a. le technicien aux mains d'argent, a.k.a. l'arpenteur de zone humide, a.k.a. le maire caché de Pleine Fougères. Sans eux, pas d'expériences, pas de traitements des données. Tout simplement. Grand merci à eux. Et merci aux autres techniciens de l'UMR SAS de Rennes (Mikaël, Yannick et Yannick, Nicolas, Sylvain, Jérôme, Rémy et Marc) pour leur aide sur le débroussaillage du cours d'eau, l'installation et la désinstallation de la fibre optique dans le cours d'eau et leur science du barbecue. J'en profite aussi pour remercier Séverine, Eulalie et Evelyne pour leur aide face au monstre administratif et budgétaire. Sans elles, j'aurais sans doute péri..

Un peu en parallèle des travaux de thèse en eux-mêmes, j'aimerais également remercier l'équipe du GEHCO à Tours et Florentina pour l'opportunité qui m'a été offerte de donner quelques cours à leurs étudiants. J'espère que leur expérience de ces cours aura été pour eux aussi positive qu'elle l'a été pour moi. J'en profite pour remercier tout le labo de Tours pour son accueil très chaleureux : j'aurais aimé faire davantage de passages.

La majeure partie de ces trois années et demi de thèse s'est déroulée à Rennes, au sein de l'UMR SAS, sur le site d'Agrocampus Ouest. Et sans l'ambiance chaleureuse qui y règne, sans ces mercredi jeu, ces séances improvisées de foot/frisbee/lancers de citron, j'aurais sans doute cédé aux sirènes de l'école buissonnière depuis bien longtemps. Comme il m'est impossible d'adresser des remerciements individuels, voici une mention en vrac à : Mounir (M Théories Bizarres), Pascale (Mme Spectro), Youssef (M Smile), Pauline (la transfuge grenobloise), Pierre (le sarthois qui doute), Marie-Charlotte (MC café d'orge !), Youssra (Miss Liban 2018), Fabien (a.k.a le footeux boiteux), Anne-So, Lucie et Elisa (Team Natation !), Pierre-Alexandre (troll par email, scientifique anarchiste à ses heures), Mamadou (la force tranquille qui supporte Pierre-Alexandre), Marine et Seb (a.k.a les Eternels CDD, les Immortels), Laurent (l'autre force tranquille), Aurore (Mme Smile et formation émotionelle),

Laurène (Mme Cheval), Laure (la belge sans accent), Rémi (a.k.a. le Titulaire) et tous les autres, les stagiaires de passage, ceux que j'ai sans doute oublié, merci à tous !

Je conclurai les remerciements du monde professionnel par mes deux acolytes, mes deux co-bureaux : Inès et Stéphane. On a commencé ensemble, on aura fini ensemble (ou presque !). Entre les séances de vélo, les cafés, les soirées travail/pizza, le palet breton, les doutes, les rires et les débats, des liens et des souvenirs auront été tissés. Les routes se séparent pour l'instant mais il y aura forcément des retrouvailles ailleurs (Tunisie ? Alsace ?). Merci à tous les deux !

#### Puis, il y a les proches.

Les amis d'abord. Gogo (le copain de toujours), Keke (le coloc de toujours), Momo (la copine qui sait par quoi on passe dans une thèse), Youss (le copain qui sait par quoi on passe dans une thèse), Ovi (le copain-collègue avec qui râler), Nico et Pépel (les copains pour les soirées jeu/bières), Marie (la copine de toujours, toujours positive), Junior (le coloc papa), puis Elo, Melbi, Nanoo, Tanto, GroB, Stou, Kit-Kat, Popo, Chantal (Team colo) et Chloé, Nico II, Tanguy, Charlène, Marina, Pierre et Morgane (Team lycée) et Eliot, Diana, Olivier, Jérôme, John et Emma (Team Beaulieu). Vous êtes les meilleurs ! Merci de tout cœur.

La famille ensuite. Mes parents d'abord qui m'ont donné le goût de la curiosité, m'ont toujours incité à aller de l'avant, m'ont toujours soutenu. Merci à tous les deux. Et mon frère et ma sœur qui m'ont soutenu et permis de décompresser. Merci à tous les deux. La petite bulle formée une fois tous réunis m'a beaucoup aidé.

Enfin, celle qui m'a soutenu de bout en bout autant qu'elle a enduré. Amélie, ces trois années ont été pour moi et je ne t'en remercierai jamais assez. Les suivantes seront pour nous.

# Résumé

Les exfiltrations des eaux souterraines en rivière assurent un débit de base en période sèche, régulent la température et permettent un maintien de la biodiversité. Dans un contexte de changement climatique global et d'intensification des activités humaines, les apports de nappe au cours d'eau peuvent constituer un moyen de mitigation des effets du réchauffement climatique (approvisionnement en eau, atténuations des pics de température, etc.) ou, à l'inverse, des vecteurs de pollution à surveiller (polluants agricoles ou industriels). Pour ces raisons, localiser et quantifier efficacement les exfiltrations des eaux de nappe en rivière est un enjeu majeur. Les mesures distribuées de température par fibre optique (FO-DTS) permettent une caractérisation spatio-temporelle fine des échanges nappe-rivière. Mes travaux de thèse s'inscrivent dans ce contexte, en explorant les potentialités et les limites des méthodes basées sur l'utilisation de la fibre optique. Ce travail propose de nouvelles méthodes et des outils pour cartographier et quantifier des exfiltrations diffuses intermittentes et hétérogènes de nappes le long du cours d'eau.

Le premier axe de cette thèse a consisté à déterminer l'efficacité d'une méthode très usitée de quantification sous différentes conditions d'écoulements. Ce travail a permis de déterminer le rôle des régimes d'écoulement sur l'amplitude et la propagation d'une anomalie thermique induite par une injection artificielle d'eau chaude. Des expérimentations en canal hydraulique contrôlé et des simulations numériques ont été réalisées et comparées à d'autres études. Les résultats obtenus ont permis de confirmer les limites couramment admises de la méthode référente de quantification par fibre optique. En outre, un effet de dissipation du signal pouvant mener à d'importantes erreurs d'estimation a été mis en évidence en cas de tirant d'eau imposé à l'aval (embâcle ou seuil) associé à des écoulements laminaires. L'évaluation des incertitudes de mesures et de leur propagation sur les calculs a été effectuée.

Le deuxième axe a porté sur le suivi par fibre optique d'un cours d'eau naturel pendant onze mois. Les résultats obtenus ont permis le développement de méthodes de cartographie et de quantification d'échanges diffus (et intermittents) avec la nappe. Cette seconde phase de terrain a permis de cartographier, à chaque pas de temps, des exfiltrations de nappe sans nécessité d'intégrer le signal sur des temps longs. La méthode de quantification de ces exfiltrations a permis un calcul des flux verticaux, appliqué tout le long du câble de fibre optique. La comparaison à des méthodes plus intégratives s'est avérée satisfaisante lorsque toutes les exfiltrations étaient détectées (basses eaux), mais a largement sous-estimé les flux en hautes eaux. Toutefois, grâce à sa résolution, la méthode a permis de détecter des modifications des flux dans le sédiment inaccessible aux autres méthodes. Ce travail a également été l'occasion d'une collaboration avec une équipe allemande de l'Université de Bayreuth, pour caractériser les apports de nappe et la dénitrification en utilisant des traçages au radon et des mesures de nitrates sur 6km et 2,3km de linéaire, respectivement le cours d'eau instrumenté et son principal affluent.

Mes travaux ont permis d'ouvrir des pistes méthodologiques pour le suivi des échanges napperivière, habituellement trop faibles ou diffus pour être caractérisés sur le terrain. Les méthodes proposées demandent toutefois certaines améliorations, notamment en terme de couverture spatiale des câbles de fibre optique, pour affiner la cartographie et la quantification des exfiltrations. Le couplage à des méthodes de traçage chimique comme le radon serait à l'avenir souhaitable pour confirmer les estimations de débit et l'origine des eaux. La caractérisation des gradients de température dans le tirant d'eau seraient également nécessaires pour déterminer si de telles exfiltrations de nappe sont détectables en surface avec les moyens actuels, ce qui ouvrirait à l'utilisation de méthodes ayant une grande couverture spatiale comme l'infrarouge thermique.

**Mots-clés :** échanges nappe-rivière, zone hyporhéique, température en rivière, mesures distribuées de température, profils thermiques, exfiltrations diffuses, régime d'écoulement, écoulement laminaire, équation de transport de la chaleur, conservation de la masse et de l'énergie, flux verticaux.

# Abstract

Groundwater inflows into streams support baseflow contribution during low water period. They also regulate stream temperature all year long and offer oligo-elements and refuges to aquatic organisms. In a context of global climatic change, and intensification of human activities, groundwater inflows can mitigate some effects of the global warming by ensuring water supplies and limiting temperature peaks. Inversely, they can also be vectors of agricultural and industrial pollutants that require to be monitored thoroughly. For all these reasons, locate and quantify groundwater inflows into streams is of major interest. The recent development of fiber optic distributed temperature sensing (FO-DTS) allowed for refined spatio-temporal characterization of the exchanges between stream and groundwater through the hyporheic zone. In the present manuscript, we aimed to challenge the potentialities and limits of one of the most used FO-DTS method. We propose a new framework to map and quantify weak, diffuse intermittent and heterogeneous inflows along the monitored reach.

The first part of this study explored the limits of a widely used method based on heat balance equations under laminar and turbulent flow conditions. This work allowed to determine the effects of flow regime on the intensity and propagation of a thermal anomaly induced by a warm artificial inflow. Numerical simulations and experiments in a controlled flume were compared to another similar study. Results confirmed the limits commonly admitted for this quantifying method by FO-DTS. Moreover, a dissipation of the signal – leading to great underestimation of the inflow – was highlighted for laminar flow condition. The measured and modelled uncertainties and their propagated errors was also estimated.

The second part was based on the year-long monitoring of a natural stream with fiber optic measurements. We developed a new framework to map diffuse groundwater inflows and quantify them. The mapping was carried out at each time-step. The quantification method allowed the calculation of vertical fluxes all along the reach. The comparison with more integrative discharge measurements showed overall good results during low flow, while the method largely underestimated the groundwater discharge during high flow. However, thanks to its resolution, it was able to detect fluxes inversions in the sediment that were imperceptible with other methods. This project also led to a collaboration with colleagues from the University of Bayreuth, Germany, to characterize groundwater inflow and denitrification using radon tracing and nitrate measurements in two streams of 6km and 2.3km long, respectively the monitored stream and its tributary..

Our results highlight the potential monitoring of intermittent and heterogenous groundwater inflows too weak or diffuse to be characterized by common thermal tracing methods. Whatever, this new framework need some improvements. For instance, the first effort must be done to improve the spatial coverage of FO-DTS cable across the stream. Also, coupling these thermal tracing methods with chemical tracing such as radon would be useful to cross-check the accuracy of each approach and confirm the nature of the detected anomalies. In the end, measurement along the water stage would help to verify if such diffuse inflows would be visible on stream surface with the actual technology ; this would open up the use of large spatial coverage methods such as thermal infrared.

**Keywords :** stream-groundwater exchanges, stream temperature, groundwater inflows, distributed temperature sensing, fiber optic, thermal profiles, flow regime, laminar flow, heat transport equation, heat balance equation, vertical fluxes.

# Table des matières

Remerciemen	nts	
Résumé		5
Abstract		6
Introduction	générale	9
Chapitre 1.	Caractérisation des échanges nappe-rivière : Etat de l'art	14
<b>1.1. L</b> 1.1.1. 1.1.2. 1.1.3. 1.1.4.	es échanges nappe-rivière : fonctionnement et enjeux Origine des eaux de rivière Impact des échanges nappe-rivière sur le débit Impact des échanges nappe-rivière sur la qualité des eaux Impact des échanges nappe-rivière sur la température des eaux	<b>15</b> 15152324
<b>1.2.</b> C 1.2.1. 1.2.2.	aractérisation thermique des échanges nappe-rivière La température comme traceur des échanges Concept d'anomalie thermique et mesures distribuées de température	<b>33</b> 
Chapitre 2.	Matériels et Méthodes	
2.1. In	ntroduction	
<b>2.2. P</b> 2.2.1. 2.2.2.	résentation des sites d'études Expérimentation en canal hydraulique contrôlé Mesures sur le Petit Hermitage (Zone Atelier Armorique)	<b>40</b> 40 42
<b>2.3.</b> La 2.3.1. 2.3.2. 2.3.3.	a mesure distribuée de température par fibre optique Principe de fonctionnement Mise en œuvre et calibration Métriques développées	
<b>2.4.</b> C	alcul de vitesses d'advection verticale par analyse de profils thern	niques dans
<b>la zone hy</b> ] 2.4.1. 2.4.2.	<b>porhéique</b> L'équation de la chaleur dans le sédiment Calcul des vitesses en utilisant le code de calcul VFLUX	
<b>2.5.</b> M 2.5.1. 2.5.2.	<b>léthodes intégratives de quantification</b> Jaugeage différentiel Etude de la relation entre la température de l'air et celle de la rivière	<b></b>
Chapitre 3. expériences e	<i>Effet du régime d'écoulement sur la quantification d'exfiltration et simulations en canal contrôlé</i>	ns de nappe: 65
3.1. In	ntroduction	66
3.2. A effect on w	rticle : Experimental and numerical investigation of free surface f varm water inflows detection threshold	flow regime 66
Acknowledge	nents	
References		
3.3. R	ésultats complémentaires	
3.4. C	onclusion	95
Chapitre 4. d'eau nature	Cartographie et quantification d'exfiltrations diffuses nappe da l par mesure distribuée de température par fibre optique	ns un cours 97
<b>4.1.</b> In	ntroduction	

4.2. Characterization of diffuse groundwater inflows heterogener optic distributed temperature sensing. Part I: Spatial and te framework reveals heterogeneous an intermittent inflows along the s	ities based on fiber emporal mapping stream 100
4.3. Conclusion	
4.4. Characterization of diffuse groundwater inflows heterogenei optic distributed temperature sensing. Part II: groundwater inflows coupling FO-DTS and vertical flow velocities	ities based on fiber s quantification by 127
4.5. Conclusion	
<ul> <li>4.6. Analyse complémentaire du bief</li></ul>	<b>160</b> 
4.7. Synthèse et perspectives	
Conclusion générale	
Rôle du régime d'écoulement	
Cartographie des exfiltrations diffuses de nappe	
Quantification des exfiltrations diffuses de nappe	
Bibliographie	
Annexe 1	

# Introduction générale

L'eau est indispensable aux populations humaines. Que ce soit pour l'irrigation, l'industrie, l'approvisionnement en eau potable, le transport ou la production d'énergie, les activités humaines dépendent fortement des ressources en eau, de leur disponibilité (pénurie ou excès) et de leur qualité. Dans un contexte de réchauffement climatique global et d'intensification des activités humaines, une gestion raisonnée et durable des ressources en eau est donc nécessaire. Pour ce faire, la bonne compréhension et le suivi des mécanismes régissant les stocks d'eau disponibles est indispensable. Parmi les différents compartiments hydrologiques existant, les eaux souterraines contenues dans les aquifères et les eaux de surfaces transitant dans les réseaux hydrographiques comptent, sous nos latitudes, parmi les plus importants. Ces deux compartiments se différencient notamment par des temps de transfert relativement lents dans les aquifères (plusieurs années ou décennies, voire siècles) et assez rapides dans les cours d'eau (quelques heures ou jours selon la longueur du réseau, la topographie et la morphologie). Ces temps de transfert – ainsi que le milieu dans lequel elles évoluent – confèrent à ces eaux des caractéristiques physico-chimiques et des disponibilités parfois très différentes. Malgré tout, eaux souterraines et eaux de surface sont étroitement liées et de nombreuses interactions entre elles peuvent avoir lieu à différents endroits.

Les échanges entre une nappe d'eau souterraine et un cours d'eau s'opèrent au niveau de plusieurs interfaces. La zone hyporhéique, couche de sédiments perméables qui tapisse le fond des lits de rivière, constitue un lieu de mélange où les échanges entre les eaux de nappe et la rivière sont dominants. Selon les gradients hydrauliques entre la nappe et la rivière, des écoulements au travers du sédiment peuvent s'opérer dans les deux sens. En cas d'écoulement depuis la nappe vers la rivière, on parle d'exfiltrations de nappe ou de cours d'eau en gain de charge (gaining stream). Dans le cas contraire, on parle d'infiltrations vers la nappe ou de cours d'eau en perte de charge (losing stream). Contrairement à d'autres processus d'apport à la rivière comme le ruissellement de surface, les transferts d'eau dans la zone hyporhéique sont lents, ils se produisent sur des échelles temporelles et spatiales assez larges. Ainsi, sous nos latitudes, les nappes d'eau souterraines assurent généralement aux cours d'eau son débit de base tout au long de l'année, principalement en période sèche. La nature souterraine de ces eaux leur octroie également une signature physico-chimique très particulière qui a un fort impact sur la vie dans la zone hyporhéique, voire sur le cours d'eau lui-même. Chargées de minéraux et d'éléments arrachés au milieu souterrain, les eaux de nappe sont à la fois une source en oligoéléments pour de nombreuses espèces aquatiques, mais aussi des vecteurs potentiels de pollution. Les eaux de nappe sont généralement pauvres en oxygène, ce qui a pour conséquence de favoriser certaines populations bactériennes dans la zone hyporhéique qui peuvent aussi dégrader certains polluants. En outre, comme les eaux souterraines ont une température très stable au cours du temps, les apports de nappe en rivière assurent un certain équilibre thermique au cours d'eau. Elles peuvent même fournir des refuges à certaines espèces de par leur hétérogénéité spatiale. Pour ces raisons, la cartographie et la quantification des exfiltrations des eaux de nappe en rivière constituent un enjeu majeur en écologie aquatique, en hydrologie et en gestion des ressources en eau.

Les premières techniques de caractérisation des échanges entre nappe et rivière sur le terrain étaient essentiellement descriptives. Au fur et à mesure que le rôle de la nappe a été mieux compris et mesuré, de nouvelles techniques et méthodes ont été développées. Très diversifiées selon les disciplines, beaucoup présentent cependant le défaut d'être ou très locales (piézométrie, compteurs d'exfiltrations, etc.) ou très intégratrices dans l'espace (traçages chimiques, mesures hydrauliques, etc.). D'autres encore, sont très ponctuelles dans le temps (mesures aéroportées), ou difficiles à mettre en œuvre régulièrement (géophysique). La plupart d'entre-elles ne permettent pas à la fois de rendre compte de l'hétérogénéité spatio-temporelle des échanges nappe-rivière et de les quantifier. C'est seulement au début des années 2000, avec

l'arrivée de la mesure distribuée de température par fibre optique (FO-DTS), qu'il a été possible de faire les deux grâce à une résolution spatiale (25 cm à 1m) et temporelle (quelques minutes à quelques secondes) satisfaisante. Tirant parti du contraste thermique entre le cours d'eau et la nappe, la technique permet de mesurer les exfiltrations de cette dernière le long d'un câble de plusieurs kilomètres (jusqu'à 10km) avec une précision de 0,01°C pour les meilleurs systèmes.

La méthode usuelle de quantification des exfiltrations de nappe par FO-DTS permet de relier la température à l'aval d'une arrivée de nappe au débit de celle-ci. Pour bien fonctionner, cette méthode présuppose (i) une conservation stricte de la masse et de l'énergie : la modification de température à l'aval de l'exfiltration est seulement due au mélange avec l'eau du cours d'eau, (ii) le mélange entre l'eau souterraine exfiltrée et l'eau du cours d'eau doit être parfait. Ce mélange est généralement assuré par les turbulences de l'écoulement en surface. Plusieurs études ont déterminé qu'il était possible de quantifier des exfiltrations représentant 2% du débit total en milieu naturel, voire 1% en canal contrôlé. Ces résultats et la facilité de mise en œuvre de cette méthode justifient sa large utilisation en hydrologie, sur le terrain ou en appui à de la modélisation. Malgré tout, les limites de cette méthode n'ont pas encore été totalement explorées. Les études de sensibilité précitées ont souvent été menées dans de petits cours d'eau de premier ordre ou en canal, avec des vitesses d'écoulement élevées et des contrastes thermiques parfois très importants, entre eaux souterraine et de surface. De fait, les conditions dans lesquelles ont été menées ces études renseignent assez peu sur l'effet du régime d'écoulement, lorsque le tirant d'eau est relativement important ou pour un faible contraste thermique entre les eaux souterraines et les eaux de surface. En outre, les débits détectables par FO-DTS annoncés par ces études demeurent relativement importants au vu de leur nature très localisée. Dans des cours d'eaux naturels plus importants (second ordre ou plus), il est peu probable qu'une exfiltration de nappe représente plus de 1 ou 2%, sauf en système karstique. Ainsi, des exfiltrations diffuses de nappe sont difficilement détectables, *a fortiori* quantifiables, par FO-DTS.

Cette thèse s'est donc articulée autour de deux grandes problématiques :

- Evaluer le rôle du régime d'écoulement sur les seuils de détection des anomalies thermiques : Comment le régime d'écoulement, le tirant d'eau et le contraste thermique entre les eaux influent-ils la quantification d'une exfiltration de nappe par la méthode usuelle de conservation de la masse et de l'énergie ?
- Développer une méthode de localisation et de quantification d'exfiltrations diffuses et intermittentes des eaux de nappe : Comment cartographier et quantifier des exfiltrations diffuses de nappe par fibre optique pour mieux comprendre la dynamique des échanges avec la rivière ?

Il convient de noter que l'objectif initial de cette thèse était de développer un outil opérationnel de typologie des cours d'eau du bassin Loire-Bretagne afin déterminer quels paramètres contrôlent localement leur température. En effet, cette dernière est globalement contrôlée par la température de l'atmosphère, mais plusieurs autres paramètres – dont la géomorphologie fluviale, la végétation rivulaire (ou ripisylve) et les exfiltrations de nappe – jouent un rôle non négligeable. Réaliser une telle hiérarchisation des paramètres de contrôle thermique sur des cours d'eau entiers nécessite, entre autres, des mesures de température avec une bonne couverture spatiale. Très utilisée, l'imagerie par infrarouge thermique (IRT) permet des mesures aéroportées (avion, hélicoptère, drone) sur plusieurs dizaines de kilomètres à peu de frais. Elle a toutefois le désavantage d'être très ponctuelle et de ne renseigner que sur la température de surface. Il a ainsi été envisagé de coupler des mesures IRT avec des mesures

FO-DTS dans le tirant d'eau pour tenter de lier des signaux de nappe à la température de surface. Plusieurs tentatives de couplage ont ainsi été effectuées en milieu contrôlé et dans un petit cours d'eau naturel. Malheureusement, la grande imprécision des mesures IRT et la nécessité d'un terrain dégagé pour leur obtention ont empêché une comparaison efficace des deux méthodes. Compte tenu du temps imparti, cette thèse s'est donc concentrée sur les mesures FO-DTS, réalisées en milieu contrôlé et en milieu naturel, pour préciser les potentialités et définir les limites de l'utilisation de la température comme traceur et proposer de nouvelles méthodes de caractérisation des échanges entre nappe et rivière.

Les travaux présentés dans cette thèse ont été menés avec une volonté d'affiner nos connaissances sur certains processus et développer des méthodes opérationnelles. Afin de répondre aux objectifs posés, ces travaux se sont déroulés en deux phases distinctes. La première phase s'est donc basée sur des expérimentations en canal hydraulique et des simulations numériques, pour caractériser le rôle des régimes d'écoulement sur la détection d'une anomalie thermique et la longueur de mélange dans le cours d'eau. Cette étude en conditions contrôlées a également permis d'évaluer les incertitudes de la mesure par FO-DTS et leur propagation. Cette première phase fait l'objet d'une publication acceptée. La seconde phase de cette thèse a porté sur le suivi par fibre optique d'un cours d'eau naturel pendant onze mois. Les données obtenues ont permis de développer une méthode de localisation des exfiltrations diffuses de nappe dans un petit cours d'eau naturel, à un pas de temps sub-horaire. Une deuxième méthode de quantification des échanges nappe-rivière a permis de modéliser les flux verticaux dans la zone hyporhéique en couplant données FO-DTS et mesures ponctuelles dans le sédiment. A terme, cette méthode a vocation à être utilisée tout au long du câble de fibre optique et permettre une discrétisation des mesures de flux verticaux. Cette seconde phase a fait l'objet de deux articles, en préparation, intégrés à cette thèse.

Ces travaux de thèse ont permis d'ouvrir des pistes méthodologiques pour le suivi d'exfiltrations de nappe habituellement trop faibles ou diffuses pour être caractérisées sur le terrain. La confrontation de ces travaux, avec d'autres études et d'autre méthodes de quantification a permis de discuter les potentialités et les limites des méthodes développées. Celles-ci demandent ainsi certaines améliorations, notamment en terme de couverture spatiale des câbles de fibre optique, pour affiner la localisation et la quantification sur certaines périodes hydrologiques. En effet, la compréhension de l'intermittence des échanges et les hétérogénéités spatiales le long de l'interface nappe-rivière est un verrou scientifique important. Le couplage à des méthodes de traçage chimique constitue une piste intéressante pour réaliser des multitraçages et conforter les résultats propres à chacune des méthodes. Des études plus approfondies sur tout le tirant d'eau sont également nécessaires pour déterminer si de telles arrivées diffuses sont détectables en surface. Des essais de couplage entre FO-DTS et infra-rouge thermique ont ainsi été opérés en canal hydraulique pour déduire le champ de vitesse et estimer le débit le long du linéaire (Rotrou, 2017). De plus amples développements sont néanmoins nécessaires avant toute application en milieu naturel.

Le présent manuscrit est organisé en quatre chapitres :

Le chapitre 1 propose une synthèse non exhaustive des connaissances scientifiques concernant les interactions entre nappe souterraine et cours d'eau. Les mécanismes généraux à l'œuvre y sont présentés ainsi que les enjeux en terme de qualité des eaux et d'environnement. Un focus y est fait sur le traçage des échanges nappe-rivière par mesure de température.

Le chapitre 2 présente les sites d'études, les techniques de mesure et la méthodologie déployée dans cette thèse. Cette thèse intégrant des articles acceptés pour publication ou en

préparation, certaines méthodes qui y sont exposées sont également présentées dans les articles concernés.

Le chapitre 3 se concentre sur la détermination de l'impact des régimes d'écoulements, du tirant d'eau et du contraste thermique sur l'évaluation des apports d'eau mimant des exfiltrations de nappe, par fibre optique. Le corps principal de ce chapitre est constitué d'un article intitulé *Experimental and numerical investigation of free surface flow regime effect on warm water inflows detection threshold* (accepté dans *Water Ressources Research*). La version présentée dans ce manuscrit sera révisée début mars 2019. Des résultats complémentaires non inclus dans l'article sont également présentés dans une section dédiée.

Le chapitre 4 a pour objectif de présenter un cadre conceptuel pour caractériser des exfiltrations diffuses de nappe dans un cours d'eau naturel. Deux articles consacrés respectivement à la cartographie et la quantification, de ces exfiltrations, constituent le cœur du chapitre. Le premier article s'intitule « *Characterization of diffuse groundwater inflows heterogeneities based on fiber optic distributed temperature sensing. Part I: Spatial and temporal mapping framework reveals heterogeneous and intermittent inflows along the stream»*. Le second article s'intitule « *Characterization of diffuse groundwater inflows heterogeneities based on fiber optic distributed temperature sensing. Part I: groundwater inflows quantification by coupling FO-DTS and vertical flow velocities »*. Ces articles sont en préparation pour une soumission fin avril 2019. Des résultats complémentaires non inclus dans les articles sont également présentés dans une section dédiée.

La campagne de mesures exposée dans le chapitre 4 a aussi été l'occasion d'une collaboration avec une équipe de l'Université de Bayreuth (Allemagne). Cette collaboration a eu pour but d'estimer les apports de nappe et quantifier la dénitrification dans la zone hyporhéique par traçage au radon et mesure des concentrations en nitrates. Cette collaboration a porté sur l'affluent du cours d'eau instrumenté et a également fait l'objet d'un article (Annexe 1). Des mesures au radon ont également été effectuées sur 6km de linéaire de cours d'eau là où la fibre a été installée. Une future publication est envisagée pour comparer les estimations par traçage radon et traçage thermique dans le cours d'eau instrumenté.

# Chapitre 1. Caractérisation des échanges nappe-rivière : Etat de l'art.

# 1.1. Les échanges nappe-rivière : fonctionnement et enjeux

## 1.1.1. Origine des eaux de rivière

Les rivières, fleuves et autres cours d'eau forment des réseaux hydrographiques dont la densité est variable selon les régions du globe. Ces écosystèmes aquatiques, ou hydrosystèmes, constituent l'habitat de très nombreuses espèces vivantes et sont d'une importance capitale pour les sociétés humaines. A la fois lieux d'approvisionnement en eau et en nourriture, ce sont aussi des axes de transport et une source d'énergie prisée. Malgré le rôle central des rivières au sein des sociétés humaines et des écosystèmes, leur fonctionnement général n'est pas toujours clair pour tous et il convient de le préciser afin d'exposer clairement les objectifs des présents travaux

Les eaux d'une rivière – à l'instar de toute eau continentale – trouvent leur origine dans les précipitations (ou eaux météoriques) ; que ces précipitations soient de la pluie, de la neige ou de la grêle (Freeze, 1974; Gimeno et al., 2010; Koster et al., 1986). Selon le lieu et la période de l'année auxquels elle atteint la surface du sol, cette eau peut suivre différents chemins – et par conséquent, avec des temps de transfert plus ou moins rapides – avant de rejoindre les cours d'eau (McGuire et al., 2005; Soulsby et al., 2006). S'il est communément admis que les plus grandes rivières sont avant tout le produit de la rencontre de cours d'eau plus petits, ce sont ces derniers qui drainent la majeure partie des surfaces continentales (Freeze, 1974). Par conséquent, c'est souvent l'étude de petits bassins versants qui a permis une meilleure compréhension des processus générant les débits observables en rivière. Les paragraphes suivants s'attachent à décrire sommairement ces processus en fonction de leur importance et du temps de transfert entre l'entrée de l'eau au niveau de la surface du sol et sa sortie dans le cours d'eau.

La première possibilité pour une eau de pluie de se retrouver dans une rivière est évidemment d'y précipiter directement. Le temps de transfert est alors immédiat, mais cela ne représente qu'une part tout à fait anecdotique du volume d'eau total d'une rivière puisqu'il est fonction de la largeur du lit. Ce dernier est quantité négligeable face aux surfaces terrestres sur lesquelles la majeure partie des eaux météoriques vont s'écouler ou s'infiltrer.

Lorsque l'eau atteint la surface du sol, elle s'infiltre par gravitation. La capacité d'infiltration d'un sol va déterminer la vitesse à laquelle l'eau peut y pénétrer. Horton (1933) a élaboré la théorie qui consiste à considérer le ruissellement de surface. Quand les précipitations en surface sont trop importantes et que la capacité d'infiltration du sol est dépassée typiquement en cas d'orage - l'eau ne peut plus s'infiltrer et le ruissellement de surface se forme : on parle de ruissellement hortonien. La saturation en eau des sols en surface est également avancé par Dunne and Black (1970a) pour expliquer d'autres ruissellements de surface. La quantité d'eau susceptible d'atteindre la rivière par ruissellement est évidemment fonction du volume des précipitations et de la capacité d'infiltration du sol, mais aussi des d'autres paramètres tels que la végétation, la distance, le relief ou certains obstacles. En terme de temps de transfert, le ruissellement de surface s'échelonne généralement seulement sur quelques minutes (Viessman Jr, 1966), éventuellement quelques heures (Hewlett, 1970). En cas d'orages particulièrement violents et de sols peu perméables, le ruissellement de surface peut provoquer des crues éclairs (Martínez-Mena et al., 1998; Savary et al., 2009; Shi et al., 2007) et une érosion des sols (Horton, 1945). Ce brusque apport d'eau à la rivière par ruissellement lors d'orages ne concerne que 10% à 30% des précipitations concernées. De même, la surface d'un bassin versant concerné par le ruissellement de surface excède rarement 10% (Freeze, 1972; Freeze, 1974) en raison d'une capacité d'infiltration des sols très hétérogène (Betson, 1964; Dunne and Black, 1970b).

En parallèle du ruissellement de surface, l'infiltration d'eaux météoriques et/ou la fonte des neiges (Dincer et al., 1970; Lisi et al., 2015) peuvent générer des écoulements latéraux de subsurface. Ce terme désigne les flux d'eau s'étant infiltrés dans les premiers horizons du sol et qui suivent la topographie jusqu'aux rivières Les écoulements latéraux de subsurface ont été très étudiés (Anderson and Burt, 1982; Benito et al., 2003; Betson, 1964; Bonell et al., 1998; Freeze, 1972; Hjelmfelt Jr and Burwell, 1984; Hoover and Hursh, 1943; Lane, 2007) et sont souvent considérés comme la principale source d'eau des rivières (Hewlett, 1970; Hewlett and Hibbert, 1963; Hewlett and Hibbert, 1967). Le mode de transport au travers du sol sur des distances variables explique des temps de transfert pouvant varier de quelques minutes à plusieurs heures (Rawitz et al., 1970), voire jours (Dingman, 1966; Hewlett, 1970; Onda et al., 2001).



**Figure 1-1.** Origine des eaux de rivière. Une fois au sol, l'eau de pluie peut suivre trois chemin pour rejoindre un cours d'eau : (1) le ruissellement direct de surface, (2) l'écoulement de subsurface lors de grosses précipitations et (3) infiltration dans la nappe puis exfiltration (Modifié d'après Freeze (1974)).

Lorsque le front d'infiltration des précipitations atteint la limite de la zone saturée – appelé toit de la nappe – on parle de recharge de nappe (Earman et al., 2006; Lerner et al., 1990; Scanlon et al., 2002; Scanlon et al., 2006; Tague and Grant, 2009). La recharge de la nappe, quant à elle, dépend de la pluie nette – définie comme étant égale à la pluie totale moins l'évapotranspiration – elle-même principalement déterminée par le climat. A l'instar des écoulements de subsurface évoqués plus haut, la nappe s'écoule en suivant la topographie et s'exfiltre à la surface lorsque son niveau est supérieur au niveau du sol. Ces exfiltrations de nappes d'eau constituent le troisième pendant des origines possibles d'une eau de rivière (Figure 1-1) et le principal sujet d'étude de cette thèse. On peut généralement subdiviser ces exfiltrations selon l'origine et le temps de transfert des eaux : lorsque l'eau vient de nappes

superficielles (ou nappes phréatiques) qui se sont rechargées sur les reliefs les plus proches, on parle d'exfiltrations locales. Dans le cas de cours d'eau d'ordre 1 sur l'échelle de Strahler (petits ruisseaux sans affluent)(Strahler, 1957), ce sont les seules exfiltrations existantes. Toutefois certaines eaux peuvent venir de plus loin car infiltrées sur les plus lointains hauts topographiques du bassin versant : on parle alors d'écoulements et d'exfiltrations dits intermédiaires, voire régionaux (Fig. 1-2)(Toth, 1963). Ce type de circulations profondes s'envisage pour tous les cours d'eau d'ordre 2 et plus sur l'échelle de Strahler.



**Figure 1-2.** Exemples de différents types de circulation d'eau souterraine selon le niveau d'organisation des cours d'eau (D'après Toth (1963)).

En absence de précipitations et donc de ruissellement de quelque sorte, les exfiltrations de nappe assurent un débit de base à la rivière tout au long de l'année (Arnold and Allen, 1999; Nathan and McMahon, 1990; Wittenberg, 1999). En raison du caractère souterrain de cette eau et de son écoulement au travers de milieux peu perméables (roches-mères, couches sédimentaires) comparés aux sols, ces transferts par exfiltrations sont généralement très lents et, par conséquent, ne fluctuent qu'assez peu au cours du temps. S'il arrive que des épisodes pluvieux occasionnent une recharge très rapide - et donc des exfiltrations momentanément plus importantes à court terme (Hewlett, 1970) – les nappes phréatiques suivent plutôt des variations saisonnières. Ces exfiltrations se font dans une zone particulière à l'interface entre nappe et rivière, constituée de sédiments riverains saturés d'eau et appelée zone hyporhéique (Brunke and Gonser, 1997; Cardenas, 2015; Hester and Gooseff, 2010; Kim et al., 2014; Stanford and Ward, 1993). A noter toutefois que les exfiltrations de nappes ne sont pas les seuls mouvements d'eau à s'opérer dans la zone hyporhéique : il existe des processus de recirculation d'eau de la rivière elle-même qui peut s'infiltrer dans le sédiment au gré de la morphologie du lit pour ressurgir plus tard et plus loin (Collier, 2008). La littérature confond souvent les deux types d'écoulements sous la même appellation de « flux hyporhéiques ». Par souci de clarté, ne seront qualifiées d'«hyporhéiques » que ces recirculations d'eau de rivière. Tout échange entre nappe et rivière sera explicitement décrit comme tel.

#### Origine des eaux de rivière

Le chemin pris par l'eau pour atteindre le lit d'une rivière est fonction de nombreux paramètres tels que le climat, la géologie, la topographie ou l'occupation des sols. C'est l'importance de chacun de ces paramètres en un point donné et à un temps donné qui déterminera quel chemin empruntera l'eau et avec quelle intensité. Malgré tout demeurent trois principaux mécanismes de transport :

- Le **ruissellement de surface** dû à l'impossibilité de l'eau à s'infiltrer dans le sol. Il est assez immédiat, il représente souvent une partie mineure de l'écoulement total. Il peut toutefois provoquer des inondations dans certaines régions.
- L'écoulement **de subsurface** lié à l'infiltration de l'eau dans les premiers horizons du sol. Généralement plus important et étalé dans le temps que celui de surface, il peut représenter une part majeure du débit total d'une rivière selon le contexte pédoclimatique et la période considérée.
- Les **exfiltrations de nappe**s au travers de la zone hyporhéique. Moins dépendantes des évènements ponctuels, mais relatives aux gradients hydrauliques saisonniers nappe-rivière, elles assurent toute l'année un débit de base aux cours d'eau et varient en intensité au cours des saisons.

Les exfiltrations de nappes impactent durablement le débit et l'équilibre physicochimique des rivières tout au long de l'année, souvent sur tout son linéaire. De fait, leur localisation et leur quantification, auparavant difficiles en raison de l'inaccessibilité des nappes aux mesures, sont devenues des enjeux majeurs pour la compréhension et la protection des hydrosystèmes.

## 1.1.2. Impact des échanges nappe-rivière sur le débit

#### Mécanismes généraux

Comme il a été ébauché précédemment, l'eau de la nappe peut s'écouler vers les bas topographiques (Fig. 1-1 et 1-2) et tend à s'exfiltrer en surface lorsque son niveau (appelé niveau piézométrique) dépasse celui du sol : on parle de résurgences. Dans le cas des rivières et en dehors de quelques cas singuliers (drains agricoles par exemple), les exfiltrations de nappe se font nécessairement au travers des sédiments en fond de cours d'eau. Si ces sédiments sont suffisamment perméables pour permettre des transferts d'eau entre les réservoirs, on parle de zone hyporhéique (Boulton et al., 1998; Findlay, 1995; Stanford and Ward, 1993). Or, c'est le gradient hydraulique (Darcy, 1856) entre nappe et rivière qui constitue le véritable moteur de ces échanges. Ainsi, si le niveau piézométrique (de la nappe) est supérieur à celui du cours d'eau, l'eau de la nappe s'exfiltre effectivement vers la rivière et participe à son débit. On parle alors de rivière en gain ou gaining river (Fig. 1-2a) (Cardenas, 2009; Fox et al., 2016; Rushton, 2007; T. Larned et al., 2014). Si, au contraire, le niveau de la rivière passe au-dessus de celui de la nappe, une partie de l'eau riveraine s'infiltre vers la nappe et diminue par là le débit en surface. On parle alors de rivière en perte de charge ou losing river (Fig. 1-3b). Dans ce dernier cas de figure, en cas de baisse du niveau de la nappe (sécheresse, pompage, etc.), on peut observer une déconnexion entre nappe et cours d'eau (Figure 1-3c). S'il y a peu d'apports subsidiaires (ruissellement, écoulements de subsurface, fonte des neiges, etc.) et que la conductivité hydraulique du sédiment est forte, on peut même observer un assèchement naturel du cours d'eau (Brahana and Hollyday, 1988; Buttle et al., 2012). A noter qu'on parle également de déconnexion si les sédiments séparant la nappe et la rivière sont imperméables (argiles, bétonnage, etc.) et ne permettent aucun échange. Enfin, dans le cas de pic de débits à l'amont d'un cours d'eau (orage violent, relargage de barrage, rupture de digue, etc.), le gradient hydraulique peut momentanément s'inverser : une rivière auparavant en gain, peut ponctuellement voir un écoulement vers la nappe. Dans ce cas (Fig. 1-3d), comme la nappe recoupe déjà le fond du lit du cours d'eau, l'eau s'écoule préférentiellement dans les berges pour rejoindre la nappe.

En résumé, pour qu'il y ait exfiltration de nappe vers la rivière, il faut (i) une bonne connectivité des sédiments entre les deux réservoirs et (ii) un gradient hydraulique allant de la nappe vers la rivière. De fait, la connectivité dépend grandement de la géologie (nature des sédiments, du sous-sol) et de la morphologie du cours d'eau. Les gradients hydrauliques, quant à eux, sont directement liés aux niveaux piézométriques du toit de la nappe et de la surface libre du cours d'eau. Sous climats humides, le niveau piézométrique de la nappe suit grossièrement la topographie (Maxwell et al. 2016) et varie dans l'espace et dans le temps en fonction des sources (apports) et puits (prélèvements et drainages) rencontrés. Selon l'échelle spatio-temporelle considérée, plusieurs tendances générales peuvent être observées.



**Figure 1-3.** Relation entre hauteur de nappe et sens d'écoulement dans la zone hyporhéique. (A) Connexion + gradient hydraulique positif : rivière en gain. (B) Connexion + gradient hydraulique négatif: rivière en perte. (C) Rivière déconnectée de la nappe. (D) Une brusque montée des eaux en rivière (orage, débâcle, lâcher de barrage) peut un stockage des eaux dans les berges. (Modifié d'après Winter (1998)).

## Variabilité spatiale

A l'échelle du **réseau hydrographique**, les exfiltrations de nappe peuvent potentiellement avoir lieu sur tout le linéaire de la rivière, de façon plus ou moins continue dans le temps. Cependant, elles sont généralement plus importantes par rapport aux autres apports (ruissellement et subsurface) à l'amont des bassins versants où le relief plus prononcé donne des gradients plus forts et des vitesses de transfert plus importantes (Mouhri et al., 2013). Toutefois, en raison de cette vitesse de transfert et des faibles surfaces drainées, ce sont également des zones susceptibles de s'assécher en cas de faibles précipitations. Le corollaire veut que, à l'aval (où les surfaces drainées sont de plus en plus importantes) le niveau de la nappe est moins sensible à la météo. De fait, le gradient hydraulique varie moins et est souvent moins important: les écoulements de nappe y sont plus lents, mais plus stables dans le temps. Ils représentent un volume plus important qu'à l'amont, mais sont nettement moins dominants comparés au ruissellement et à l'écoulement de subsurface.

En outre, la nature même des substrats (roches-mères) qui stockent les eaux de la nappe - appelés aquifères - joue un rôle prépondérant. La porosité d'un aquifère sédimentaire détermine la quantité d'eau susceptible d'être stockée par celui-ci avant d'être saturé. Sa granulométrie détermine en partie cette porosité, mais aussi les interactions avec l'eau : une argile stocke davantage d'eau qu'un sable, mais la pression capillaire exercée est si forte que l'eau ne s'écoule quasiment plus. Ainsi, les couches sédimentaires de type grès ou calcaire s'apparentent à d'immenses éponges qui stockent une certaine masse d'eau dans leur porosité, parfois sur des temps très longs. Les nappes de ce type d'aquifères se déchargent donc généralement de manière diffuse sur tout le linéaire à cause de la porosité des sédiments, relativement homogène dans l'espace. Ces aquifères sont typiques de zones de plaine, étendues à l'aval (par exemple, les bassins parisiens ou aquitains). En raison de leur grande surface, ces aquifères sont généralement drainés très lentement par la rivière. En cas de précipitations importantes et longues qui rechargent l'aquifère en continu, on peut ainsi observer des inondations lentes de plaines – telles que celle de la Somme en 2001 – où la nappe met plusieurs semaines à se vider (Bayley, 1991; Junk et al., 1989; Naden, 1992). Par opposition, certains aquifères dits karstiques (Poitiers, Montpellier) s'apparentent à de véritables conduites d'eau souterraines (Burnett et al., 2006; Chatelier et al., 2011; Maloszewski et al., 2002; Scanlon et al., 2003). A cause de cette conductivité hydraulique exceptionnelle, ils se rechargent et se déchargent très rapidement (de quelques minutes à jours selon les distances parcourues). Lorsque ces aquifères sont connectés à une rivière, c'est sous forme d'arrivées très localisées et très importantes. La vitesse de circulation dans ces aquifères peut provoquer des inondations éclairs lors d'orages violents (White, 2002) ou des zones où la rivière disparaît un temps (Dogwiler and Wicks, 2006; Meyer and Meyer, 2000).

A l'échelle du tronçon (quelques mètres à kilomètres), c'est plutôt la géomorphologie du cours d'eau (sa forme et sa nature) qui influence la répartition de zones privilégiées d'échanges entre nappe et rivière (Baxter and Hauer, 2000; Burkholder et al., 2008; Dugdale et al., 2015; Flipo et al., 2014; Hassan et al., 2015; Munz et al., 2016; Shope et al., 2012; van Balen et al., 2008; Weekes et al., 2015). Ainsi, des résurgences souterraines s'observent plus volontiers dans des zones de bas topographiques telles que des zones humides ou lors d'un brusque replat après une pente. Dans ces zones basses, il est plus probable de voir le niveau de la rivière passer sous le niveau de celui de la nappe. De même, la connectivité avec la nappe peut être différente selon la topographie du lit de la rivière : les zones plus profondes (mouilles) sont plus susceptibles de rester en contact avec la nappe même si celle-ci est relativement basse. Les sections de lit plus superficielles (seuils) sont à l'inverse plus éloignées du toit de la nappe et peuvent être plus facilement le siège de recirculations hyporhéiques où l'eau de rivière s'infiltre à l'amont du seuil avant de ressortir à son aval. En sus, la nature du sédiment de la zone hyporhéique joue également un rôle dans la répartition spatiale des exfiltrations de nappe. Ainsi, il a souvent été observé des bandes de plus grande conductivité hydraulique en milieu de lit (Genereux et al., 2008). A l'inverse, des dépôts argileux peuvent ponctuellement s'opposer à des échanges en dépit d'un gradient hydraulique favorable (déconnexion ponctuelle). Ainsi, Käser et al. (2009) ont fait état d'exfiltrations de nappes moindres dans des mouilles plus argileuses et organiques, en opposition aux seuils plus sableux. Enfin, la végétation peut également jouer sur les stocks d'eau dans la nappe en ponctionnant de l'eau pour son développement (Greve et al., 2016; Gribovszki et al., 2008; Lupon et al., 2018; Poblador et al., 2018). Cette variabilité géomorphologique des cours d'eau explique la grande hétérogénéité spatiale des zones d'échange nappe-rivière. Ces hétérogénéités spatiales s'ajoutent à la variation temporelle des gradients hydrauliques, ce qui rend complexe la compréhension des échanges nappe-rivière.

### Variabilité temporelle

Comme exposé précédemment, toute période de précipitations implique une augmentation rapide du débit en rivière par ruissellement (surface et subsurface), mais aussi une remontée plus lente des niveaux de nappe. Cette augmentation des niveaux de nappe favorise l'exfiltration d'eau souterraine vers la rivière. Si le niveau des nappes est bas, il faudra plusieurs événements pluvieux pour que l'exfiltration ait lieu. En milieu tempéré, les deux typologies *losing* vs *gaining*, décrites plus haut, sont caractéristiques des deux grandes périodes hydrologiques : les basses eaux et les hautes eaux.

Sous nos latitudes, les **basses eaux** désignent une période – souvent de juin à novembre - au cours de laquelle le niveau général des rivières diminue. Le débit minimal, aussi appelé débit d'étiage, est généralement atteint en fin d'été (septembre), avec une variation d'environ deux mois selon les années hydrologiques. Lors de cette période plutôt sèche, les précipitations sont faibles : le ruissellement et les écoulements de subsurface sont généralement négligeables. Le débit du cours d'eau est alors assuré principalement par les arrivées de nappes (débit de base). Celles-ci se retrouvent alors drainées au fur et à mesure, sans réelle recharge par la pluie, et leur niveau général baisse en même temps que celui de la rivière. La diminution du niveau piézométrique est également concomitante avec la reprise de l'évapotranspiration (mars), période où le prélèvement de l'eau du sol par les végétaux, couplé à l'évaporation en surface participent au rabattement de la nappe. La quantification de la transpiration végétale est essentielle dans les zones ripariennes pour estimer l'impact de la végétation sur l'hydrologie des cours d'eau (Gribovszki et al., 2008; Lupon et al., 2016; Lupon et al., 2018; Poblador et al., 2018; Zhang and Schilling, 2006). Si le niveau de la nappe passe sous celui du lit de la rivière, celle-ci peut s'assécher. Au cours de cette période de basses eaux, les arrivées de nappe jouent donc un rôle capital en assurant une continuité écologique pour les espèces aquatiques et en assurant un apport en eau aux espèces terrestres.

Les **hautes eaux**, quant à elles, désignent la période de décembre à mai et au cours de laquelle les débits en rivière augmentent jusqu'à atteindre un maximum en mars-avril. Durant cette période, les précipitations régulières induisent un fort ruissellement et contribuent à faire remonter les niveaux de nappe qui font à leur tour augmenter le débit de base. Il s'agit globalement d'une période où les crues, plus importantes, peuvent provoquer des inondations dont l'amplitude temporelle varie selon les régions (climat) et selon la variabilité météorologique d'une année à l'autre. Des pluies durables à la suite d'années déjà humides peuvent déclencher des inondations quand toute la porosité du sol est remplie. Si le volume des exfiltrations de nappe est plus important en hautes eaux, elles peuvent néanmoins représenter un pourcentage plus faible qu'en basses eaux puisque le ruissellement et les écoulements de subsurface sont plus importants.

#### Impact des activités humaines sur le débit des cours d'eau

En sus des processus naturels exposés plus haut, de nombreuses activités humaines affectent les échanges entre la nappe et la rivière et donc le débit de cette dernière. L'humanité utilisait déjà 26% de l'eau évapotranspirée par les plantes et environ 54% du débit de surface accessible il y a vingt ans (Postel et al., 1996). La communauté scientifique a estimé les prélèvements direct d'eau, ou eau bleue (Rost et al., 2008), à 3 600km<sup>3</sup>.an<sup>-1</sup> sur la période 1995-2000. Sur ce volume, environ 10% était dédié à l'usage domestique, 20% à l'industrie et 70% à l'agriculture (Vörösmarty et al., 2005). Ces prélèvements ont pour conséquences une baisse générale de l'hydraulicité des rivières et, sur les 50 dernières années, une augmentation de la

fréquence des sécheresses comprise entre 10 et 500% selon les régions considérées (Wada et al., 2013). Les prélèvements dans la nappe peuvent faire baisser le niveau piézométrique et provoquer une infiltration locale de la rivière dans la nappe, voire diminuer le débit de base à plus grande échelle spatiale. Quand ils concernent la rivière, les prélèvements font diminuer le niveau de la rivière et peuvent accélérer le drainage des nappes. La modification générale de l'occupation des sols a une grande influence sur les dynamiques des précipitations. Ainsi, l'urbanisation croissante entrave grandement l'infiltration des eaux météoriques dans les sols et augmente le ruissellement (Booth and Jackson, 1997; Hollis, 1975; Lane et al., 2007b; Sawyer, 1963). Il en va de même avec la déforestation qui déstructure les sols devenus nus et empêche une bonne infiltration dans les sols via les voies racinaires (Benito et al., 2003; Mahe et al., 2005; Maheu et al., 2014; Ruprecht and Schofield, 1989; Sahin and Hall, 1996). Certaines pratiques agricoles et leurs conséquences (sillons dans le sens de la pente, compactage des sols par les tracteurs, pertes de matière organique, croûte de battance, drainage des champs, etc.) augmentent également le transfert rapide de l'eau et limitent la captation d'eau par les nappes (Giménez-Morera et al., 2010; Pagliai et al., 2004; Skaggs et al., 1994; Thierfelder and Wall, 2009). Ces modifications profondes des sols favorisent des inondations plus rapides et importantes en périodes humides et une aggravation des sécheresses et des étiages en périodes sèches. Enfin, dans un contexte de changement climatique global (Arnell, 1999; Collins et al., 2014; Deser et al., 2012; Gershunov et al., 2013; Jouzel and Lorius, 1999), les régimes de précipitations se retrouvent bouleversés : intensifiées par endroits, amoindries à d'autres, l'hydraulicité et les ressources en eau du monde entier se retrouvent perturbées (Arnell, 1999; Christensen et al., 2004; Gardner et al., 2011; Hendrickx and Sauquet, 2013; Hirabayashi et al., 2013; Leung and Wigmosta, 1999; Middelkoop et al., 2001; Mohseni and Stefan, 2001; Molina-Navarro et al., 2018; Piao et al., 2010; Polade et al., 2017; Thodsen, 2007; van Vliet et al., 2016; Vörösmarty et al., 2000; Wu et al., 2013).

#### Les échanges nappe-rivière

Les échanges entre nappe et rivière regroupent deux processus principaux : le gain de charge (*gaining*) quand la nappe s'exfiltre dans la rivière, et la perte de charge (*losing*) quand la rivière s'infiltre dans la nappe. Sous nos climats, la nappe qui s'exfiltre dans la rivière lui **assure un débit de base** une bonne partie de l'année. Mais ce processus n'est pas continu et il varie dans :

- Le temps. En période de basses eaux (juin à novembre), les niveaux de nappe sont bas donc le débit de base est réduit. En hautes eaux (décembre à avril-mai), les niveaux de nappe remontent avec les précipitations et le débit de base.
- L'espace. A l'amont des cours d'eau, les reliefs et les petites surfaces des bassins induisent des exfiltrations relativement rapides, mais qui peuvent se tarir en cas de pluies faibles. A l'aval, les niveaux de nappe sont moins variables et les exfiltrations sont plus régulières. La nature des sédiments peut faciliter ou s'opposer aux échanges selon leur conductivité hydraulique et la végétation ponctionner une partie de l'eau des nappes. Enfin, la forme du lit de la rivière conditionne lui aussi les échanges avec des exfiltrations en zones profondes.

Outre cette variabilité naturelle des échanges entre nappe et rivière, certaines activités humaines (irrigation, industrie, urbanisation, etc.) impactent les débits en rivières en les réduisant directement ou en augmentant la fréquence des crues. Ces perturbations anthropiques, dans un contexte de changement climatique, ont des conséquences néfastes pour la biodiversité et les sociétés humaines elles-mêmes (production d'eau potable, qualité et quantité de la ressource en eau, pénuries 'sécheresses' ou excès 'inondations').

#### 1.1.3. Impact des échanges nappe-rivière sur la qualité des eaux

#### Signature chimique des eaux et biodiversité

L'eau d'une rivière est un mélange d'eaux de ruissellement, de subsurface et d'eaux souterraines plus ou moins jeunes. La signature physico-chimique de chacune de ces eaux est directement liée à l'environnement traversé avant de rejoindre la rivière et au temps passé dans cet environnement. Ce temps est appelé temps de résidence ou temps de transit (Gibbs, 1970; Kirchner, 2016; McDonnell et al., 2010). Les eaux de surface ont des signatures potentiellement très variées dans le temps, dépendantes des sols sur lesquelles elles s'écoulent et des conditions météorologiques au moment de leur chute (Reid et al., 1981). Les signatures géochimiques des eaux souterraines – en raison des profondeurs traversées et de l'important temps de transit dans l'aquifère – peuvent être considérées comme étant plus stables et très différentes des eaux de surface.

Le premier élément chimique discriminatoire entre eau souterraine et de surface est l'oxygène dissous. En surface, les concentrations en oxygène dissous sont relativement stables en raison d'un contact direct avec l'atmosphère. Pour les eaux souterraines, la concentration en oxygène est globalement bien plus faible en allant vers les couches profondes (Danielopol, 1997). Elle peut même être quasi nulle dans le cas d'aquifères confinés (coupés de la surface par des couches géologiques imperméables). Toutefois une certaine hétérogénéité peut s'observer selon certains paramètres. Malard and Hervant (1999) citent de nombreux travaux qui montrent que la concentration en oxygène dans les eaux de subsurface est dépendante de facteurs tels que la nature du sédiment, la vitesse de circulation, les concentrations en carbone organique dissous et la présence de communautés biologiques. De fait, l'appauvrissement des eaux souterraines est souvent dû à une consommation de cet oxygène par des microorganismes dans les premiers centimètres de sédiments saturés en eau (Sinclair and Ghiorse, 1989). Cette différence en oxygène dissous entre nappe et rivière a plusieurs conséquences potentielles en cas d'échanges dans la zone hyporhéique, notamment en ce qui concerne la répartition et le développement des espèces vivant dans la zone hyporhéique. En effet, chaque espèce animale, végétale ou micro organique possède un optimum environnemental pour son bon développement. Certaines espèces préférant les milieux bien oxygénés se retrouveront surtout dans les zones de recirculations hyporhéiques, voire même dans les zones d'infiltration de rivière vers la nappe. A l'inverse, les espèces plus tolérantes ou adaptées aux conditions anoxiques s'établiront préférentiellement dans les zones de résurgence de nappes ou plus en profondeur dans le sédiment (Malard and Hervant, 1999). Ainsi, la variabilité spatiale des exfiltrations de nappe est un élément déterminant pour la biodiversité dans la zone hyporhéique (Brunke et al., 2003; Hagerthey and Kerfoot, 2005). Naturellement, l'oxygène n'est pas le seul élément limitant pour la répartition spatiale et temporelle de formes de vie dans le sédiment : d'autres éléments tels que le carbone, l'azote ou le phosphore sont également nécessaires en tant que nutriments (Flipo et al., 2004). La présence de ces éléments dans une eau souterraine provient principalement de la surface, via les sols et les couches géologiques traversées par la pluie lors de sa percolation vers l'aquifère. Anions et cations par exemple sont principalement le fruit de réactions de minéralisation entre eau et roches de l'aquifère (réactions acide-base, sorption/désorption, dissolution/précipitations, etc.).

## Impacts anthropiques et importance de la zone hyporhéique

Les activités humaines impactent la chimie des eaux de rivière et de nappe selon des modalités variées. L'acidification des pluies due aux rejets massifs de combustibles fossiles a conduit à l'acidification des cours d'eau et des lacs (Newell and Skjelkvåle, 1997; Rosenqvist, 1978; Stoddard et al., 1999), avec des conséquences parfois dramatiques sur la faune (Beamish and Harvey, 1972). Les rejets industriels et pharmaceutiques dans les nappes et les rivières

posent de sérieux problèmes d'approvisionnement en eau potable dans certaines régions (Ayotte et al., 2015; Benotti et al., 2008; Kim et al., 2007; Kroeze et al., 2016; Van der Bruggen and Vandecasteele, 2003; Wycisk et al., 2003). Toutefois, en matière de pollution des nappes et des cours d'eau, c'est souvent l'agriculture intensive qui est montrée du doigt pour son usage massif de pesticides (Gaynor et al., 1995; Vidon et al., 2010b), d'engrais (Moss, 2010) et de résidus médicamenteux (Benotti et al., 2008; Kim et al., 2007) qui peuvent se retrouver dans les hydrosystèmes. Ainsi, à l'échelle mondiale, les apports en nutriments azotés (nitrates) et phosphorés aux surfaces agricoles a été multiplié respectivement par 8 et par 3 entre 1960 et 2000 (Tilman et al., 2002). Les produits phosphorés, peu mobiles dans les sols, se retrouvent en rivière surtout par ruissellement (Dierberg et al., 2002; Sharpley et al., 1994; van Bochove et al., 2006), éventuellement par drainage ou flux de subsurface (Sims et al., 1998; Skaggs et al., 1994). Les produits azotés tels que les nitrates sont plus volontiers transportés en profondeur dans la nappe (Hinkle et al., 2007; Smith et al., 2008) et se retrouvent donc en rivière lors d'exfiltrations. Cet enrichissement excessif en nutriments des eaux s'appelle eutrophisation (Benneton, 1984) et est responsable de bloom algaux sur les côtes (marées vertes) ou en rivière (Garnier et al., 1998) qui étouffent les autres formes de vie. En parallèle, ces mêmes nitrates sont utilisés comme accepteurs d'électrons par certains microorganismes pouvant se retrouver notamment dans la zone hyporhéique, contribuant ainsi à une éventuelle réduction de cette forme de pollution (Burgin and Hamilton, 2007).

Dans le cadre de telles pollutions azotées, il s'agit de quantifier la dénitrification (Azizian et al., 2015; Fernald et al., 2006; Gomez-Velez et al., 2015; Hester et al., 2018; Krause et al., 2013a; Pittroff et al., 2017; Zarnetske et al., 2011b) pour évaluer le rôle des processus de dégradation-transformation dans la zone hyporhéique ou directement dans le cours d'eau. Plusieurs auteurs ont modélisé le cycle de nutriments et les flux de polluants (Barra Caracciolo et al., 2009; Cho and Kim, 2000; Iwamoto et al., 2000; Kroeze et al., 2016; Wenderoth et al., 2003) pour comprendre les échanges entre nappe et rivière. L'évaluation de l'impact des échanges nappe-rivière sur la qualité de l'eau est nécessaire pour élaborer des stratégies efficaces de restauration des cours d'eau.

#### Impact des échanges nappe-rivière sur la qualité des eaux

Les **eaux de nappes** ont une signature chimique différente des eaux de surface. Cette signature est généralement stable dans le temps en raison des temps de transfert assez long entre nappe et rivière. Parce qu'elles tirent leur chimie particulière des sols et roches traversés durant leur transfert, l'eau de nappe peut constituer un **vecteur de nutriments** et d'ions majeurs nécessaires à la vie des espèces animales et végétales des cours d'eau. Pour la même raison, une exfiltration de nappe en rivière peut également être **source de pollutions**. Toutefois, en raison de leur oxygénation moindre, les zones influencées par la nappe sont aussi le **siège de processus biogéochimiques** (dénitrification, etc.) intéressants pour la restauration écologique des cours d'eau.

## 1.1.4. Impact des échanges nappe-rivière sur la température des eaux

## Facteurs de contrôle de la température d'un cours d'eau

La température d'un cours d'eau peut être définie comme la concentration de chaleur stockée dans un volume d'eau. Le *régime thermique désigne* quant à lui l'ensemble des facteurs faisant fluctuer cette température au cours du temps et de l'espace (Caissie, 2006; Poole and Berman, 2001). Au cours des dernières décennies, de nombreuses études ont montré la multiplicité de ces facteurs et la grande complexité de leurs interactions (T. Macan, 1958).

Certains facteurs peuvent s'additionner, se tamponner ou s'annuler les uns les autres selon les lieux et périodes, ce qui rend la classification exhaustive du régime thermique d'un cours d'eau extrêmement complexe. Certains auteurs séparent ces facteurs en deux sous-ensembles : d'un côté les processus primaires qui apportent ou soustraient directement de l'énergie au système (par exemple rayonnement solaire, apports d'eaux chaudes ou froides, géothermie, ...) ; de l'autre les processus secondaires qui viennent modifier ces transferts d'énergie (par exemple ombrage, orientation, volume d'eau disponible, etc.). Ce genre de classification s'avère toutefois peu pratique et parfois absconse. Caissie (2006) propose quatre grandes catégories regroupant chacune tout un panel de processus qui interagissent entre eux des degrés variables (Fig. 1-4):

- (i) Les conditions atmosphériques,
- (ii) Les échanges entre la rivière et son lit,
- (iii) L'hydrologie,
- (iv) La géomorphologie du cours d'eau.

Les conditions atmosphériques apparaissent largement dominantes puisque l'énergie stockée sous forme de chaleur par la rivière est avant tout de l'énergie solaire. A cet égard, la surface de la rivière est le siège d'échanges thermiques importants pouvant aller jusqu'à des changements de phase (évaporation, gel). Les principaux facteurs atmosphériques de contrôle sont alors la température de l'air, le rayonnement solaire à ondes courtes et le rayonnement atmosphérique à ondes longues (Hebert et al., 2011; Mohseni and Stefan, 1999). Le rayonnement par ondes courtes désigne l'énergie transportée par les rayons les plus énergétiques du soleil - par exemple les ultraviolets - qui constituent la principale source de chaleur stockée dans la masse d'eau. Le rayonnement net à ondes longues désigne la différence entre les radiations infra-rouges de l'atmosphère et celles émises par la surface de la rivière (Benyahya et al., 2012). Ce rayonnement infra-rouge de la rivière constitue généralement la principale perte d'énergie de la rivière (Webb and Zhang, 1997). Enfin, les échanges directs avec l'atmosphère se font via l'évaporation - qui peut occasionnellement représenter une perte d'énergie très importante (Webb and Zhang, 1999) - et la condensation qui, à l'inverse, représente un gain de chaleur. Les flux convectifs entre la surface du cours d'eau et l'air sont une autre forme d'échanges directs, mais constituent une très faible part du bilan d'énergie.

Les échanges thermiques entre la rivière et son lit intègrent à la fois la conduction de chaleur par les sédiments de la zone hyporhéique et l'advection de masses d'eaux plus ou moins chaudes au travers de celle-ci. La conduction thermique entre sédiments et eau désigne un échange de chaleur par contact : l'agitation moléculaire (= chaleur) se transmet de proche en proche depuis le milieu le plus agité (chaud) vers le milieu le moins agité (froid). On parle alors de gradient thermique, qui détermine le sens des transferts : depuis l'eau vers les sédiments quand l'eau est plus chaude, ou vice-versa quand les sédiments sont plus chauds. La quantité de chaleur transmise par conduction est fonction de la capacité d'un corps à stocker de la chaleur dans sa masse (capacité thermique massique) et à la transmettre à son environnement (conductivité thermique). C'est la différence de ces grandeurs physiques entre sédiments et eau (Lapham, 1989) qui est à l'origine de différence de température (gradient thermique) entre les deux à un instant t. Il a ainsi été montré que la chaleur est stockée par les sédiments au cours de l'été pouvait être restituée au cours d'eau en hiver (Alexander et al., 2003). Les apports advectifs, comme évoqué plus haut, désignent le transfert de masses d'eaux de températures différentes entre nappe et rivière. Ces transferts revêtent une importance particulière sur le temps long puisque la température de la nappe varie généralement très peu au cours de l'année (Anderson, 2005; Constantz, 2008). Par conséquent, selon la période considérée et les débits concernés, les exfiltrations de nappe peuvent stabiliser, voire modifier la température d'un cours d'eau plus ou moins localement, plus ou moins longtemps.



**Figure 1-4.** Paramètres contrôlant la température d'un cours d'eau. Parmi ces paramètres, les conditions atmosphériques et les échanges avec la nappe dominent largement. Les autres paramètres tendent plutôt à accentuer ou, au contraire, diminuer leur importance relative. ZH désigne la zone hyporhéique (Modifié d'après Caissie (2006)).

L'hydrologie est un facteur de contrôle de la température à travers les débits entrants et sortants du système. Son influence directe sur les variations de masse et d'énergie en lien avec les flux entrants et sortants est importante. Outre l'apport direct d'eau plus chaude ou plus froide - via des affluents par exemple-, le type d'écoulement joue un rôle important sur l'équilibre thermique de la rivière : un écoulement turbulent permettra un bon mélange des eaux et un rééquilibrage thermique rapide avec l'atmosphère ou le lit. A l'inverse, un écoulement très lent atténuera ces échanges, mais pourra permettre un réchauffement plus important par rayonnement solaire permettant une exposition plus longue de l'eau de la rivière. Enfin, l'épaisseur de la colonne d'eau, également dépendante de l'hydrologie, détermine l'effet de l'atmosphère sur la température du cours d'eau. Un tirant d'eau faible sera plus sensible aux apports d'énergie atmosphérique. Une stratification thermique apparait sur des systèmes où le tirant d'eau est suffisamment grand et l'écoulement lent (Nielsen et al., 1994; Zeeman et al., 2015). Ainsi au sein du même cours d'eau, les variations saisonnières du tirant d'eau influencent les échanges thermiques entre l'eau de la rivière, l'atmosphère et les sédiments (Constantz et al., 2008; Hannah et al., 2009).

La **géomorphologie** de la rivière intègre tout un panel de paramètres susceptibles d'impacter l'hydrologie comme les échanges avec l'atmosphère et/ou les sédiments. Ainsi, l'ensoleillement de l'eau est directement fonction de la latitude du cours d'eau, mais aussi de son orientation, sa largeur, la hauteur de ses berges et la présence ou non de végétation (ripisylve) (Fig. 1-4). La topographie du lit joue également un rôle sur le tirant d'eau : une rivière en tresse, peu profonde et de pente faible sera potentiellement très chaude à cause de son faible tirant d'eau (LeBlanc et al., 1997) tandis qu'une rivière à méandres ayant un grand nombre de mouilles (zones plus profondes) aura une inertie thermique plus importante et sera plus contrastée.

L'analyse de ces 4 catégories montre que la température d'une rivière est contrôlée par de nombreux processus complexes et interdépendants (Hydrologie-géomorphologie-échange sédiment-cours d'eau et atmosphère). La participation de chaque catégorie sur le bilan énergétique a pu être évaluée par plusieurs auteurs. Evans et al. (1998) ont ainsi estimé que 82% des échanges thermiques au sein d'une rivière se faisaient à l'interface eau-air contre 15% des échanges à l'interface eau-sédiments. Les 3% restants correspondent à l'hydrologie et à la géomorphologie. Cette étude ne s'applique évidemment pas à tous les systèmes fluviaux, ni à toutes les saisons. Cependant, elle propose une bonne illustration de la prédominance des quatre facteurs.

### Variabilité spatiale de la température d'un cours d'eau

Nous avons vu que la température d'une rivière est le fruit d'une interaction complexe entre quatre facteurs évoqués précédemment, quelques tendances générales sont toutefois observables à grande échelle spatiale. Ainsi, comme le montre la Figure 1-4, la température moyenne journalière d'un cours d'eau augmente généralement vers l'aval (Caissie, 2006). Les températures à l'amont sont généralement proches de celle de la nappe qui alimente la rivière. La température augmente progressivement avec la distance sous l'influence de l'atmosphère. Ce réchauffement progressif est fonction de la distance à la source (qui influence le temps d'exposition au rayonnement solaire), mais aussi la surface d'échange eau-air disponible. Généralement, les rivières tendent à s'élargir à l'aval, augmentant d'autant les échanges atmosphériques. On notera toutefois que ce réchauffement n'est pas uniforme : les cours d'eau de petite taille sont certes plus frais que les grandes rivières, mais ils se réchauffent plus vite. Ainsi, de petits cours d'eau peuvent gagner jusqu'à 0,6°C.km<sup>-1</sup> (A. Zwieniecki and Newton, 1999) contre 0,2°C.km<sup>-1</sup> pour ceux de taille intermédiaire (Caissie, 2006) et 0,09°C.km<sup>-1</sup> pour les plus larges (Torgersen et al., 2001). Cette dégressivité s'explique en grande partie par une inertie thermique croissante liée à leur débit et leur géomorphologie. En effet, les petits cours d'eau sont globalement peu profonds, donc sujets à une forte influence de l'atmosphère une fois la source souterraine passée. Les rivières de plaine, même si elles sont plus lentes et larges, sont également plus profondes que les petits cours d'eau. Leur volume d'eau est proportionnellement beaucoup plus important, ce qui augmente leur inertie thermique. D'autres facteurs viennent cependant nuancer cette relation directe entre température de l'eau et celle de l'air. Par exemple, un substrat plus perméable peut permettre davantage d'échanges avec la nappe, même à grandes échelles spatiales (Beaufort et al., 2016; O'Driscoll and DeWalle, 2006). De même, lors des périodes estivales extrêmes, l'évaporation d'une partie de l'eau occasionnera une perte d'énergie limitant les maximas en rivière; tandis que les périodes hivernales extrêmes peuvent être tempérés par la chaleur relative de la nappe (Mohseni and Stefan, 1999; Webb et al., 2008). D'autres paramètres atmosphériques tels que l'humidité relative de l'air et la vitesse du vent influencent les flux convectifs ou les changements de phase de l'eau en surface (évaporation et condensation). Toutefois, Caissie (2006) considère que les flux convectifs, l'évaporation et la condensation jouent un rôle généralement négligeable face aux flux radiatifs.



Vers l'aval / Ordre de Strahler

**Figure 1-5.** Variabilité thermique d'une rivière en fonction de sa taille (modifié d'après Caissie, (2006))

A une échelle spatiale plus petite, l'ombre projetée par la ripisylve et les berges, si elle n'est pas d'une grande importance sur les cours d'eau les plus larges et longs, est loin d'être négligeable sur les tronçons plus petits (Chu et al., 2009; Garner et al., 2015; Hannah et al., 2008; Malcolm et al., 2004; Petrides et al., 2011; St-Hilaire et al., 2000; Theurer et al., 1985). Elle dépend elle-même de nombreux facteurs déjà évoqués comme l'orientation et la largeur du cours d'eau, la hauteur des berges, la position du soleil et les espèces arborées sur site (Li et al., 2012). Outre son opposition directe au rayonnement solaire qui limite le réchauffement des eaux, la couverture végétale peut aussi s'opposer aux pertes par évaporation et rayonnement par ondes longues, ce qui limite au contraire les pertes de chaleur en journée (Imholt et al., 2013; Webb and Zhang, 1997). La ripisylve diminue également la vitesse du vent et donc les échanges convectifs entre eau et atmosphère (Story et al., 2003). Les précipitations peuvent également jouer un rôle localement en récupérant, en été, la chaleur des sols par ruissellement ou en faisant entrer une eau directement à température atmosphérique dans la rivière sur d'autres périodes. Néanmoins, l'impact thermique des eaux météoriques sur les rivières reste limité (Evans et al., 1998; Ouellet et al., 2014). Mis à part ces facteurs principalement atmosphériques, les échanges entre rivière et sédiments jouent également un rôle dans la cartographie thermique d'un cours d'eau, même à petite échelle. Mélange de transports thermiques par advection (exfiltrations ou infiltration au travers des sédiments) et par conduction (transfert de chaleur de proche en proche via les matériaux sédimentaires), ces échanges peuvent être disparates selon la nature du sédiment, la géomorphologie de la rivière ou le niveau de la nappe souterraine. La nature du sédiment (par exemple quartzique ou limoneux, compact ou meuble) et du sous-sol (par exemple karstique, sableux ou fracturé) facilitera ou non la conduction de chaleur vers la rivière (de Vries and Peck, 1958). Une conductivité hydraulique variable, liée elle aussi à la nature du sédiment, (Genereux et al., 2008) déterminera des zones privilégiées de filtration d'eau tandis que la géomorphologie et le gradient hydraulique entre nappe et rivière détermineront le sens général d'écoulement (gaining-losing). Ces zones, qu'elles relèvent d'arrivées directes de nappes ou de recirculations hyporhéiques, peuvent être très localisées (Hester et al., 2009) et constituer des refuges thermiques nécessaires pour nombre d'espèces (Dugdale et al., 2013; Reid, 2007).

Enfin, les activités humaines constituent un aspect peu pris en compte, mais dont le rôle dans l'hétérogénéité spatiale de la température d'un cours d'eau est non négligeable. A titre d'exemple, les rejets d'eaux usées (Kinouchi et al., 2007), l'urbanisation (Taniguchi et al.,

2005), la déforestation (Beschta and Taylor, 1988; Taniguchi et al., 1999b) ou encore les centrales énergétiques (Raptis et al., 2016) tendent en général à réchauffer les eaux de surface (Webb and Walling, 1996).

#### Variabilité temporelle de la température d'un cours d'eau

En sus de la dimension spatiale de la température des cours d'eau, la dimension temporelle doit également être prise en compte. Comme il a été expliqué plus haut, la température d'une rivière est étroitement reliée à celle de l'atmosphère et à l'ensoleillement. Ainsi, à l'instar de l'atmosphère, la température d'une rivière fluctue-t-elle selon la quantité d'énergie solaire disponible. A l'échelle journalière, cette quantité d'énergie solaire disponible suit le cycle diurne. Néanmoins, à cause de l'inertie des masses d'eau, le minimum de température est atteint en fin de nuit tandis que le maximum l'est en fin d'après-midi (Figure 1-5). Caissie (2006) indique que les variations journalières de température sont moindres pour les petits cours d'eau qui subissent une influence marquée de la nappe souterraine, thermiquement plus stable. En revanche, les grands cours d'eau sont sujets à davantage de fluctuations journalières puisque plus exposés aux paramètres météorologiques (nuages, ombre, vent, pluie). Parmi ceux-là, les plus susceptibles de subir de grandes variations journalières sont les cours d'eau à la fois larges (50m et plus) et peu profonds (moins de 1,5m), d'ordre 4 sur l'échelle de Strahler (Horton, 1945; Strahler, 1952). Les cours d'eau plus importants voient ensuite leur variabilité diminuer de nouveau avec l'approfondissement de leur lit, donc de leur inertie thermique. La figure 1-4 exprime bien cette variabilité thermique en fonction de la taille des cours d'eau. Bien entendu, plusieurs paramètres peuvent également limiter l'amplitude thermique d'un cours d'eau. Cette amplitude peut baisser lors de crues en raison d'une masse d'eau plus importante avant une inertie thermique accrue (Moatar et al., 2009). Une ripisylve importante peut également limiter les fluctuations de température (Brown et al., 2010; Garner et al., 2015) en interceptant une partie des rayons solaires incidents (réchauffement moindre) et en limitant les pertes par rayonnement et évaporation (refroidissement moindre).



**Figure 1-6.** Evolution théorique de la température moyenne de l'air  $(T_{air})$ , de la rivière  $(T_{sw})$  et de la nappe  $(T_{gw})$  au cours du temps (deux années = droit ; deux journées = italique). Les températures de la rivière et de la nappe sont légèrement déphasées par rapport à l'atmosphère.

Sur des temps plus longs, la rivière suit le cycle annuel de température selon une sinusoïde (Figure 1-5) (Kothandaraman, 1971; Ward, 1963; Webb and Walling, 1993). Dans l'hémisphère nord et en milieu tempéré ou froid, les maximums de température sont observés en juillet et/ou août, les minimums en janvier et février. Caissie et al. (2005) ont montré que deux rivières du même bassin versant, mais de tailles différentes avaient le même comportement thermique au cours du temps avec un pic estival de température ayant lieu le même jour ; la seule différence étant une eau plus chaude de 5°C pour la plus grande rivière. Dans les deux cas, le pic estival de l'eau arrivait six jours après celui de l'air. Par ailleurs, si les extrêmes de température sont généralement observés en hiver et en été, c'est également lors de ces périodes que l'hétérogénéité spatiale est potentiellement la plus forte. Outre l'influence en été une fois encore de la ripisylve qui fait obstacle aux rayons du soleil, c'est surtout à cette période que les arrivées d'eau souterraine induisent un effet apparent sur la température des cours d'eau. En effet, moins sujettes aux variations temporelles de température, les arrivées d'eau souterraine sont comparativement plus chaudes en hiver et plus fraîches en été, apparaissant comme des « patchs » ou « anomalies » thermiquement stables dans la rivière (Brunke et al., 2003; Magoulick and Kobza, 2003). Ces arrivées sont à différencier des recirculations hyporhéiques déjà évoquées plus haut qui forment, elles-aussi, des anomalies thermiques comparées au reste du cours d'eau. En effet, ces dernières ont globalement la même amplitude thermique que le reste de la rivière ; à ceci près que le signal est décalé dans le temps (quelques heures à quelques jours) en raison du temps de circulation dans le sédiment (Collier, 2008). Autrement dit, leur variabilité à l'échelle de la journée ou de l'année est très similaire à celle de la rivière dans son ensemble (Figure 1-7) et n'a donc que peu d'influence sur la variabilité temporelle de la température d'une rivière.



**Figure 1-7.** Changement de température dans un cours d'eau à l'aval d'une exfiltration en été. (a) Exfiltration de nappe souterraine (moyenne annuelle de 14°C). (b) Exfiltration de recirculation hyporhéique. La zone d'exfiltration est encadrée en violet. Les températures diurnes sont en rouge, les températures nocturnes sont en bleu (D'après Collier, (2008)).

Sur des **échelles de temps supérieures à l'année** – typiquement plusieurs décennies ou siècles – plusieurs études et méta-analyses ont montré un réchauffement global des eaux de surface lié aux activités humaines. Ainsi, Moatar and Gailhard (2006) ont relié l'augmentation de la température moyenne de la Loire (+0,8°C depuis 1881) à la hausse de la température atmosphérique et une baisse générale de l'hydraulicité. Hester and Doyle (2011) ont, quant à eux, réalisé une méta-analyse portant sur plusieurs activités humaines locales (centrales, barrages, déforestation, urbanisation) ou globales (réchauffement climatique) et concluent que les cinquante dernières années d'activité ont vu un réchauffement significatif des eaux de surface.

#### Enjeux pour l'Homme et la biodiversité

La température de l'eau joue un rôle majeur dans l'écologie du cours d'eau, notamment en ce qui concerne la répartition et la bonne santé des espèces animales et végétales (Caissie, 2006; Ebersole et al., 2003b; Hester and Doyle, 2011; Swansburg et al., 2002). Elle influe en effet directement sur la saturation en dioxygène de l'eau et facilite certaines réactions biochimiques comme la dégradation de matière organique (Baldy et al., 1995; Pascoal et al., 2005) ou le métabolisme de microorganismes (loi de Van't Hoff). Ainsi, une augmentation de température entraîne invariablement une diminution des concentrations en oxygène des eaux et une augmentation de la cinétique de certaines réactions biochimiques. Outre ces paramètres physico-chimiques, la température impacte directement le développement (Ebersole et al., 2006) ou la répartition spatio-temporelle (Armstrong et al., 2013; Dunmall et al., 2016) de certains organismes aquatiques. En effet, la plupart des organismes vivants ont un optimum thermique au-delà (ou en-deçà) duquel leur bon développement est compromis (Coutant, 1977; Souchon and Tissot, 2012). Saumons et truites, par exemple, (Baird and Krueger, 2003; Baxter and Hauer, 2000; George et al., 2016; Hillyard and Keeley, 2012; Matthews et al., 1994) peuvent être affectés par les changements brusques et/ou trop importants de la température des eaux des cours d'eau. Il en va de même pour les insectes (Kruitbos et al., 2012; Stanford and Ward, 1993), amphibiens (Lawler et al., 2010), plantes et microorganismes (Bornette and Puijalon, 2011; Johansson et al., 2013). Si certaines espèces peuvent migrer (Comte et al., 2013; Conti et al., 2015; Dunmall et al., 2016; Kruitbos et al., 2012), adapter leur physiologie (Gardner et al., 2011) ou leur comportement (Johansson et al., 2013; Kramer and McClure, 1982), toutes les espèces ne sont pas aussi résistantes (Ebersole et al., 2006; Swansburg et al., 2002) ou capables de s'adapter assez rapidement aux changements imposés par l'Homme (Carey and Alexander, 2003; Pimm et al., 2014; Wake and Vredenburg, 2008). Dans ce contexte, les zone d'exfiltrations de nappe peuvent constituer des refuges thermiques pour certaines espèces aquatiques (Baird and Krueger, 2003; Dugdale et al., 2013; Ebersole et al., 2003a; George et al., 2016; Magoulick and Kobza, 2003; Reid, 2007) : leur cartographie est un enjeu majeur en terme de restauration écologique des cours d'eau.

Comme nous l'avons évoqué plus haut, certaines activités humaines ont un impact sur l'hétérogénéité spatio-temporelle de la température des cours d'eau. Le changement climatique global et rapide dû aux activités humaines des deux derniers siècles induit une augmentation de la température générale des eaux (Collins et al., 2014; Comte and Grenouillet, 2015; Ficke et al., 2007; Gaume, 2004; Gershunov et al., 2013; Hendrickx and Sauquet, 2013; Hirabayashi et al., 2013; Jouzel and Lorius, 1999; Meehl et al., 2012; Mohseni et al., 2003; Nijssen et al., 2001; Reist et al., 2006; Russo et al., 2014; Schneider and Hook, 2010; Sillmann et al., 2014; Sinan and Belhouji, 2016; Stefan and Sinokrot, 1993; Tang et al., 2018; Taniguchi et al., 1999a; Trolle et al., 2015; Wrona et al., 2006; Wu et al., 2013). Certaines activités humaines plus locales induisent également une hausse (urbanisation, déforestation, tourisme, rejets de centrales énergétiques, etc.) ou une baisse (fonte prématurée des neiges) ponctuelle des températures de l'eau des rivières (Reid, 2007; Rowe and Taylor, 1994; van Vliet et al., 2011; Wawrzyniak et

al., 2012). La modification de l'hydraulicité des cours d'eau et de la recharge des nappes joue également sur les volumes d'eau disponibles et sur leur inertie thermique. Dans ce contexte perturbé, les exfiltrations de nappe permettent non seulement d'assurer un débit de base, mais également une certaine stabilité thermique à la rivière (Tague and Grant, 2009). Elles assurent ainsi le maintien de nombreuses fonctions biologiques comme le développement de certaines espèces piscicoles fragiles (Benson, 1953; Geist et al., 2002) ou une oxygénation convenable des eaux. Ce maintien d'une certaine température peut également avoir un impact sur les sociétés humaines en terme de nourriture, voire d'apports énergétiques en maintenant, par exemple, la capacité de l'eau d'une rivière à refroidir une centrale (Macknick et al., 2012; Madden et al., 2013; Raptis and Pfister, 2016; van Vliet et al., 2016).

## Impact des échanges nappe-rivière sur la température des eaux

La température d'un cours d'eau est **fonction de quatre grands ensembles de paramètres** : les conditions atmosphériques, les interactions entre la rivière et son lit, la géomorphologie du cours d'eau et l'hydrologie. L'influence de l'atmosphère est telle que la température d'un cours d'eau suit globalement celle de l'atmosphère. Toutefois, les échanges d'eaux avec la nappe, thermiquement beaucoup plus stable, constituent l'essentiel des transferts de chaleur entre la rivière et son lit. A cet égard, la variabilité thermique des cours d'eau dans le temps et l'espace est en grande partie fonction de l'importance de ces échanges :

- Variabilité spatiale. La température d'un cours d'eau est généralement plus proche de celle de la nappe à l'amont où les exfiltrations sont comparativement plus importantes qu'à l'aval. En revanche, cette température se rééquilibre avec l'atmosphère plus rapidement dans les petits cours d'eau (ruisseaux) où les volumes d'eaux sont moindres que dans les grands (fleuves). Selon la géomorphologie du cours d'eau, les exfiltrations de nappe sont plus ou moins localisées et importantes : cela peut mener à l'apparition de zones thermiquement différentes du reste de la rivière (anomalies thermiques).
- Variabilité temporelle. Si la température d'un cours d'eau suit celle de l'atmosphère, en cas de forte influence de la nappe, l'amplitude thermique du cours d'eau au cours du temps (à la journée ou à l'année) sera réduite. Lorsque le contraste thermique entre la nappe et la rivière (hiver/été, matin/soir) est très marqué, les anomalies thermiques dues aux exfiltrations de nappes s'en trouvent accentuées.

A petites échelles spatio-temporelles, la nappe peut occasionnellement fournir un refuge à certaines espèces aquatiques fragiles. Sur de plus grandes échelles, elle joue globalement le rôle de régulateur thermique des cours d'eau. A cet égard, les échanges nappe-rivière sont indispensables à la bonne santé écologique des cours d'eau (oxygénation, développement d'espèces) et à la mitigation d'effets anthropiques indésirables (réchauffement climatique, qualité et quantité des ressources en eau, etc.). Dès lors, localiser et quantifier les flux dans ces zones d'échange apparaît nécessaire pour comprendre l'impact des activités humaines et élaborer les stratégies de restauration des milieux aquatiques.

# 1.2. Caractérisation thermique des échanges nappe-rivière

## 1.2.1. La température comme traceur des échanges

L'utilisation de la température comme traceur des échanges entre nappe phréatique et cours d'eau repose sur la variabilité thermique différente des deux compartiments (Figure 1-5). L'idée en soi n'est pas nouvelle. Anderson (2005) cite Slichter (1905) comme une des premières études à utiliser la température comme moyen de repérer des infiltrations des eaux d'un étang vers la nappe. De nombreux travaux dans les années 60 ont mesuré la température des nappes en différents points pour cartographier les infiltrations d'eaux de surface (Winslow, 1962). Avec l'intérêt croissant de la communauté scientifique pour l'écologie des rivières et le coût réduit des moyens de mesure, l'utilisation de la température s'est beaucoup développée depuis trente ans. La température a ainsi été utilisée pour déterminer des chemins préférentiels de circulations dans la zone hyporhéique (Alexander and Caissie, 2003; Conant, 2004; Evans et al., 1995). La transmission en profondeur de la variation journalière de température de l'air (sinusoïde, voire Fig. 1-10) est également étudiée pour déterminer les sens d'écoulement dans la zone hyporhéique (Constantz et al., 2003; Silliman and Booth, 1993). Plus les exfiltrations de nappe sont importantes (cours d'eau en gain), moins les amplitudes thermiques dans le sédiment seront grandes. A l'inverse, en cas de cours d'eau en perte de charge, la chaleur diurne est transmise par advection plus en profondeur. En appliquant ce principe à des profils thermiques complets dans le sédiment, Bartolino and Niswonger (1999) ont montré que la variation annuelle des profils thermiques dans le sédiment formait une « enveloppe thermique » en forme d'entonnoir (Figure 1-9a). Les contours de cette enveloppe sont dessinés par les profils thermiques en période chaude (été/fin d'après-midi) et en période froide (hiver/matin). En cas d'exfiltration de nappe, et donc de flux ascendant, la température stable de la nappe est imprimée jusqu'aux sédiments les plus superficiels : l'enveloppe adopte un contour très évasé avec un col très haut (Fig.1-9b). Lors d'infiltrations d'eaux de surface, c'est la température de la rivière – beaucoup plus variable dans le temps – qui est retrouvée en profondeur : on observe une élongation de l'enveloppe qui prend alors une forme de cône (Fig.1-9c).



*Figure 1-8.* Modification de la température dans la zone hyporhéique d'après les sens d'écoulement (d'après Constantz (2008)).

Hormis ces applications qualitatives ou descriptives, la température a également pu être utilisée comme moyen de quantification des échanges. Il s'agit alors de déduire la vitesse des masses d'eau au travers du sédiment à partir des différences thermiques entre deux points au cours du temps. Pour se faire, le calcul doit aussi tenir compte de l'autre processus susceptible de transporter de la chaleur dans le système : la conduction, ou diffusion. Les premiers travaux allant dans ce sens datent également des années 60 (Bredehoeft and Papaopulos, 1965; Stallman, 1965) et proposent une résolution unidimensionnelle du problème. C'est généralement cette forme de résolution qui est appliquée aux système hyporhéiques où la composante verticale est dominante. Aussi, cette approche unidimensionnelle est plus simple d'utilisation que son pendant tridimensionnelle (Anderson, 2005; Domenico and Schwartz, 1998). Appliquée à des profils de températures avec des mesures à différentes profondeurs, cette méthode peut fournir de précieuses informations sur l'évolution au cours du temps des écoulements à l'interface nappe-rivière-zone hyporhéique-. Cette méthode est très utilisée pour la caractérisation de processus locaux, souvent dans de petits systèmes (Briggs et al., 2014; Briggs et al., 2012b; Evans et al., 1995; Evans and Petts, 1997; Mamer and Lowry, 2013; Munz et al., 2016; Poulsen et al., 2015). Toutefois, malgré la possibilité de suivis haute fréquence des flux (Gordon et al., 2012; Hatch et al., 2006) et d'une multiplication des points de mesure, l'usage de profils thermiques ou d'autres mesures ponctuelles ne permet pas de caractériser efficacement l'hétérogénéité thermique des cours d'eau.



**Figure 1-9.** Modification de la température dans la zone hyporhéique d'après les sens d'écoulement (modifié d'après Stonestrom and Constantz (2004)). L'enveloppe thermique est représentée en noir.

## 1.2.2. Concept d'anomalie thermique et mesures distribuées de température

Comme nous l'avons vu précédemment, la température peut constituer un traceur très efficace de détection et de quantification des échanges entre nappe et rivière. Toutefois, si les méthodes ponctuelles de mesures thermiques (capteurs automatiques, thermocouples, PT100) offrent une excellente résolution temporelle, elles ne permettent pas de rendre compte de la variabilité spatiale des échanges. Cette grande variabilité spatiale est notamment caractérisée par des zones d'exfiltrations de nappe ou de recirculations hyporhéiques qui modifient parfois très localement la température du cours d'eau. Ces *patchs* de température très distincts de la température ambiante du cours d'eau sont qualifiés d'anomalies thermiques. Pour répondre à ces besoins croissants de spatialisation des anomalies thermiques, de nouvelles techniques ont été développées au début des années 2000 : on a alors parlé de mesures distribuées de température (DTS) et deux techniques ont été particulièrement utilisées.



**Figure 1-10.** Exemples d'imagerie aérienne infrarouge thermique (d'après Wawrzyniak et al., 2013).

Une première méthode distribuée concerne **l'imagerie infrarouge thermique** (IRT) qui donne la température de surface du cours d'eau (Figure 1-10). Les images IRT sont capables de caractérisations thermiques sur plusieurs kilomètres de distance si elles sont aéroportées (*Bejannin et al., 2017; Cherkauer et al., 2005; Dole-Olivier et al., 2019; Fullerton et al., 2015; Handcock et al., 2006; Lalot et al., 2015; Wawrzyniak et al., 2012*), ou avec une résolution de quelques centimètres si elles sont prises depuis la berge (Antonelli et al., 2017; Cardenas et al.,

2008). Les méthodes IRT sont utilisées en rivières à la fois pour suivre l'hétérogénéité thermique (Dugdale, 2016; Tonolla et al., 2010; Torgersen et al., 2001; Wawrzyniak et al., 2016), en écologie (Dugdale et al., 2013; Dugdale et al., 2015; George et al., 2016; Handcock et al., 2006; Monk et al., 2013; Tonolla et al., 2012), voire même pour déterminer des paramètres hydrologiques (Antonelli et al., 2017; Chickadel et al., 2011; Cristea and Burges, 2009). Malgré leur facilité de déploiement et la couverture qu'elles autorisent, ces méthodes permettent de mesurer la température de surface avec une précision relative qui dépend fortement du matériel utilisé (de 2°C pour des caméras de visualisation classique à 0,1°C pour des caméras à capteur refroidi). Ceci les cantonne souvent à localiser les exfiltrations superficielles ou très importantes plutôt qu'à les quantifier (Banks et al., 1996; Hare et al., 2015). Le couplage avec d'autres méthodes plus locales et l'usage de modèles permet cependant de les utiliser indirectement dans ce but (Cristea and Burges, 2009; Loheide and Gorelick, 2006; Puleo et al., 2012; Vatland et al., 2015).

La mesure distribuée de température par fibre optique (FO-DTS) permet d'obtenir la température le long d'un câble déployé dans la rivière en continu dans le temps et l'espace (tous les 50cm à chaque seconde pour les meilleurs outils). Initialement développés pour le suivi de barrages et de pipelines, la précision récemment acquise par ces systèmes (jusqu'à 0,01°C en conditions optimales) permet maintenant une utilisation variée en milieux naturels (Bakker et al., 2015; Ciocca et al., 2012; Coleman et al., 2015; Read et al., 2014; Sayde et al., 2015; Sellwood et al., 2015; Steele-Dunne et al., 2010). Très utiles pour localiser précisément les zones d'échanges avec la nappe ou certaines anomalies (Briggs et al., 2013; Collier, 2008; Henderson et al., 2009; Hoes et al., 2009; Krause and Blume, 2013; Mwakanyamale et al., 2012; Petrides et al., 2011; Selker and Selker, 2014; Tyler et al., 2009; Westhoff et al., 2007), des méthodes de quantification inspirées de la séparation d'hydrographes (Kobayashi, 1985) et basées sur la conservation de la masse et de l'énergie ont rapidement vu le jour et sont maintenant très utilisées (Lauer et al., 2013; Roshan et al., 2014; Selker et al., 2006e). A noter toutefois que les systèmes de FO-DTS nécessitent une certaine logistique (électricité, abri, bains de calibration, déploiement et maintien du câble) et sont limités à des câbles de quelques kilomètres. Autant de paramètres qui limitent souvent leur usage à de petits cours d'eau ou des tronçons de quelques kilomètres. En outre, les méthodes de quantification classiques évoquées ici ne sont utilisables que pour une gamme relativement haute de débits d'exfiltrations. Ces travaux de thèse portent essentiellement sur la définition des limites des méthodes usuelles utilisant la FO-DTS (seuils de détection, conditions d'écoulements, etc.) et le développement de nouvelles méthodologies applicables à certains contextes naturels (exfiltrations diffuses et intermittentes). Les principes régissant les mesures par FO-DTS seront décrits dans le chapitre 2 (section 2.2.).
#### La température comme traceur des échanges nappe-rivière

La caractérisation des échanges nappe-rivière peut être réalisée en utilisant la température comme traceur. Il existe différentes techniques, dont le choix dépend des disciplines scientifiques et des problématiques à traiter (écologie, biologie, géochimie). La température est un des traceurs les plus utilisés de par son ubiquité, la relative facilitée des mesures et la diversité des processus qu'elle peut décrire.

Ainsi, les premières mesures thermiques dans les nappes souterraines ont pu mettre en évidence des zones d'infiltration de rivière (*losing*). Les profils thermiques dans la zone hyporhéique ont permis de déterminer les sens d'écoulement, puis de quantifier les flux dans le sédiment ; le tout grâce à une grande finesse temporelle et la résolution d'équations de transport de chaleur. Plus récemment, afin de spatialiser les échanges nappe-rivières, des techniques de **mesures distribuées de température (DTS)** ont vu le jour. Parmi elles, les mesures par infrarouge thermique offrent une couverture spatiale sans égale, mais sont plus aptes à localiser qu'à quantifier les échanges (sauf couplage à d'autres méthodes). Les **mesures par fibre optique (FO-DTS)** ont, quant à elles, permis une caractérisation fine et précise des échanges sur des linéaires de cours d'eau allant jusqu'à plusieurs kilomètres. Les méthodes qui y sont liées ont fait la preuve de leur efficacité dans certaines conditions.

Les travaux présentés dans cette thèse exposent certaines limites des méthodes de quantification par fibre optique et de proposer de nouvelles méthodes pour élargir leur champ d'application.

### **Chapitre 2. Matériels et Méthodes**

#### 2.1. Introduction

Les échanges entre nappe et rivière constituent un des processus majeurs dans la zone hyporhéique mais peuvent s'avérer difficile à tracer en raison de leur hétérogénéité spatiotemporelle. L'utilisation de la mesure distribuée de température par fibre optique (FO-DTS) permet de répondre en partie à cette problématique grâce à un traçage thermique en continu à l'interface nappe-rivière. Si la technique a prouvé son utilité au cours des quinze dernières années (Selker et al., 2006a), ses limites d'utilisation dans certains contextes sont encore mal définies. Les travaux menés au cours de cette thèse ont ainsi eu pour but d'affiner la compréhension de ces limites et d'utiliser les mesures FO-DTS dans des contextes encore inexplorés grâce à elles.

Ces travaux se sont divisés en deux phases distinctes. La première a exploré l'influence des régimes d'écoulement sur le seuil de détection d'une exfiltration concentrée de nappe. La quantification de telles exfiltrations concentrées se base sur une méthode déjà largement répandue et développée par Selker et al (2006b). Afin de comprendre au mieux les limites de cette méthode, des expériences ont été menées en milieu contrôlé sur le site d'Agrocampus Ouest. Les mesures FO-DTS ont ainsi été déployées dans un canal hydraulique sur plusieurs niveaux afin de suivre des tests d'injection d'eau chaude censées représenter des exfiltrations de nappe. Les données expérimentales ont ensuite été calibrées et utilisées pour développer un modèle numérique qui a permis un contrôle plus fin des paramètres et une meilleure compréhension des processus en jeu.

La deuxième phase s'est attachée à décrire et quantifier des exfiltrations faibles de nappe en milieu naturel grâce à la fibre optique. Les mesures FO-DTS ont cette fois été menées sur une année hydrologique quasi-complète, de Juillet 2016 à Juin 2017, dans un cours d'eau breton de deuxième ordre. Les mesures FO-DTS ont été ici utilisées pour des mesures distribuées des flux verticaux dans le sédiment. Cette description des échanges nappe-rivière par FO-DTS s'est trouvée comparée à d'autres méthodes de quantification plus intégratives menées sur le site.

#### 2.2. Présentation des sites d'études



#### 2.2.1. Expérimentation en canal hydraulique contrôlé

**Figure 2-1.** Plan du canal hydraulique. Les expériences d'injections et les mesures se sont faites dans la portion encadrée en rouge.

Au cours de la première phase de cette thèse une douzaine d'expérimentations ont été menées en canal hydraulique contrôlé. Ces expérimentations ont consisté en des injections d'eau chaude dans un canal hydraulique (Fig. 2-1), similaires à des exfiltrations hivernales de nappe dans un cours d'eau naturel. Deux régimes d'écoulement dans le canal (turbulent et laminaire) avec différents débits d'injection ont été testés afin de déterminer l'efficacité des mesures distribuée de température par fibre optique (FO-DTS) à quantifier les anomalies thermiques dans ces conditions.

Les expérimentations se sont donc déroulées en extérieur, dans un canal hydraulique en béton de 22m de long. Le canal a une section trapézoïdale avec une largeur de 0,45m à la base et 0,85m au sommet de la section et une profondeur de 0,40m (Fig. 2-2). Le débit à l'amont, s'écoulant dans le canal, est contrôlé par un module à masques et un partiteur d'écoulement. Les mesures de débit ont été réalisées dans un débitmètre de type Parshall intégré au canal (Fig. 2-1). Ce système Parshall permet de lier le tirant d'eau mesuré dans la prise d'eau au débit s'écoulant dans le canal. Ces mesures de tirant d'eau ont été réalisées manuellement en utilisant un réglet, avant et après chaque test d'injection. Un déversoir placé en aval de l'écoulement a permis d'obtenir un tirant d'eau d'au moins 20cm dans le canal. Ce tirant d'eau a été occasionnellement mesuré à 1m et à 12m après le point d'injection (Fig. 2-2).

Les injections d'eau chaude mimant des exfiltrations de nappe ont été réalisées grâce à une pompe MP1 (Grundfos) placée dans un réservoir de 1m<sup>3</sup> rempli d'eau chaude. Les injections dans l'eau du canal se sont faites au travers d'un tuyau percé en forme de boucle, à 3m du système Parshall (Fig. 2-2). Cette position d'injection a été décidée car c'est le point où l'écoulement s'est trouvé le moins perturbé par la rupture de pente du système Parshall. Le contraste de température entre canal et réservoir a varié entre 2,8°C et 3,3°C au cours des expériences et a été enregistré par une sonde manuelle PT100. Il a été maintenu par l'ajout régulier de volumes d'eau chaude dans le réservoir. Les injections n'ont été lancées qu'une fois la température du réservoir homogénéisée par un long mélange manuel. A noter que ces expériences d'injection ont été réalisées les 6 et 7 Juin 2016, dans des conditions météo très ensoleillées : le contraste thermique entre air et eau du canal était d'environ 9 à 10°C.





**Figure 2-2.** Dispositif expérimental utilisé pour les tests d'injection d'eau chaude en canal contrôlé. Les injections ont été faites en pompant l'eau chaude d'un réservoir via un tuyau aboutissant sur un diffuseur en forme de boucle. Le système FO-DTS a été déployé sur trois profondeurs différentes et sur deux lignes (voir photo n°2) avec une disposition en double-ended (voir section 2.2.2). Deux bains contrôlés ont été utilisés pour calibrer les mesures DTS (voir photo n°1). Des mesures indépendantes de température (capteurs RBRsolo) ont été utilisés pour le suivi des bains et la validation des mesures DTS dans le canal (photo n°2).

La température du canal a été suivie sur 14,75m par fibre optique pour toutes les expériences, depuis le système Parshall jusqu'à 12m en aval de l'injection. Le câble utilisé, large de 10mm et vendu par Silixa Ltd, possédait une gaine en polyamide noir recouvrant un

tressage en Kevlar qui lui-même protégeait les fibres optiques. Malgré sa relative épaisseur, son inertie thermique a été considérée assez faible pour permettre des suivis d'injections sur des temps relativement courts. La longueur totale du câble était de 470m, mais seuls les 250 derniers mètres ont été déployés dans le canal. Afin de s'assurer du bon mélange de l'eau injectée avec l'eau du canal et afin de bien renseigner une éventuelle stratification thermique, deux lignes parallèles de câble de fibre optique ont été disposées sur trois profondeurs : 0, 8 et 19cm (Fig. 2-2). En raison d'une tendance du câble à flotter, cette configuration a été maintenue par des cadres métalliques fixés à la berge sur lesquels le câble a été attaché (photo n°2 de la Fig. 2-2). L'unité DTS était une Ultima-XT-DTS<sup>TM</sup> (Silixa Ltd). La configuration des mesures FO-DTS nécessitant quelques clés théoriques pour une meilleure compréhension, celle utilisée au cours de ces expériences est présentée plus en détails dans la section 2.2.2.

#### 2.2.2. Mesures sur le Petit Hermitage (Zone Atelier Armorique)

Les mesures par FO-DTS se sont déroulées, de Juillet 2016 à Juin 2017, sur un petit cours d'eau situé à environ 1,5km au sud-ouest de la ville de pleine fougères (35). L'objectif était de développer de nouvelles méthodes de cartographie et de quantification par fibre optique des échanges entre nappe et rivière qui soient adaptées à des exfiltrations de nappe à la fois diffuses et intermittentes au cours de onze mois. Le choix de ce site est justifié par la présence d'un dispositif de mesures piézométriques sur le versant du Home, à proximité. 5 années de mesures de débit et de température de l'eau au niveau de plusieurs exutoires du site ont permis de finaliser le choix des tronçons pour l'installation de la fibre optique.

#### Contexte géomorphologique

L'étude s'est déroulée au nord-est de la Bretagne, sur la Zone Atelier Armorique (ZAAr) (Fig. 2-3a). Ce terrain de recherche fait partie du Réseau International de Recherche Long-Terme sur les Ecosystèmes (ILSER ; www.lter-europe.net). Du point de vue géologique, la Zone Atelier est découpée en deux grands ensembles (Fig. 2-3c). Comme pour le Couesnon voisin, les cours d'eau de la ZAAr s'écoulent du sud vers le nord. La partie amont de la ZAAr, au sud, repose essentiellement sur un pluton granitique (orange) encerclé par sa cornéenne (rouge). L'aval, au nord, est quant à lui situé au-dessus d'une roche-mère schisteuse (bleu) et de dépôts éoliens et alluviaux (gris). Ces roches cristallines sont globalement surplombées par une zone altérée qui est considérée comme le principal aquifère superficiel du site (Jaunat et al., 2012; Lachassagne et al., 2011). L'occupation et la nature du sol reflète également cette dichotomie nord-sud: au sud où les sols sont silicatés (sableux) l'occupation du sol est de type agricole extensif avec la présence de la forêt de Villecartier qui couvre environ 10% de la surface de cette zone granitique. Au nord, les sols affichent une prédominance de parcelles remembrées de type open-field et des zones humides (Fig.2-3b). Ainsi, les lits de rivières sont un mélange de silts, de sable et dépôts organiques. Plus de détails sur la topographie et la géologie du site sont disponibles sur une étude menée par Kolbe et al. (2016).



**Figure 2-3.** Localisation (a), occupation des sols (b) et géologie (c) du site d'étude de la Zone Atelier Armorique (Pleine-Fougères). Les encadrés noirs désignent l'emplacement où s'est déroulé le suivi long-terme.

Les travaux présentés ici ont plus précisément portés sur un bief de 650m de long caractérisé par une zone de confluence entre deux petits cours d'eau: le Petit Hermitage et le Vilqué (Fig. 2-4). Le premier est un cours d'eau d'ordre 2 sur l'échelle de Strahler, il s'écoule du sud au nord et draine un bassin versant de 16km<sup>2</sup> avant d'être rejoint par le Vilqué. Celuici, d'ordre 1, s'écoule globalement dans la même direction, mais ne draine que 2,3km<sup>2</sup>. Il convient ici de préciser que le tracé des deux cours d'eau a été modifié artificiellement au cours des campagnes de remembrement de la fin du 19<sup>ème</sup> siècle et du milieu du 20<sup>ème</sup>. Lors du remembrement, une partie des zones humides a été drainée pour créer des prairies pâturées ou des zones constructibles. Le cours d'eau du Petit Hermitage a fait l'objet de recalibrage en plusieurs endroits. Cette translation du lit de la rivière est particulièrement visible à l'amont de notre zone d'étude (Fig. 2-4), dans la zone humide où le lit du cours d'eau a été surélevé de plusieurs dizaines de centimètres.

La géomorphologie des deux cours d'eau est assez typique de la région (alternance de zone humides plus ou moins boisées et zones de culture) et demeure relativement stable dans le temps. Ainsi, le lit du Petit Hermitage est large de 2m en moyenne, variant de 1,30m au plus étroit à 3m au plus large des méandres. Les berges sont quasi-verticales et hautes d'environ 0,5

à 1m. A l'amont du site, dans la zone humide lourdement modifiée, le lit est globalement rectiligne et plutôt régulier. Plus à l'aval, le cours d'eau montre des méandres et une alternance de seuils (remontées du lit) et de mouilles (creux). La zone post-confluence (deuxième zone humide marécageuse) montre des méandres plus prononcés et un lit également plus profond. Le Vilqué est plus petit en tout point : large d'environ 0,80cm juste avant la confluence, son lit est très régulier (pas de mouilles) et les berges verticales sont moins hautes.



**Figure 2-4.** Vue aérienne du site d'étude au sein de la Zone Atelier Armorique, à Pleine-Fougères. Les fines lignes noires délimitent les bassins versants du Petit Hermitage (à gauche) et du Vilqué (en bas). 614m de câble de fibre optique ont été déployés dans le lit du Petit Hermitage (ligne rouge). Les données des piézomètres (losanges bleus) et des stations de jaugeage (points verts) et de température (triangles violets) qui étaient déjà sur site ont été complétées par celles de lances thermométriques supplémentaires (triangles jaunes). Au cours de l'étude, le site a été découpé en quatre zones géomorphologiques distinctes (pointillés noirs) : zone humide, bois, prairie, marais.

#### Mesures sur le site

Le site envisagé pour cette étude était déjà lourdement instrumenté depuis une dizaine d'années (Thomas et al., 2019; Thomas et al., 2016b) : piézomètres, station météo, hydrochimie, jaugeages, température de la nappe et de la zone hyporhéique, teneur en eau des sols, etc. Ces données ont notamment permis de supposer que le bief envisagé (Fig. 2-4) comptait probablement des zones d'exfiltrations de nappe plus ou moins diffuses (Kolbe et al., 2016). Ces études sont aussi soutenues par l'observation du terrain. En effet, sur la zone, le Petit Hermitage est caractérisé par une zone humide en amont, suivie d'un bois puis d'une petite prairie pâturée. La confluence a lieu après cette prairie, juste à l'amont d'une deuxième zone humide arborée et quasi-marécageuse. Cette deuxième zone humide cède ensuite la place à une nouvelle prairie, à l'endroit où les mesures FO-DTS cessent. En outre, l'affluent (le Vilqué) est très lié à la nappe : en eau toute l'année malgré sa faible surface drainée, sa conductivité et ses concentrations en certains éléments laissent supposer une contribution forte de la nappe (voir Annexe 1). De plus, l'observation long terme de la température de l'eau au niveau de 6 exutoires correspondant aux 6 bassins versants instrumentés (Fig. 2-3b), montre que le Vilqué a une signature thermique qui confirme l'influence de la nappe : faible amplitude thermique et déphasage par rapport aux autres exutoires. Toutefois, son accessibilité restreinte nous a contraint à nous concentrer davantage sur le Petit Hermitage, plus accessible et déjà instrumenté. Nous avons toutefois pu mesurer la température de l'eau du Vilqué juste avant la confluence avec le petit Hermitage.

La Figure 2-4 montre la localisation de certains instruments de mesure déjà existants sur le site avant la mise en place du suivi par fibre optique. Seuls les quelques piézomètres (en vert) et les stations de jaugeages et profils thermiques (en bleu) qui ont été utilisés sont représentés sur la carte. Afin de compléter les quelques profils thermiques dans la zone hyporhéique, plusieurs cannes thermométriques ont été ajoutées sur le site (en jaune).

Les mesures FO-DTS, quant à elles, ont été réalisées à l'aide d'un câble susceptible de résister aux aléas des mesures de terrain (crues, faune, etc.) avec des fibres optiques protégées par un tube d'acier et un gel hydrophobe, lui-même enserré dans un tressage d'acier et une gaine de polyamide. D'un diamètre de 4mm et long de 1000m, seuls les 614 derniers mètres ont été déployés en rivière, le reste servant à la calibration du dispositif (voir section 2.2.2) ou demeurant inutilisé. Plus lourd et résistant que celui utilisé pour la première phase, ce câble a été déployé au milieu du cours d'eau, là où la conductivité hydraulique est susceptible d'être la plus importante (Genereux et al., 2008) et où le lit est le plus stable. Afin que le câble reste en place tout au long de l'année, il a été enterré dans les sédiments du lit à environ 3cm de profondeur. Cette mise en place a également été choisie pour pouvoir détecter des exfiltrations diffuses de nappe qui seraient immédiatement effacées par le débit (relativement) important du cours d'eau. L'unité de mesure utilisée est la même que précédemment : modèle Ultima-XT-DTS<sup>TM</sup> (Silixa Ltd). De même, la configuration des mesures sur le terrain est présentée plus en détails dans la section 2.2.2.

#### 2.3. La mesure distribuée de température par fibre optique

#### 2.3.1. Principe de fonctionnement

La mesure distribuée de température par fibre optique permet de réaliser des mesures de température à haute fréquence (de l'ordre de la seconde) et en continu dans le temps le long d'une fibre optique. Le tout avec une excellente résolution spatiale (2m à 50cm). Cette technologie a d'abord été développée à la fin des années 1980 pour la surveillance de fuites le long de pipelines, de barrages ou la prévention d'incendie dans les tunnels. Au début des années 2000, des progrès sur la précision des mesures (entre 0,1 et 0,01°C) ont permis l'extension de la technique aux sciences environnementales.



**Figure 2-5.** Principe de fonctionnement de la mesure distribuée de température par fibreoptique. Un laser de longueur d'onde connue est tiré dans une fibre optique. Lorsque le laser frappe un atome, la lumière est diffusée. La partie du signal rétrodiffusé et fonction de la température est analysé pour être converti en température.

Pour mesurer la température le long de la fibre optique, le système DTS émet un signal laser de longueur d'onde connue dans cette fibre. A cause d'indices de réfraction différents entre le cœur de la fibre et sa gaine (tous deux en verre), cette impulsion lumineuse se déplace par rebonds successifs à leur interface. Tandis qu'elle se déplace, une infime partie de la lumière

émise se retrouve diffusée par interaction entre les photons et les atomes de silice qui constituent le verre de la fibre (Fig. 2-5). La diffusion de la lumière est un phénomène physique qui voit le nuage électronique d'un atome gagner en énergie lorsqu'il est frappé par un photon. Afin de retrouver un état stable, l'atome réémet un photon. Lorsque le photon réémis est d'une longueur d'ondes identique au photon incident, on parle de diffusion élastique (ou dite de Rayleigh). Il existe cependant un mode de diffusion inélastique, avec une différence d'énergie (négative ou positive) entre photon incident et photon diffusé. La diffusion de Brillouin présente des longueurs d'ondes proches de celle de Rayleigh et est surtout fonction de déformations du réseau atomique de la fibre (Fig. 2-6). La diffusion de Raman quant à elle présente des différences très nettes de longueur d'ondes avec le photon incident. Elle résulte de l'interaction entre photons incidents et l'état vibratoire (niveau d'énergie) des atomes ou molécules. Ainsi il arrive qu'un atome dans un état vibratoire de base ne restitue pas toute l'énergie gagnée lors du choc avec le photon : il y a alors un shift d'énergie  $\gamma$  négatif entre atome et photon. Le photon alors diffusé sera moins énergétique, de plus grande longueur d'onde, que l'incident : on parle de signal Raman Stokes (Fig. 2-6a). En revanche, dans le cas d'un atome déjà excité qui repasse à un état de repos, le photon réémis sera plus énergétique :  $\gamma$  est alors positif et on parle de signal Raman anti-Stokes. Dans le cas d'une fibre optique, plus cette dernière est chaude, plus le nombre d'atomes pré-excités sera élevé. En conséquence, plus l'amplitude du signal Raman anti-Stokes est élevée, plus la température de la fibre est élevée (Fig. 2-6b). Une fois réémis (ou diffusés), ces photons se propagent dans toutes les directions, de sorte que seule une infime partie remonte la fibre jusqu'au détecteur Raman : on parle de signal rétrodiffusé. En raison de paramètres propre à la fibre, au capteur et à l'environnement, c'est en fait le ratio entre signaux Raman Stokes (peu sensible à la température) et Raman anti-Stokes (très sensible) qui informe réellement sur la température de la fibre (voir calibration). Comme la vitesse de la lumière dans le verre est connue, c'est le temps écoulé entre l'impulsion laser et le signal retour au capteur qui donne la localisation du point mesuré.





**Figure 2-6.** Origine et forme du signal rétrodiffusé. (a) Principes physiques derrière le changement de phase des photons rétrodiffusés de Raman. La première flèche illustre le bond énergétique dû au photon incident. La deuxième illustre la perte d'énergie lors de la diffusion d'un nouveau photon. (b) Longueurs d'ondes des photons rétrodiffusés. (Modifié d'après

Suárez et al. (2011))

La précision de la mesure de température est donc directement fonction de l'amplitude du signal, i.e. du nombre de photons ayant atteint le détecteur en un laps de temps donné. Et c'est ce temps d'ouverture du capteur qui donne la résolution spatial d'échantillonnage : plus le capteur s'ouvre et se ferme rapidement, plus la résolution spatiale sera fine. Le problème étant qu'en ouvrant si rapidement le capteur, peu de photons sont effectivement détectés et la précision de la mesure en pâtit. De plus, les photons rétrodiffusés depuis l'extrémité de la fibre (potentiellement jusqu'à 10km) ont davantage la possibilité d'être absorbés par les parois, faisant diminuer d'autant la précision pour les points les plus distants. Pour résoudre ce problème, les mesures sont en faites répétées à très hautes fréquences (10000Hz) puis moyennées pour chaque point afin d'obtenir une mesure d'amplitude satisfaisante. En conséquence la précision sur la température est directement dépendante du temps d'intégration sur la mesure : plus ce temps est grand, plus la mesure sera précise. A noter également que, lors de leur déplacement dans la fibre, les photons rétrodiffusés sont soumis à un phénomène de dispersion : tous ne se déplacent pas à la même vitesse en fonction du nombre de rebonds effectués. En conséquence, il arrive que des photons originaires d'un point donné X soit rattrapé par ceux du point suivant Y. Vice versa, les photons les plus lents originaires de X peuvent être comptés comme partis de Y. Pour cette raison, on parle d'interdépendance des données voisines et la résolution spatiale effective est toujours plus élevée que la résolution d'échantillonnage.

#### Mesure distribuée de température par fibre optique

En résumé, la **résolution spatiale** et la **précision de mesures** par FO-DTS dépendent en grande partie du **temps d'intégration des mesures**. Dès lors, le suivi par fibre optique de processus naturels potentiellement rapides nécessite de trouver un **compromis** entre précision désirée (temps d'intégration) et temporalité des processus à caractériser. D'autres paramètres jouent également un rôle non négligeable dans l'efficacité de la mesure : un câble de faible inertie thermique permettra une plus grande sensibilité aux changements brusques de température, une fibre multimode (trop large) peut entraîner une atténuation significative du signal avec la distance. La stabilité thermique de l'environnement dans lequel est posé l'unité de mesure joue également un rôle important.

#### 2.3.2. Mise en œuvre et calibration

Le système utilisé au cours de cette thèse – une unité Ultima XT-DTS<sup>TM</sup> (Silixa Ltd) permet de réaliser un échantillonnage tous les 25cm pour un temps d'intégration minimal de 5 secondes. En revanche, pour les points les plus éloignés (de 5 à 10km selon les modèles), il faut une intégration d'au moins 3minutes pour espérer une précision de l'ordre de 0,1°C et la résolution spatiale réelle est d'environ 50cm (données constructeur). Ce système compte parmi ceux ayant la meilleure résolution spatiale du marché et est adapté aux mesures de terrain avec un boitier hermétique et une faible demande énergétique. Il a ainsi été utilisé au cours des deux phases de cette thèse : des expériences en canal contrôlé (Chapitre 3) et lors d'un suivi long-terme d'un cours d'eau de second ordre (Chapitres 4 & 5). Sa précision potentiellement moindre que d'autres systèmes a pu être compensée par des choix de configuration (temps d'intégration, type et disposition du câble, choix de calibration, etc.) qui sont détaillés dans cette section.

#### Calibration des données et incertitude

La transformation des signaux Stokes et anti-Stokes en température à chaque point z suit l'équation suivante, telle que présentée par (Hausner et al., 2011) :

$$T(z) = \frac{\gamma}{\ln \frac{A_S(z)}{A_{aS}(z)} + C - \Delta \alpha(z)}$$
(2.1)

où T(z) est la température de la fibre à la distance z et  $A_s$  et  $A_{as}$  sont les amplitudes des signaux Stokes et anti-Stokes respectivement. *C* est un paramètre adimensionnel qui dépend des propriétés du laser émis,  $\gamma$  est le shift d'énergie entre ce laser incident et la lumière rétrodiffusée (Fig. 2-6a) et  $\Delta a$  est l'atténuation des signaux dans la fibre avec la distance z. Ce calcul est nécessaire à chaque pas de temps car ces trois derniers paramètres varient aussi dans le temps. Indépendants les uns des autres, il est possible de retrouver leur valeur à partir des valeurs de  $A_s$  et  $A_{as}$  et de trois mesures indépendantes de température (T<sub>ref</sub>) à l'aide de l'équation suivante :

 $\bar{A}\bar{x} = \bar{b} \tag{2.2}$ 

 $A_{a}(71) =$ 

Où :

$$\bar{A} = \begin{bmatrix} 1 & -T_{ref1} & T_{ref1}Z_1 \\ 1 & -T_{ref2} & T_{ref2}Z_2 \\ 1 & -T_{ref3} & T_{ref3}Z_3 \end{bmatrix}; \quad \bar{x} = \begin{bmatrix} \gamma \\ C \\ \Delta \alpha \end{bmatrix} \quad ; \quad \bar{b} = \begin{bmatrix} T_{ref1} \frac{A_S(21)}{A_{aS}(21)} \\ T_{ref2} \frac{A_S(22)}{A_{aS}(22)} \\ T_{ref3} \frac{A_S(23)}{A_{aS}(23)} \end{bmatrix}$$
(2.3)

Une fois les matrices  $\overline{A}$  et  $\overline{b}$  acquises, il est possible d'obtenir les trois paramètres restants et de calibrer la température de la fibre. En résumé, il s'agit de mesurer le ratio Stokes/anti-Stokes en plusieurs points dont la température est connue avec précision : une température est ainsi attribuée à ce ratio de référence et peut ainsi être extrapolée au reste de la fibre. Pour davantage de précision sur les ratios, il est souvent préféré des segments entiers de câble plutôt que de simples points. Ces segments de références sont généralement placés dans des bains de calibration, bien isolés et aussi homogènes que possible. Comme précisée dans l'équation (2.3) et la figure 2-7, la température des bains doit être différente : au moins un bain plus froid et un autre plus chaud que le milieu mesuré sont recommandés. Pour remplir ces conditions, on utilise souvent de grandes glacières d'eau équipées de petites pompes pour l'homogénéisation. L'une au moins est remplie de glace pilée tandis que la seconde est chauffée via des chauffages d'aquarium équipé de thermostat.

Comme une unité DTS ne dispose que d'un point de référence situé à l'intérieur du boîtier, la calibration automatique du système donne généralement de moins bons résultats qu'une calibration manuelle telle que décrit ici (Hausner et al., 2011; van de Giesen et al., 2012). La précision de la mesure peut être évaluée de différentes façons en comparant les données de la fibre et celles des thermomètres indépendants des bains. Trois types de métriques sont utilisables pour déterminer l'exactitude des mesures calibrées : l'erreur de duplexation  $E_{dup}$ , l'erreur moyenne ou biais moyen MB et l'erreur quadratique moyenne RMSE.

L'erreur de duplexation  $E_{dup}$  s'applique dans le cas particulier où deux fibres sont associées pour doubler le nombre de mesures en un point (voir section suivante sur les configurations de câbles). Il s'agit alors de calculer la différence moyenne entre les deux fibres sur une section donnée :

$$E_{dup} = \frac{1}{p} \left| \sum_{1}^{p} T_{p1} - T_{p2} \right|$$
(2.4)

Où  $T_{p1}$  et  $T_{p2}$  sont les températures en un même point, mais provenant chacun d'une des deux fibres. Le nombre *p* désigne le nombre de mesures échantillonnées le long de la section étudiée.

Le biais moyen MB est utilisé directement comme comparatif entre fibre  $T_{DTS}$  et températures de référence  $T_{ref}$  dans les bains de calibration. Il désigne l'écart moyen trouvé entre les mesures indépendantes dans les bains et chaque point de la fibre situé dans ces bains.

$$MB = \frac{1}{mn} \left| \sum_{1}^{m} \sum_{1}^{n} T_{ref} - T_{DTS} \right|$$
(2.5)

Où *m* est le nombre de mesures faites sur une section de référence et *n* le nombre de ces sections de référence (ici, les bains de calibration). MB est plus robuste lorsque plusieurs températures indépendantes par bain sont utilisées. Par limitation matérielle, une seule température de référence par bain était possible, quoique très précise (0,002°C). Le MB s'utilise de fait souvent avec la RMSE afin de croiser les analyses :

$$RMSE = \frac{1}{n} \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (T_{RBRi} - T_{DTSi})^2}$$
(2.6)

Théoriquement ces comparaisons se font à l'aide d'un bain de validation situé à un point éloigné de la fibre. Dans les expériences menées au cours de cette thèse, il était impossible de placer un tel bain supplémentaire pour des raisons logistiques. De fait, les comparaisons se sont faites à partir des seuls bains de calibration et de points de mesure indépendants situés dans l'eau courante. Ces derniers étant sujets à nombre d'influences et ne portant que sur des points isolés, ils donnent donc des précisions moindres qu'espéré. Les comparaisons avec les bains de calibration étant par ailleurs excellentes, il faut toutefois relativiser ces résultats qui ne sont là qu'à titre indicatif.

#### Configuration de mesure

Hausner et al. (2011) distinguent trois configurations principales avec chacune sa disposition de câble et son mode de mesure et de calibration (Fig. 2-7). La première, avec le concept le plus simple, est appelée « *simple single-ended* » avec une seule fibre étirée sur une certaine distance. Deux bains de calibration sont placés en sortie d'unité, suivis par la section de mesure et terminé par le troisième et dernier bain (Fig. 2-7a). Quoique simple, cette configuration présente le défaut d'avoir un bain (potentiellement) éloigné de l'unité, ce qui peut poser des problèmes logistiques en cas de mesure sur de longues périodes (Chapitres 4 & 5).



*Figure 2-7.* Exemples de configurations de système DTS avec leur fibre optique et leurs bains de calibration : (a) single-ended, (b) duplexed single-ended et (c) duplexed double-ended (d'après Hausner et al., (2011)).

La deuxième configuration possible est appelée « *duplexed single-ended* ». *Duplexed* du fait que les câbles de mesure comptent généralement plusieurs fibres identiques en leur sein. En fusionnant deux d'entre elles à l'extrémité du câble par épissure (ou *splice*), il est possible d'obtenir une fibre plus longue opérant un aller-retour dans la gaine du câble. Il suffit alors de deux bains de calibration en sortie d'unité DTS pour obtenir virtuellement quatre sections de référence sur les données (Fig. 2-7b). Enfin, l'utilisation de deux fibres permet de doubler artificiellement les données, donc de gagner en précision tout en conservant un temps d'intégration modéré.

La dernière configuration suggérée s'appelle *«duplexed double-ended »* (ou simplement *double-ended*) et est une simple amélioration de la seconde. Comme cette dernière, une épissure permet de doubler la longueur de fibre, mais en plus les impulsions laser sont alternées dans un sens puis l'autre (Fig. 2-7c). Cette double mesure permet d'affiner les mesures souvent plus imprécises en fin de fibre. Cela permet également de mieux appréhender l'atténuation du signal après l'épissure qui tend à s'opposer au signal. Cette méthode est souvent préférée aux deux autres car plus précise, mais requiert une calibration un peu plus complexe détaillée par van de Giesen et al. (2012).

#### Configuration et déploiement de la fibre optique

Au cours de cette thèse, **deux déploiements de FO-DTS ont été opérés**. La configuration adoptée a toujours été en *duplexed double-ended* pour des raisons évidentes de précision et pour des raisons matérielles (nombre limité de glacières ou impossibilité de les placer trop loin). Le temps d'intégration a toujours été fixé au minimum possible pour avoir une résolution spatiale fine (25cm).

Le premier déploiement s'est fait dans un canal hydraulique contrôlé d'environ 15m (section 2.1.1) afin de tester les limites des méthodes de quantification habituelles (section 2.2.3) dans certaines conditions d'écoulement. Les fibres utilisées étaient des fibres multimodes protégées par des fibres de kevlar et gainées dans du polyamide noir pour un diamètre de 10mm. Ce câble présentait l'inconvénient d'avoir une inertie thermique relativement élevée (constatée, mais non mesurée) qui a cependant été jugée satisfaisante pour le suivi de processus relativement rapides (injections d'eau chaude et restitution en régime turbulent). Le temps d'intégration choisi était de 20s pour un échantillonnage tous les 25cm (résolution spatial d'environ 50cm). La précision atteinte (RMSE) grâce à cette configuration variait entre 0,03°C et 0,15°C dans les bains selon les expériences, pour une moyenne de 0,08°C. Cette configuration particulière est le résultat d'un compromis entre inertie thermique du câble, temporalité des processus mesurés et précision des mesures. Les résultats de ces tests d'injection sont présentés dans le **chapitre 3**.

Le deuxième déploiement s'est opéré dans un cours d'eau naturel d'ordre 2, sur près de 620m, pour un suivi de 11 mois des échanges entre nappe et rivière (section 2.1.2). Les processus suivis (exfiltrations de nappe) étant plus lents et plus diffus que dans le cadre d'expériences contrôlées, un temps d'intégration très long de 40min a été retenu. L'échantillonnage est resté à 25cm pour une résolution spatiale effective de 50cm. Les fibres multimodes étaient cette fois protégées par un gel contenu dans un tube d'acier luimême protégé par un tressage d'acier enveloppé dans du polyamide, pour un diamètre de 4mm. Plus lourd et résistant (contre les ragondins, branchages, etc.) que le précédent, le câble avait également une inertie thermique moindre en raison de sa nature (acier) et de son diamètre réduit. Au final, les mesures effectuées dans les bains ont montré une précision moyenne de 0,02°C au cours de l'année. Les résultats de ce suivi long-terme sont présentés dans les **chapitres 4 et 5**.

#### 2.3.3. Métriques développées

#### Quantification d'une arrivée souterraine : méthode thermique usuelle

La quantification d'exfiltrations de nappe proposée par Selker et al. (2006e) dans les années 2000 se base sur les équations de conservation de masse et d'énergie :

$$Q_{up}.T_{up} + Q_{gw}.T_{gw} = Q_{dn}.T_{dn}$$
(2.7)

Où  $Q_{up}$  et  $T_{up}$  correspondent respectivement au débit et à la température de la rivière à l'amont (*upstream*) d'une exfiltration d'eau souterraine,  $Q_{gw}$  et  $T_{gw}$  au débit et à la température de la débit et à la température de la débit et à la température de la rivière à l'aval (*downstream*) de l'exfiltration. Cette méthode présuppose deux choses : une exfiltration assez importante et localisée pour modifier la température de la rivière en aval, et que le mélange entre eau souterraine et eau de rivière soit parfait. C'est cet écart de température entre la température à l'amont d'une exfiltration et la température à l'aval après mélange qui est qualifié **d'anomalie thermique A.** 

Cette anomalie permet de rendre compte de l'intensité de l'exfiltration. Sa mesure par fibre-optique dans un cours d'eau est évidemment dépendante de la précision de la mesure : si cette dernière est trop faible, la quantification de  $Q_{gw}$  sera très incertaine, voire impossible. Des études ont toutefois estimé qu'il était possible de quantifier des arrivées de nappe correspondant à seulement 2% du débit à l'aval  $Q_{dn}$  en milieu naturel (Lauer et al., 2013) et jusqu'à 1% en canal contrôlé (Roshan et al., 2014).

Les expérimentations et simulations présentées dans l'article du chapitre 3 utilisent la mesure de cette anomalie thermique A pour voir si des exfiltrations (ici, des injections artificielles) sont toujours quantifiables de la même façon avec des écoulements laminaires. Dans cette partie, A a été moyennée sur une fenêtre de près d'un mètre de long et pendant 2min pour une meilleure estimation :

$$A = \overline{T_{dn[x_{w1}:x_{w2};t_{w1}:t_{w2}]} - T_{up}}$$
(2.8)

Pour permettre une inter-comparaison entre expériences, A a ensuite été normalisée par le différentiel de température  $\Delta T$  entre eau du canal et eau de nappe (ici, une eau injectée artificiellement) qui joue normalement sur :

$$A^* = \frac{A}{\Delta T} \tag{2.9}$$

Cette anomalie normalisée  $A^*$  a été ensuite comparée à l'anomalie théorique A<sub>t</sub>, dérivée de l'équation (2.6), pour déterminer s'il y a une divergence entre expérimentations et méthodes classiques.

$$A_t = T_{dn} - T_{up} = \frac{R.\Delta T}{100}$$
(2.10)

Où R peut être décrit comme suit :

$$R = \frac{Q_{gw}}{Q_{dn}} \times 100 \tag{2.11}$$

#### **Propagation d'incertitude sur la mesure**

Les incertitudes calculées en mesure distribuée de température concernent généralement l'incertitude des mesures elles-mêmes. Or, cela n'est pas tout à fait adapté aux

méthode de quantification classiques. En effet, cette quantification repose sur plusieurs mesures différentes : température en rivière et en souterrain, ainsi que débits en rivière. De fait, l'incertitude finale de la quantification résulte de celles de toutes ces mesures et de la méthode de calcul elle-même.

Pour répondre à cette problématique de l'incertitude sur les débits d'exfiltrations souterraines calculés, il est d'usage de réutiliser la propagation d'incertitudes proposée par Genereux (1998). Cette méthode a été originellement développée pour améliorer le calcul d'incertitude sur la séparation d'hydrogramme à deux composantes et utilisant des traçages chimiques. L'adaptation de ces travaux pour des mesures de températures est présentée dans l'équation suivante :

$$W_{A^{*}} = \sqrt{\left[\frac{T_{GW} - T_{dn}}{\left(T_{GW} - T_{up}\right)^{2}} \cdot W_{T_{up}}\right]^{2} + \left[\frac{T_{dn} - T_{up}}{\left(T_{GW} - T_{up}\right)^{2}} \cdot W_{T_{GW}}\right]^{2} + \left[\frac{-1}{\left(T_{GW} - T_{up}\right)} \cdot W_{dn}\right]^{2}}$$
$$= \sqrt{\left[\frac{T_{GW} - T_{dn}}{\Delta T^{2}} \cdot W_{T_{up}}\right]^{2} + \left[\frac{A}{\Delta T^{2}} \cdot W_{T_{GW}}\right]^{2} + \left[\frac{-1}{\Delta T} \cdot W_{dn}\right]^{2}} \qquad (2.12)$$

Où  $W_{A^*}$ est l'incertitude propagée sur l'anomalie thermique normalisée  $A^*$ .  $W_{T_{up}}$ ,  $W_{T_{dn}}$  et  $W_{T_{GW}}$ sont respectivement les incertitudes sur les mesures de température à l'amont de la rivière et à l'aval et sur la température de la nappe. Les deux premières sont déduites des RMSE calculées sur la fibre tandis que la troisième  $W_{T_{GW}}$ est déduite des capteurs utilisés pour la mesure dans la nappe. A désigne l'anomalie thermique décrite dans la section précédente.

#### Localisation d'une arrivée de nappe

La localisation de nappes à l'aide de FO-DTS se fait normalement assez aisément en étudiant la variabilité temporelle de la température en chaque point : les zones influencées par la nappe apparaissant moins variables au bout de quelques heures ou jours. Une autre solution est de simplement repérer des anomalies très marquées, type anomalies froides en été ou chaudes en hiver. Dans le cas du suivi long-terme (section 2.1.2 ; chapitres 4 et 5), cette technique n'a pas été utilisée : les zones d'exfiltrations sur le cours d'eau étaient supposées faibles et très diffuses (donc susceptibles d'être masquées par le débit), avec un lit perché par endroit (donc pas forcément connecté à la nappe toute l'année ou au même moment que d'autres sections). Toute connexion tardive ou disparition ponctuelle de ces zones d'intérêt aurait pu être « gommée » par l'étude de variabilité, intégratrice dans le temps. Dans l'optique de **tracer les arrivées de nappe en continu** dans le temps, tout en tenant compte de leur variabilité temporelle, il était donc nécessaire de développer une **méthode de localisation utilisable à chaque pas de temps**.

Notre méthode repose sur deux hypothèses : (i) la température d'un cours d'eau  $T_{sw}$  est principalement contrôlée par l'atmosphère (80%), elle est également la résultante des interactions avec la température de la nappe  $T_{gw}$  (15%) (Fig. 1-3) ; (ii) la température dans les premiers centimètres du sédiment (3cm env.)  $T_{sed}$  équivaut à la température du cours d'eau juste au-dessus. Suivant ces hypothèses, et choisissant la température de l'air  $T_{air}$  comme proxy de l'influence atmosphérique, il a été initialement supposé que la température dans le sédiment  $T_{sed}$  était comprise entre  $T_{air}$  et  $T_{gw}$ . Si un point du cours d'eau n'est pas influencé par la nappe,  $T_{sed}$  en ce point devrait être proche de  $T_{air}$ , l'eau s'étant en partie équilibrée avec l'atmosphère. En cas d'influence de nappe,  $T_{sed}$  devrait être plus proche de  $T_{gw}$  et plus éloignée de  $T_{air}$ . Ainsi, la différence thermique entre sédiment et air  $dT_{sed-air}$  devrait pouvoir renseigner sur les échanges entre nappe et rivière :

$$dT_{sed-air(t,i)} = T_{sed(t,i)} - T_{air(t)}$$
(2.13)

Avec t le pas de temps concerné et i le point de mesure. T<sub>air</sub> est la température sur site à l'ombre et prise à l'aide de la fibre-optique sur une zone aérienne et isolée du sol. La Figure 2-8a reprend la théorie sous-jacente à la méthode de détection :  $T_{gw}$  reste à peu près constante en journée tandis que  $T_{air}$  varie fortement selon l'heure.  $T_{sed}$  est plus ou moins proche de  $T_{air}$  selon l'influence de la nappe. La Figure 2-8b illustre le comportement de  $dT_{sed-air}$  avec la distance : lorsque la fibre est située au-dessus d'une exfiltration de nappe, l'amplitude de  $dT_{sed-air}$ augmente car  $T_{sed}$  se rapproche de  $T_{gw}$  et s'éloigne de  $T_{air}$ . Le signe de  $dT_{sed-air}$  s'inverse quand  $T_{air} < T_{gw}$  (nuit et matin), mais l'augmentation d'amplitude de  $dT_{sed-air}$  demeure. A noter qu'en période hautes eaux, l'amplitude générale (exfiltrations de nappe ou non) est plus grande. Ceci peut être imputé à plusieurs paramètres. En effet, en hautes eaux les volumes d'eau en rivière augmentent, avec souvent une forte participation de la nappe en amont (section 1.1.2). Ceci mène respectivement à une inertie thermique accrue du cours d'eau (rééquilibrage avec l'atmosphère plus lent) et une température générale un peu plus proche de celle de la nappe. De plus, sous nos latitudes, la période des hautes eaux correspond souvent à une période de grand contraste entre  $T_{air}$  et  $T_{gw}$  (hiver, début de printemps). Ce qui accentue encore l'amplitude observable de  $dT_{sed-air}$ .

Cette méthode de localisation d'exfiltrations de nappe a cependant une limite. Si  $T_{sed}$  suit globalement les fluctuations de  $T_{air}$  au cours de la journée, il existe en réalité un léger décalage temporel (déphasage) entre les deux dû à l'inertie thermique de l'eau :  $T_{sed}$  met un certain temps à s'équilibrer avec  $T_{air}$ . Cela ne prête habituellement pas à conséquence. Toutefois, lorsque  $T_{air}$  passe sous (ou au-dessus de)  $T_{sed}$  n'est alors plus comprise entre elles pendant un certain temps (Fig. 2-8a : voir « minuit » et « midi »). En conséquence, durant ces périodes de transition,  $dT_{sed-air}$  réagit inversement (Fig. 2-8c) : les zones d'exfiltrations sont toujours plus proches de  $T_{gw}$  que les zones « normales ». Donc, quand  $T_{air}$  s'approche brusquement de  $T_{gw}$ , ces zones d'exfiltrations se retrouvent artificiellement plus proches de  $T_{air}$  que les autres zones, le temps que ces dernières se rééquilibrent avec l'atmosphère (Fig. 2-8a).





55

Afin de s'affranchir de cette inversion du signal  $dT_{sed-air}$  sur certaines périodes tout en conservant l'information sur les échanges nappe-rivière, deux calculs supplémentaires ont été ajoutés. Le premier, exposé dans l'équation suivante, consiste juste à convertir  $dT_{sed-air}$  en valeurs absolues pour faciliter la lecture :

$$diffT_{sed-air(t,i)} = \left| dT_{sed-air(t,i)} \right|$$
(2.14)

Le second calcul vise à réellement disposer de l'inversion du signal. Il faut d'abord déterminer un tronçon de référence à l'amont du bief qui ne soit jamais influencé par la nappe. Ce tronçon de référence est par la suite utilisé pour centrer le reste des données :

$$diffT^*_{sed-air(t,i)} = diffT_{sed-air(t,i)} - \min(diffT_{sed-air(t,ref)}) \quad (2.15)$$

Sur le tronçon de référence, seule la valeur minimale (la plus proche de  $T_{air}$ ) est sélectionnée pour chaque pas de temps car il peut arriver qu'une anomalie apparaisse fortuitement. Ce centrage des données sur une section connue comme étant non-influencée par la nappe permet de comparer chaque point d'un bief indépendamment des fluctuations journalières de  $T_{air}$ .

Il convient de noter que cette comparaison n'est valable que sur un bief à l'ensoleillement à peu près homogène sur sa longueur. En effet, à participation de nappe équivalent,  $diffT_{sed-air}$  sera globalement moins grand dans un bief forestier (à l'ombre) que dans un bief ensoleillé. Dès lors, une zone d'exfiltration en forêt peut fort bien passer pour une zone « normale » au regard de la zone ensoleillée. Vice-versa, toute zone normale du bief ensoleillé peut potentiellement passer pour une arrivée souterraine au regard du bief ombragé. Pour une bonne comparaison, il convient de découper un cours d'eau en biefs à la géomorphologie proche (ensoleillement, direction du lit, nature du sédiment, méandres) et de déterminer pour chacun une zone de référence qui lui est propre. Ainsi, le cours d'eau instrumenté sur la ZAAr (section 2.1.2 ; chapitres 4 & 5) a été découpé en quatre sous-biefs : zone humide amont, bois, prairie, marais (Fig. 2.4) avec chacun un tronçon de référence. Ces tronçons de référence sont tous localisés sur des seuils (moins susceptibles aux exfiltrations), à l'amont de leur bief respectif. Ils ont été déterminés sur la base d'une analyse des données de température au cours du temps afin de sélectionner le tronçon présentant des  $dT_{sed-air}$  faibles avec le plus de constance dans le temps.

Une fois effectué le centrage de  $diffT^*_{sed-air}$ , un seuil a été mis en place : tout point présentant une  $diffT^*_{sed-air}$  supérieure à la moyenne du cours d'eau a été considérée comme un point d'exfiltration de nappe. En appliquant ce calcul à chaque pas de temps, il a ainsi été possible de cartographier automatiquement les exfiltrations de nappe et d'en déterminer l'évolution au cours du temps. Les résultats obtenus en utilisant cette métrique de localisation sont présentés et discutés dans le chapitre 3.

#### Quantification des exfiltrations à partir des mesures FO-DTS

La quantification d'exfiltrations par FO-DTS est basée sur l'hypothèse de conservation de l'énergie dans la rivière : la température à l'aval d'une exfiltration est le fruit du mélange entre débit d'exfiltration et débit de la rivière à l'amont, sans dissipation thermique. Cette méthode permet d'estimer le débit d'exfiltrations assez importantes et localisées pour modifier la température à l'aval (anomalie thermique). La limite de détection (et d'estimation des débits) est atteinte pour des exfiltrations représentant environ 2% du débit total. Les travaux réalisés au cours de cette thèse explorent plus avant ces limites dans différentes conditions d'écoulement (Chapitre 3).

Les mesures par FO-DTS permettent de **cartographier les échanges entre nappe et rivière** de différentes façons. La plus classique consiste à déterminer les zones les moins variables dans le temps qui sont alors interprétées comme des exfiltrations de nappe. Nécessitant une analyse sur un certain laps de temps, cette méthode efficace **ne permet cependant pas de rendre compte de l'intermittence de certaines exfiltrations.** Une **nouvelle méthode** est proposée (**Chapitre 4**) qui évalue le contraste thermique entre la température du cours d'eau à celle de l'air. En comparant ce contraste air-rivière à un tronçon de référence sans exfiltration, il est possible de cartographier les échanges **en chaque point et à chaque pas de temps**.

## 2.4. Calcul de vitesses d'advection verticale par analyse de profils thermiques dans la zone hyporhéique

Des profils thermiques ponctuels dans la zone hyporhéique ont été couplés aux mesures de température par fibre optique pour estimer les flux provenant de la nappe le long d'un bief de la Zone Atelier Armorique (ZAAr). L'approche est simple : les mesures distribuées FO-DTS permettent une cartographie des échanges entre nappe et rivière et une estimation de leur surface. On applique ensuite à ces surfaces estimées une mesure de vitesse déduite des profils thermiques pour obtenir un débit. L'obtention de profils thermiques a été rendue possible par l'utilisation de cannes thermométriques placées dans le lit du cours d'eau (Fig. 2-9). Les cannes thermométriques utilisées pour obtenir les profils thermiques avaient une précision de 0,1°C et une fréquence de mesure de 15min.



**Figure 2-9.** Disposition schématique des cannes thermométriques disposées dans la zone hyporhéique du site. Un capteur suit la température  $T_{sw}$  du cours d'eau, l'un est à l'interface avec le sédiment (z = 0cm), les autres sont enfouis à différentes profondeurs dans la zone hyporhéique. Le cable de fibre optique est représenté au centre du cours d'eau (thalweg), enfoui d'environ 3cm.

#### 2.4.1. L'équation de la chaleur dans le sédiment

Comme présenté au chapitre 1, le transfert de chaleur dans la zone hyporhéique se produit selon deux processus distincts : la conduction (ou diffusion) et l'advection. L'advection désigne le transport de chaleur par déplacement de l'eau au travers du sédiment. Lors d'un traçage thermique (par exemple par l'entremise de profils thermiques), c'est ce déplacement que nous cherchons à quantifier en le discriminant de la conduction. Et cette discrimination entre les deux processus passe par la résolution de l'équation de la chaleur dans le sédiment. Par souci de simplicité les flux sont supposés uniquement verticaux, l'équation utilisée est donc celle proposée par Stallman (1965) qui décrit des transferts de chaleur en une seule dimension :

$$\frac{\delta T}{\delta t} = K_e \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} - q \frac{C_w}{C} \frac{\delta T}{\delta z}$$
(2.16)

Où  $\frac{\delta T}{\delta t}$  est la variation de température au cours du temps entre deux points.  $\frac{\delta T}{\delta z}$  est la variation de température entre ces deux points séparés par une distance *z*.  $\frac{\delta^2 T}{\delta z^2}$  est la variation de variation de température entre ces deux points. Ici, *q* est la vitesse de l'eau dans le sens descendant (m.s<sup>-1</sup>), *C* est la capacité thermique volumétrique du sédiment (J.m<sup>-3</sup>.°C<sup>-1</sup>) (i.e. la capacité du sédiment à stocker une certaine quantité de chaleur) et *C*<sub>w</sub> la capacité thermique volumétrique de l'eau (J.m<sup>-3</sup>.°C<sup>-1</sup>). *K*<sub>e</sub> est la diffusivité thermique effective du sédiment (m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>) (i.e. la propension du sédiment à céder de la chaleur à son environnement par conduction/diffusion) telle que décrite dans l'équation suivante :

$$K_e = \left(\frac{\lambda_0}{c}\right) + \beta |\nu| \tag{2.17}$$

Où  $\lambda_0$  est la conductivité thermique du sédiment (J.s<sup>-1</sup>.m<sup>-1</sup>.°C<sup>-1</sup>),  $\beta$  la dispersivité thermique (m) du même sédiment et *v* la vitesse d'écoulement de l'eau (m.s<sup>-1</sup>).

#### 2.4.2. Calcul des vitesses en utilisant le code de calcul VFLUX

La résolution de l'équation de la chaleur (Eq. 2.16) dans le sédiment peut se faire de différentes façons ; toutes incluses dans le code de calcul VFLUX (MATLAB) développé par Gordon et al. (2012). La résolution privilégiée au cours de ces travaux est celle de Hatch et al. (2006), choisie pour sa bonne estimation de flux faibles ( $< 1.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ ) et sa relative simplicité. Cette résolution, décrite par les équations (2.18-19), se base sur le déphasage (décalage temporel) et l'atténuation (diminution de l'amplitude) du signal entre deux capteurs séparés par une distance connue. L'idée sous-jacente étant que plus le flux entre les capteurs est lent, plus un pic de température mettra du temps à parvenir d'un capteur à l'autre (déphasage du signal). De même, plus un flux est lent, plus il est probable que la température diminuera entre les deux capteurs en raison de la conduction du sédiment (atténuation du signal) :

$$q = \frac{C}{C_w} \left( \frac{2K_e}{\Delta z} \ln A_r + \sqrt{\frac{\alpha + v_T^2}{2}} \right)$$
(2.18)

$$|q| = \frac{C}{C_w} \sqrt{\alpha - 2\left(\frac{4\pi\Delta t K_e}{P\Delta z}\right)^2}$$
(2.19)

Où q est le flux d'eau volumétrique (m<sup>3</sup>.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>),  $\Delta z$  la distance entre les deux capteurs de la canne thermométrique (m) (Fig. 2-9) et  $A_r$  nombre adimensionnel représentant le ratio des

amplitudes entre capteur bas et capteur haut.  $\Delta t$  désigne le décalage temporel ou déphasage entre les capteurs (s), *P* la période du signal de température (s) et  $v_T$  la vitesse du front thermique (m.s<sup>-1</sup>). Afin de calculer la vitesse linéaire *v* des particules d'eau (m.s<sup>-1</sup>), il faut appliquer l'équation suivante :

$$v = \frac{q}{n_e} \tag{2.20}$$

Où  $n_e$  est la porosité efficace du sédiment (adimensionnel).

Les équations précitées incluent des paramètres liés au sédiment traversé par les eaux. Ces paramètres (capacité thermique volumétrique et conductivité thermique) sont variables selon la nature du sédiment : sa porosité, sa composition ou sa granulométrie peuvent influer. C'est pourquoi, au cours de cette thèse, une campagne de prélèvements a été menée afin d'évaluer le type de sédiments rencontrés sur le site de la ZAAr. Le prélèvement s'est opéré à l'aide d'une tarière, dans les 50 premiers centimètres du sédiment hyporhéique et a été répété en quatre lieux jugés représentatifs d'une section particulière. Ces prélèvements ont été menés au plus près des profils thermiques (cannes thermométriques). La densité sèche apparente des sédiments prélevés a ensuite été mesurée à l'aide de la méthode au kérosène décrite par Abrol and Palta (1968). Enfin, les travaux de Lapham (1989) ont été utilisés pour relier cette densité sèche apparente à une capacité thermique volumétrique et une conductivité thermique (Fig. 2-10).



**Figure 2-10.** Liens entre densité sèche apparente d'un sédiment et quelques paramètres thermiques utilisés pour la résolution de l'équation de la chaleur : (a) Conductivité thermique. (b) Capacité thermique volumique (modifié d'après Lapham (1989)). Les valeurs obtenues à partir des mesures de densité sont exposés comme suit : (1) zone humide, (2) bois, (3) prairie et (4) marais.

Les paramètres thermiques ainsi obtenus ont permis le calcul de vitesses de flux entre les capteurs de cannes thermométriques situés à -5cm et 0cm. Ces cannes n'étant pas forcément situées dans des zones d'exfiltrations, les mêmes calculs de flux ont été répétés en substituant les données de cannes à -5cm par celles de points le long de la fibre optique (z = -3cm) décrits comme des exfiltrations probables de nappe.

L'incertitude sur les mesures de flux a été obtenue par test de Monte-Carlo à 500 répétitions faisant varier les paramètres thermiques des sédiments. La fourchette de variation desdits paramètres est basée sur l'incertitude de la mesure de densité sèche apparente répercutée sur la Figure 2-10. Les vitesses obtenues sont décrites et discutées dans le Chapitre 4.

#### Calcul des flux verticaux dans la zone hyporhéique

En étudiant le **temps** que met un signal thermique (par exemple, un pic de température) à se propager dans le sédiment et son **atténuation** avec la distance, il est possible d'en déduire un sens et une **vitesse d'écoulement de l'eau**. Cette méthode de calcul des flux verticaux permet d'estimer finement les échanges nappe-rivière en **quelques points précis de la zone hyporhéique**. Basée sur l'équation de la chaleur en milieu poreux, elle nécessite une bonne connaissance des paramètres thermiques du sédiment.

Une **méthode hybride**, couplant calcul des flux verticaux et cartographie des exfiltrations par FO-DTS (voir section précédente), est proposée dans le chapitre 5 **où elle est** comparée à d'autres méthodes de quantification plus intégratives.

#### 2.5. Méthodes intégratives de quantification

#### 2.5.1. Jaugeage différentiel

Les débits du Petit Hermitage et du Vilqué, les cours d'eau instrumentés de la Zone Atelier Armorique, ont été mesurés plusieurs fois au cours de l'année de suivi par traçage au sel. Ces jaugeages ont permis de compléter la courbe de tarage existante afin de convertir les mesures de tirant d'eau effectués en continu en débit. Le traçage au sel, présentée par Calkins and Dunne (1970), se base sur la mesure de la conductivité électrique du cours d'eau au cours du temps. Un volume  $V_i$  d'eau salée dont on connait la conductivité électrique initiale *Cond<sub>i</sub>* est injecté dans le cours d'eau en un point donné. La conductivité électrique est suivie en aval de ce point d'injection à un pas de temps régulier *dt* (Fig. 2-11a). L'aire sous la courbe est ensuite extraite en sommant l'augmentation (aussi appelée dérivée) de la conductivité à chaque pas de temps (Fig. 2-11b). Une fois le pic de salinité enregistré, l'aire sous la courbe  $A_{cond}$ , permet de calculer le débit du cours d'eau  $Q_{sel}$  au moment de la mesure en utilisant l'équation suivante :

$$Q_{sel} = \frac{(Cond_i * V_i * 1000)}{(dt * A_{cond})}$$
(2.21)

A noter cependant que le point de suivi doit être suffisamment loin du point d'injection pour permettre un bon mélange de l'eau salée avec l'eau douce du cours d'eau. Le tronçon délimité par ces deux points doit être préférentiellement rectiligne pour empêcher toute rétention de l'eau salée dans une zone de faible vitesse (méandre, mouille, etc.). La distance au point d'injection et la vitesse apparente du cours d'eau détermine le pas de temps choisi pour le suivi : si la mesure est proche de l'injection (<10m par exemple) et/ou que la vitesse de l'eau est importante, le pas de temps, pour l'enregistrement de la conductivité électrique, doit être assez petit (1s par exemple). Cela permet une meilleure résolution du suivi de conductivité et une estimation plus précise de l'aire sous la courbe. Enfin, si plusieurs mesures sont faites sur plusieurs tronçons du même cours d'eau, il convient de commencer les mesures à l'aval en remontant vers l'amont.

#### **Chapitre 2. Matériel et Méthodes**

Au cours de l'année de suivi sur le site de la Zone Atelier, une campagne de mesure des débits a été réalisée environ tous les deux mois. Trois tronçons ont ainsi été tracés régulièrement sur le Petit Hermitage: (i) sur la deuxième zone humide, juste après la confluence avec le Vilqué ; (ii) sur la prairie quelques dizaines de mètre avant la confluence et au niveau d'une station de jaugeage (Fig. 2-4) ; (iii) à l'amont du site instrumenté, dans la première zone humide, également proche d'une station de jaugeage. Une quatrième mesure a également été faite (iv) sur l'affluent (Vilqué), entre la confluence et la station de jaugeage qui y est assignée.



*Figure 2-11. Exemple d'évolution de la conductivité électrique dans un cours d'eau au cours du temps. Ici, le pas de temps utilisé est de 1s.* 

Les mesures des débits ont permis de compléter les courbes de tarage existantes (Fig. 2-12). Le débit au niveau de ces stations a été calculé en utilisant les mesures de tirant d'eau réalisées, toutes les 5min (Fig. 2-4). La comparaison au cours du temps des débits entre la station la plus en amont (Fig. 2-4) et celle en aval (Fig.2-12 & 2-4) – séparées de 400m – est appelé jaugeage différentiel. Ce dernier a permis d'évaluer les pertes et gains de débit sur ce tronçon du Petit Hermitage au cours de l'année. Les résultats de ce jaugeage différentiel ont été comparés aux autres méthodes de quantification des échanges nappe-rivière dans le chapitre 5.



**Figure 2-12.** Exemple de courbe de tarage obtenue dans la prairie, avant la confluence. Les débits affichés en noir sont le fruit de traçages au sel ; ceux en rouge sont issus de données antérieures à l'étude

#### 2.5.2. Etude de la relation entre la température de l'air et celle de la rivière

Une autre méthode de quantification, thermique celle-là, a été proposée en 2006 par O'Driscoll et DeWalle (O'Driscoll and DeWalle, 2006). Suite à des suivis de longue durée (typiquement quelques années), il s'agit de relier la température de l'air Tair sur site à la température moyenne hebdomadaire du cours d'eau  $T_{sw}$ . Le tracé de cette relation au cours des mois ou années donne un nuage de points qui suit une tendance plus ou moins linéaire. Le principe sous-jacent à la méthode stipule qu'un cours d'eau classique, principalement influencé par l'atmosphère (voir section 1.1.3), aura une pente proche de 1 :  $T_{sw} \approx T_{air}$  (Fig. 2-13 : nuage de point noirs/droite rouge). A l'inverse, une rivière ou une section de rivière davantage influencée par la nappe verra une  $T_{sw}$  moins variable dans le temps, avec moins d'amplitude. Cela se traduit par un nuage de points plus compact avec une pente plus faible qui tend vers 0 :  $T_{sw}$  est tamponnée par la température de la nappe  $T_{gw}$ . D'après cette méthodologie, la pente est donc fonction du pourcentage d'eau souterraine participant à la température de surface. L'ordonnée à l'origine, quant à elle, serait plutôt fonction de la température initiale de la nappe. Ce comportement est intimement lié au principe de conservation de la masse et de l'énergie présenté par l'équation (2.7). Plus le débit venant de la nappe est élevé, plus  $T_{sw}$  tend vers  $T_{gw}$ et sera donc moins variable dans le temps (à l'instar de  $T_{gw}$ ). Et si  $T_{gw}$  est élevé, plus  $T_{sw}$  sera en moyenne élevé.



**Figure 2-13.** Changement de la relation entre température hebdomadaire de l'air et température hebdomadaire de la rivière selon l'influence de la nappe. L'exemple présenté ici court sur plusieurs années et décrit deux cours d'eau voisins (modifié d'après O'Driscoll et DeWalle, (2006)).

Une fois décrite cette relation  $T_{air}$ - $T_{sw}$  pour un tronçon de rivière, O'Driscoll et DeWalle proposent de les comparer à des relations similaires qui seraient simulées pour des fractions d'eau souterraine connues. Il s'agit alors de calculer une température de rivière simulée à partir des données terrain disponibles, en se basant sur l'équation (2.7) :

$$T_{dnsim(t)} = \left[ \left( 1 - \frac{Q_{gw}}{Q_{dn}} \right) \times T_{up(t)} \right] + \left[ \frac{Q_{gw}}{Q_{dn}} \times \overline{T_{gw}} \right]$$
(2.22)

Où  $T_{dnsim}$  est la température simulée dans la rivière à chaque pas de temps *t* après mélange entre eau souterraine et eau venant de l'amont.  $T_{up}$  désigne la température moyenne du cours d'eau à l'amont, dans une section clairement influencée par l'atmosphère. Pour chaque fraction  $\frac{Q_{gw}}{Q_{dn}}$ choisie (typiquement tous les 10%), une série de  $T_{dnsim}$  est obtenue et permet d'extraire une pente et une ordonnée à l'origine. Cette relation pente-ordonnée selon la participation simulée de la nappe peut ensuite être tracée (Fig. 2-14). Ensuite, la projection de relations penteordonnée réelles, calculées à partir de véritables biefs, sur cette droite permet d'estimer la participation de la nappe dans ceux-ci.

A noter toutefois que cette estimation de la participation n'est pas absolue. En effet, le 0% de référence exposé ici résulte en fait d'une section préalablement désignée comme influencée par l'atmosphère (Eq. 2.22). De fait, il s'agit davantage d'une comparaison à une référence plutôt qu'une réelle quantification. De plus, cette comparaison n'est possible qu'entre sections d'une même rivière ou d'un système hydrologique peu étendu. La méthode reposant notamment sur une certaine température de nappe  $T_{gw}$  (voir Eq. 2.22), si la température de celleci varie sensiblement dans l'espace, les estimations s'en retrouveront faussées : la relation  $T_{air}$ - $T_{sw}$  (Fig. 2-13) pourrait opérer une translation (vers le haut en cas de  $T_{gw}$  plus élevée ou vers le bas en cas  $T_{gw}$  plus basse) et changer ainsi l'ordonnée à l'origine. De même, certains paramètres géomorphologiques des rivières ou sections de rivière étudiées doivent être comparables. En effet, la pente et la relation présentée dans la Figure 2-14 dépendent du pourcentage d'eau de

nappe dans l'eau de la rivière, mais d'autres paramètres impactent également la réponse de  $T_{sw}$ . La morphologie du cours d'eau (plus ou moins large, méandreux, pentu, etc.) joue également sur la vitesse à laquelle  $T_{sw}$  se rééquilibre avec  $T_{air}$ : à pourcentage équivalent d'exfiltrations de nappe, un cours d'eau large et turbulent suivra bien plus  $T_{air}$  qu'un autre plus étroit et plus court qui présentera moins de surface d'échange avec l'atmosphère et moins longtemps. La pente de la relation pourrait donc s'en retrouver modifiée.



**Figure 2-14.** Lien entre pente et ordonnée à l'origine selon le pourcentage d'exfiltrations de nappe pour une certaine relation  $T_{air}$  et  $T_{dnsim}$  (Fig. 2-13) (modifié d'après O'Driscoll et DeWalle, 2006).

#### Quantification des exfiltrations de nappe dans la rivière

Outre les méthodes thermiques par FO-DTS ou dérivées, **deux autres méthodes de quantification** des échanges nappe-rivière ont été utilisées sur le site de Pleine-Fougères.

La première a consisté à obtenir les débits à l'amont et à l'aval d'un tronçon de 400m du Petit Hermitage par traçage au sel, ce qui a permis de compléter les courbes de tarage. La différence entre amont et aval a permis une estimation globale des échanges entre nappe et rivière (pertes et gains) sur le tronçon (Chapitre 5).

La deuxième méthode étudie elle-aussi la relation entre températures de l'air et de la rivière sur un tronçon ou un point donné, mais au cours de plusieurs mois ou années. La relation, globalement linéaire à l'échelle de l'année, aura une pente proche de 1 si aucune exfiltration n'affecte visiblement le tronçon. A l'inverse, en cas d'exfiltrations marquées, la pente aura tendance à diminuer. Enfin, en comparant à un tronçon ou point de référence (supposé affranchi de toute influence de nappe) il est possible d'estimer ces exfiltrations.

## Chapitre 3. Effet du régime d'écoulement sur la quantification d'exfiltrations de nappe: expériences et simulations en canal contrôlé.

#### **3.1. Introduction**

La mesure distribuée de température par fibre optique (FO-DTS) est utilisée depuis une dizaine d'années en hydrologie, notamment pour caractériser les échanges nappe-rivière. Les premières études, menées par Selker et al. (2006b); (2006c) ont soulevé le potentiel de cette technique pour localiser, puis quantifier les arrivées de nappe en rivière. Basée sur un modèle de mélange tiré de la séparation d'hydrogramme (Genereux, 1998; Kobayashi, 1985), la méthode qu'ils proposent suppose plusieurs prémices pour bien fonctionner. La première suppose un mélange parfait des deux eaux (souterraine et de surface) assuré par les turbulences de l'écoulement en rivière. La seconde admet une conservation stricte de la masse (ou du volume, ici) et de l'énergie : aucune perte ou gain de volume, ni de chaleur n'a lieu au cours du mélange entre les eaux et lors de la mesure. Malgré une fluctuation inévitable de l'énergie au cours du temps, celle-ci se révèle généralement négligeable sur le terrain. Par conséquent, la méthode donne généralement de bonnes estimations des flux souterrains ; à condition que ceuxci soient assez importants pour modifier la température du cours d'eau une fois le mélange opéré. Or, depuis 2006, la mesure par fibre optique a gagné en précision. Des études plus récentes, reprenant la méthode proposée par Selker, ont ainsi estimé pouvoir détecter des exfiltrations de nappe représentant seulement 2% du débit total d'un cours d'eau (Lauer et al., 2013), voire 1% en laboratoire (Roshan et al., 2014).

La première phase de cette thèse a eu pour objectif de déterminer si cette méthode était **aussi précise en cas d'écoulements laminaires** ; supposant donc un **mélange moins efficace** et des temps caractéristiques plus longs susceptibles d'occasionner des **pertes d'énergie**.

Un premier set d'expériences a été réalisé en juin 2016 dans un canal hydraulique contrôlé : plusieurs injections d'eau chaude ont été opérées depuis le fond du canal afin de mimer des exfiltrations de nappe. Plusieurs débits ont été testés, sous différents régimes d'écoulement dans le canal. Ces injections ont été suivies par le déploiement d'un câble de fibre optique dans le canal et de quelques capteurs indépendants. Les résultats obtenus au cours de ces expérimentations ont ensuite été utilisés pour calibrer un modèle mixant écoulements de fluides et équation de la chaleur (HEC-RAS). Ce modèle, unidimensionnel, a ensuite servi à réaliser une batterie de simulations pour tester des gammes de débit et de température inaccessibles en expérimentations.

Les résultats obtenus ont donné lieu à la rédaction de l'article ci-dessous, actuellement en révision finale dans *Water Ressources Research*.

# **3.2.** Article : Experimental and numerical investigation of free surface flow regime effect on warm water inflows detection threshold

LE LAY H., THOMAS Z., BOUR O., ROUAULT F., PICHELIN P. AND MOATAR F.

Accepted - Under final review in: Water Ressources Research

#### Abstract

Heat has been used as a tracer to identify and quantify groundwater inflows into streams. Over the last decade, a few methods have used fiber-optic distributed temperature sensing (FO-DTS) to facilitate assessment of such inflows into small streams. However, these methods focused mainly on the groundwater percentage and the thermal contrast between groundwater and surface water without considering the flow regime of the surface water. In this study, artificial water inflows into a controlled flume were examined using FO-DTS to quantify the thermal anomalies induced as a function of the flow regime (turbulent or laminar). Computer simulations were then performed to widen the range of the parameters tested and provide insight into the physical processes involved. Experiments conducted under the turbulent regime were in accordance with results and uncertainties of previous studies. Under the laminar regime, however, the inflow-induced thermal anomalies were always smaller than those under the turbulent regime for a given inflow percentage. Therefore, the actual inflow percentage may be underestimated when using a classic method under a laminar regime.

#### Introduction

Over the past few years, greater importance has been placed on quantifying groundwater inflows into streams due to their effects on stream flow and quality. Hyporheic exchanges between streams and groundwater are typically considered to be key controls on the biogeochemical processes within stream networks (Fox et al., 2016; Zarnetske et al., 2011). Concentrated point-source groundwater discharges, however, are easier to assess and are essential for the water balance and ecological functions of small streams (Lowry et al., 2007; Selker et al., 2006a; Westhoff et al., 2011). Locations of concentrated groundwater inflows, which are generally related to subsurface heterogeneities as well as open faults and artificial agricultural drains, are fundamental for fish reproduction (Dugdale et al., 2013; Ebersole et al., 2003; Geist et al., 2002), denitrification processes (Krause et al., 2013) and biogeochemical hot-spots in riparian zones (Conant, 2004; Vidon et al., 2010). Hence, locating and quantifying groundwater inflows into streams is of great importance for optimal management of stream water and groundwater (Smith et al., 2008).

Temperature has been used for many years as an effective proxy for hydrological processes (Anderson, 2005; Conant, 2004; Constantz, 1998). Fiber-optic distributed temperature sensing (FO-DTS) has been used successfully over the last decade to locate and quantify localized groundwater inflows (Briggs et al., 2012; Selker et al., 2006a; Tyler et al., 2009). FO-DTS allows for continuous acquisition of measurements over both time and space along a cable embedded within a streambed or within the water column. Depending on the integration time and cable deployment of the system configuration, FO-DTS can estimate temperature with high accuracy in temperature (down to 0.01°C) and has impressive spatial resolution (down to 0.25 m using the most recent monitoring systems). Since groundwater temperature is much more stable over time than that of surface water (Constantz, 2008), spots of groundwater upwelling can be detected by studying the spatio-temporal temperature variability along a fiber-optic cable during an entire diurnal or annual cycle (Henderson et al., 2009; Matheswaran et al., 2015; Mwakanyamale et al., 2012). Thus, groundwater inflows can be distinguished from other potential causes for thermal heterogeneities within a stream such as hydromorphology (Dugdale et al., 2015) or vegetation shading. Excellent results have been obtained when punctual measurements were acquired during the peak contrast between surface water and groundwater temperatures (i.e., in the dawn or afternoon during the winter or summer) (Hare et al., 2015; Selker et al., 2006b).

Certain metrics take advantage of FO-DTS characteristics to quantify localized groundwater inflows. The temporal lag between two cables embedded at different depths within an artificial flume streambed has been used in conjunction with heat transport equations to calculate vertical flow velocity and discharge through sediments (Mamer and Lowry, 2013). The same approach can be used with thermal lances, which measure water temperature in a streambed at different depths (Briggs et al., 2012; Gonzalez-Pinzon et al., 2015), although this approach requires prior knowledge of groundwater inflow locations. The amplitude of the temperature difference between a groundwater-influenced section and an upstream section

obtained by embedding a fiber-optic cable at a single, unique shallow depth or by simply placing the cable atop a streambed can also be used to estimate groundwater inflow (Selker and Selker, 2014). This particular method requires coupling an FO-DTS system with stream discharge measurements and independent temperature measurements of the groundwater itself (Selker et al., 2006a; Westhoff et al., 2011; Westhoff et al., 2007). Moreover, it assumes complete mixing of the two types of water without any heat loss. Despite this simplification, the results acquired using this approach are compatible with methods that use chemical tracers such as radon (Briggs et al., 2012). Lauer et al. (2013) showed that an artificial inflow percentage as low as 2% of the upstream discharge remains detectable via FO-DTS using this method; the corresponding uncertainties ranged from 9-22% when the thermal anomalies were well above the accuracy of the FO-DTS system (0.04 °C according to the manufacturer and 0.24 °C after manual verification). This inflow percentage is of great importance for the detectability of thermal anomalies. Additionally, the thermal contrast  $\Delta T$  between the injected water and stream water was found to be the main contributor to the amplitude of these thermal anomalies. However, the experiments of Lauer et al. (2013) were conducted in a small natural stream with only two or three stream discharge measurements (primarily 1.3 L s<sup>-1</sup>, with an additional 6.5 or 7.1 L s<sup>-1</sup>) to obtain the range of inflow percentages. Their study revealed substantial temperature differences between anomalies that depended upon stream discharge, and these differences were assigned to uncertainties produced by a low signal-to-noise ratio; however, other parameters such as the flow regime could explain some of the differences in these anomalies.

Our research aimed to determine whether methods that assume perfect mixing of water with no heat loss are always relevant for quantifying focused groundwater inflows under different flow regimes. To do so, we quantified a thermal anomaly along a flume caused by a warm inflow. Three variables were tested:

- (i) flow regime as a function of stream discharge Q and the relevant Reynolds number;
- (ii) inflow percentage P, defined as the percentage of total stream discharge  $Q_T$  that is inflow downstream of the inflow point; and
- (iii) thermal contrast  $\Delta T$  between flume water and the injected inflow.

To assess and distinguish the influence of each variable on quantification of the thermal anomaly, we first performed point injection experiments within a hydraulic flume monitored with FO-DTS. The results of these experiments were then used to calibrate a 1D heat-transport model. This model allowed wider ranges of variables to be explored under steady-state conditions to understand the key processes involved.

#### Materials and Methods

#### 2.1. Flume experiments and data collection

Flume experiments consisted of artificial injections of warm water into a 22 m long flume with controlled free-surface flow. The flume is made of concrete and embedded into the ground. Located outdoors, the flume has a trapezoidal cross-section with a basal width of 0.45 m, an upper width of 0.85 m and a depth of 0.40 m (Fig. 1). The longitudinal slope of the flume is 0.01%. The upstream flume discharge Q was regulated using a gate valve. Discharge was measured manually using a built-in Parshall system and a ruler before and after each injection test. The water stage was set to a minimum of 0.20 m using a weir located downstream, and it was occasionally measured with a ruler both 1 m and 12 m away from the injection point. These experiments were performed on 6-7 June 2016 under sunny conditions; thus, the temperature difference between flume water and the air was ca. 9-10 °C. We considered the

concrete flume's temperature to be constant during experiments due to its embedded nature and the relatively deep depth of the flowing water. Other meteorological conditions such as wind velocity, cloudiness, relative humidity and shortwave radiation were obtained from the nearest Meteo France weather station (6 km away), recording on an hourly basis. Unfortunately, measuring longwave radiation from the surrounding environment was not possible at the time.

Warm water was injected at a specific location to imitate a hypothetical focused groundwater inflow. To do so, we used an MP1 pump (Grundfos Ltd., Denmark) connected to a tank of 1 m<sup>3</sup> filled with warm water ( $\Delta T$  between tank and flume waters was 2.8-3.3 °C). The warm water was injected through a screened hose loop placed at the bottom of the flume 3 m downstream from the Parshall system, where the flow was considered undisturbed by the slope break. The thermal contrast  $\Delta T$  between flume and tank waters was maintained by manually adding hot water into the tank. Tank water was injected only after thoroughly mixing it with a stick. Handheld temperature measurements inside the tank using a PT100 sensor (accuracy of 0.15 °C) allowed us to ensure that the injected water temperature remained constant. An independent RBRsolo temperature logger (RBR Ltd., Kanata, Ontario, Canada; accuracy of 0.002 °C) was placed at the bottom of the tank to monitor the injected water over time. The  $\Delta T$  of each experiment was obtained by comparing the temperature from this RBRsolo logger to the temperature upstream of the injection point provided by the FO-DTS system. Note that no cold water injections were performed because of the difficulty in maintaining the temperature of a cold bath of such volume constant for such a duration.



A : Temperature loggers

**Figure 1.** Experimental design used for the injection of warm water along a concrete flume. Injections were performed through a tube connected to the warm water tank using a pump. The fiber-optic distributed temperature sensing (FO-DTS) system was deployed at three depths and two lines with a double-ended setup, resulting in six measuring sections of cable. Two calibration baths were used to adjust the FO-DTS data, and highly accurate RBRsolo temperature loggers were used to monitor the bath temperatures and validate FO-DTS measurements in the flume.

Because the injection pump allowed only a small range of inflow discharges q, flume discharges Q were chosen to ensure that the inflow percentage  $P = \frac{q}{q+Q} \times 100$  ranged from a few percent to 50%. Q was also selected as a function of the limited ability of the gate valve to constrain the flow precisely. Of the 12 experiments performed, ten were successful, with values of P ranging from 4-41% at two discharge rates (Q = 3.6 and  $0.8 \text{ L s}^{-1}$ ) and six values of q ranging from 0.16-0.57 L s<sup>-1</sup>. Two of the 12 experiments ( $Q = 0.8 \text{ L s}^{-1}$ ) failed due to non-

constant flume discharges. Experiments with  $Q = 3.6 \text{ L s}^{-1}$  lasted 12-18 min, while those with 0.8 L s<sup>-1</sup> lasted 18-22 min. This duration was chosen to ensure that injection reached a steady state, or at least a quasi-steady state. Indeed, since the tank had a relatively small volume (1 m<sup>3</sup>), the duration of injection had to remain relatively short.

For all experiments, flume water temperature was monitored over 14.75 m by FO-DTS, using a 10 mm wide fiber-optic cable with Kevlar protection and black polyamide jacket (Silixa Ltd.) deployed along the flume. Due to its thickness and construction, the cable was suspected to have thermal inertia too high to be able to monitor short-term hydrological processes. Preliminary comparisons of FO-DTS and the RBRsolo loggers, however, showed that the cable was able to monitor relatively short-term processes (< 30 s) such as our punctual warm injections. To prevent detection problems, injection experiments were designed to last as long as possible. The initial length of the cable was 470 m, but only the last 250 m were deployed in the flume. To explore the spatial variability of temperature along the water stage and flume length, the cable was intertwined at three different stages (heights of 0, 8 and 19 cm from the bottom) and placed at two width positions along the flume (Fig. 1). Stainless-steel frames anchored to the banks every 2 m allowed the cables to be straightened along the flume. The FO-DTS unit (Ultima-XT, Silixa Ltd.) was used in a double-ended duplexed configuration (van de Giesen et al., 2012), with a 20 s initial integration time and spatial sampling of 25 cm, for a final spatial resolution of 50-75 cm. The integration time was a trade-off between injection timing, the thermal inertia of the cable and the accuracy of the measurements achieved.

Cold and warm calibration baths were placed before the flume (Fig. 1), approximately in the middle of the total length of cable. The cold bath was a mixture of ice and water, while two aquarium heaters maintained the warm bath. Two bubblers in each bath mixed them. These baths were monitored simultaneously by PT100 probes integrated into the FO-DTS unit (Silixa Ltd., Elstree, UK; accuracy of 0.1 °C) and by independent RBRsolo temperature loggers. Because of their difference in accuracy, two calibrations were attempted. One was performed directly by the FO-DTS unit using its PT100 probes, while the other was based on van de Giesen et al. (2012) and Hausner et al. (2011) using the RBRsolo loggers. No validation bath was used, but three additional RBRsolo loggers were installed in the flume for validation purposes, 0.5 m downstream of the injection point and at each stage (0, 8 and 19 cm) (Fig. 1). These three RBRsolo loggers were attached to the left portion of the fiber optic cable. The quality of the calibration of FO-DTS measurements was assessed using mean bias and root mean square error (RMSE) (Table 1). Since this quality depends on external conditions (e.g. air temperature, bends in the cable), these metrics were calculated for each experiment. Overall, manual calibration gave better results than the manufacturer's calibration (RMSE = 0.113-0.197 °C and 0.175-0.389 °C, respectively). The uncertainty in each experiment's measurements was based on the manual RMSE calculated for it.

Table 1. Calibration and validation metrics using manufacturer (Mf.) and manual calibration
(Ml.) for the ten experiments performed, with integration time of 20 s and spatial resolution of
75 cm. $P$ = percentage of total discharge that is inflow, $Q$ = flume discharge (L s <sup>-1</sup> ), $q$ = inflow
discharge (L s <sup>-1</sup> ), MB = mean bias (°C), RMSE = root mean square error (°C).

			Cambration metrics, baths				Cambration metrics. nume				
EXPERIMENT			<b>MB</b> (°C)		RMSE (°C)		<b>MB</b> (°C)		RMSE (°C)		
Р	Q (L s <sup>-1</sup> )	q (L s <sup>-1</sup> )	Mf.	Ml.	Mf.	Ml.	Mf.	Ml.	Mf.	Ml.	
4%	3.6	0.16	0.152	3.6e-05	0.211	0.059	0.190	0.150	0.190	0.150	
6%	3.6	0.24	0.209	3.4e-05	0.234	0.057	0.284	0.112	0.284	0.113	

1

Calibration metrics: baths Calibration metrics: flume

#### Chapitre 3. Effet du régime d'écoulement

		Mean	0.266	3.3e-05	0.208	0.058	0.266	0.100	0.266	0.145
42%	0.8	0.57	0.159	3.2e-05	0.186	0.059	0.347	0.029	0.347	0.147
38%	0.8	0.49	0.175	3.2e-05	0.201	0.059	0.389	0.032	0.389	0.153
29%	0.8	0.32	0.164	3.2e-05	0.197	0.058	0.357	0.014	0.357	0.131
17%	0.8	0.16	0.160	3.3e-05	0.198	0.059	0.269	0.064	0.269	0.143
14%	3.6	0.57	0.160	3.4e-05	0.201	0.058	0.201	0.134	0.201	0.134
12%	3.6	0.49	0.176	3.3e-05	0.211	0.058	0.175	0.198	0.175	0.197
10%	3.6	0.41	0.143	3.4e-05	0.215	0.058	0.215	0.120	0.215	0.123
8%	3.6	0.32	0.198	3.5e-05	0.225	0.057	0.231	0.153	0.231	0.156

#### 2.2. Computer simulations based on experiments

Computer simulations were performed to efficiently compare the influence of different flow regimes on thermal anomaly amplitudes, due to simulation's ability to finely control variables. If the flow regime caused differences in thermal anomalies, computer simulations would help understand the fine-scale physics governing the processes. These simulations allowed clear steady-state conditions to be assessed. Simulations were performed using the 1D version of HEC-RAS 5.0 (U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California, USA). To use a 1D model based on 3D experiments, we assumed that mixing in the flume was very good and, thus, that flume temperature was not stratified. We first calibrated the model using results of four (out of ten) experiments (P = 8%, 10%, 38% and 41%), using their measurements as boundary conditions. These simulation results were then compared to the corresponding experiments. Once the model was calibrated, we constructed new simulations with constant thermal parameters and longer injections.

HEC-RAS was initially developed as a hydraulic modeling system based on Saint-Venant dynamic flow equations to which was added a water quality modeling extension (Drake et al., 2010). The latter allowed us to resolve the advection-dispersion equation under 1D free flow coupled to an energy budget, the whole of which was applied to each cell (i.e. cross section) of the modeled flume at multiple time-steps. The energy budget determines whether a given cell is losing (sink) or gaining heat (source) depending on the weather conditions and water temperature and volume. It can be written using equations of Drake et al. (2010):

$$H = \frac{q_{net}}{\rho_w c_{pw}} \frac{S_{surf}}{V}$$
(1)

where *H* is the heat source (or sink) term (°C.s<sup>-1</sup>),  $q_{net}$  is net heat flux at the air-water interface (W.m<sup>-2</sup>),  $\rho_w$  is the water's density (kg.m<sup>-3</sup>),  $C_{pw}$  is the water's specific heat (J.kg<sup>-1</sup>.°C<sup>-1</sup>),  $S_{surf}$  is the air-water surface area (m<sup>2</sup>), and *V* is the volume of the cross-section (m<sup>3</sup>).

The net heat flux  $q_{net}$  itself is derived from a heat budget:

$$q_{net} = q_{sw} + q_{atm} - q_b + q_h - q_l \tag{2}$$

where  $q_{sw}$  is solar shortwave radiation (W.m<sup>-2</sup>),  $q_{atm}$  is atmospheric incident longwave radiation (W.m<sup>-2</sup>),  $q_b$  is back longwave radiation (W.m<sup>-2</sup>),  $q_h$  is sensible heat (W.m<sup>-2</sup>), and  $q_l$  is latent heat (W.m<sup>-2</sup>). These parameters are calculated from input data provided by the model user such as cloudiness, air temperature, water temperature, atmospheric pressure and wind speed.

#### Chapitre 3. Effet du régime d'écoulement

The quantity of energy entering (or exiting) a cross-section at each time-step is calculated using the explicit numerical method of Leonard (1991) to solve the following equation:

$$V^{n+1}\phi^{n+1} = V^n\phi^n + \Delta t \left[ Q_{up}\phi^*_{up} - Q_{dn}\phi^*_{dn} + D_{dn}S_{dn}\frac{\delta\phi^*}{\delta X_{dn}} - D_{up}S_{up}\frac{\delta\phi^*}{\delta X_{up}} \right] + \Delta t H$$
(3)

where, respectively,  $V^{n+1}$  and  $V^n$  are cross-sectional water volumes at the next and current time-steps (m<sup>3</sup>), and  $\phi^{n+1}$  and  $\phi^n$  are heat concentrations at the next and current time-steps (°C.m<sup>-3</sup>). Respectively,  $\phi_{up}^*$  and  $\phi_{dn}^*$  are heat concentrations at upstream and downstream cross-sections (°C.m<sup>-3</sup>), and  $\frac{\delta\phi^*}{\delta x_{up}}$  and  $\frac{\delta\phi^*}{\delta x_{dn}}$  are derivatives of upstream and downstream cross-sections (°C.m<sup>-4</sup>). Respectively,  $D_{up}$  and  $D_{dn}$  are dispersion coefficients at upstream and downstream and downstream cross-sections (m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>),  $Q_{up}$  and  $Q_{dn}$  are upstream and downstream flow rates (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>),  $S_{up}$  and  $S_{dn}$  are upstream and downstream wet areas (m<sup>2</sup>), and *H* is the cross-sectional energy budget term (°C.s<sup>-1</sup>) calculated from Eq. 1 and 2.

The geometry of the modeled flume was based on characteristics of the experimental flume: a longitudinal profile of 14.75 m and a trapezoidal cross-section. A broad-crested weir geometrically similar to the one used for experiments was added at the end of the modeled flume. The Manning coefficient was set to  $0.012 \text{ s.m}^{1/3}$ , close to literature values for concrete. A mesh size of 25 cm and a 20 s simulation time-step were chosen to match experimental conditions and the FO-DTS configuration. Since no medium (sand or gravel) was used to buffer the warm injection during experiments, we described the modeled injection as lateral inflow rather than groundwater inflow. This simplification of the inflow was possible because of the 1D approach. The lateral inflow was set 2 m from the upstream boundary. Meteorological parameters such as cloudiness, atmospheric pressure and wind speed came from the same Meteo France weather station mentioned for experiments. Air temperature came from on-site measurements. Ultimately, the model was adjusted to match the experimental results (Fig. 3) by manually changing the dispersion coefficient: it was finally set to  $0.025 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  and considered constant along the flume.

Once the model was adjusted, a set of new simulations was created to explore more variables and their effects on downstream temperature. First, three thermal contrasts  $\Delta T$  between injected water and flume water ( $\Delta T = 0.5$ , 2 and 4 °C) were modeled. Then, for each  $\Delta T$ , the effect of five flow regimes was explored by changing the upstream flume discharge Q (1, 5, 10, 20 and 30 L s<sup>-1</sup>). Finally, for each Q, six fixed inflow percentages P were tested: 5%, 9%, 17%, 23%, 29% and 33% of the total discharge  $Q_T = Q + q$ . In the end, 90 simulations were performed ( $3\Delta T \times 5Q \times 6P$ ).

Simulations were set up as follows: (i) free flow with no injection for 3 min, then (ii) injection of warm water for 90 min to ensure that a steady state was reached, even at the lowest discharges. Since flow boundary conditions required a downstream water stage that matched the upstream discharge, each discharge Q tested (1, 5, 10, 20 and 30 L s<sup>-1</sup>) was associated with a respective water stage (2, 4, 6, 10 and 13 cm), roughly estimated from direct measurements (made with a ruler) in the flume, downstream of the weir. Concerning the heat transport module (aka "water quality"), no thermal boundary condition was set downstream since previous tests showed no real effect on the results. Nonetheless, to our knowledge, the HEC-RAS water quality module does not allow the heat budget at the air-water interface to be turned off, adding unwanted input and outputs to the model. In the absence of relevant meteorological data to limit these atmospheric exchanges, we used our mean experimental values. Thus, wind velocity,
shortwave radiation, cloudiness index, atmospheric pressure and humidity were set at the following constant values:  $2 \text{ m.s}^{-1}$ ,  $200 \text{ W.m}^{-2}$ , 0.5, 1013 hPa (mbar) and 60%, respectively. In an attempt to limit sensible heat exchanges, the initial temperature along the flume, as well as the upstream thermal boundary conditions and the air temperature, were all set to 15 °C. Manning and dispersion coefficients were indexed on the previous experimental calibration (i.e.  $0.012 \text{ s.m}^{1/3}$  and  $0.025 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ , respectively).

#### 2.3. Data processing

The mean thermal anomaly *A* caused by the warm inflow was quantified using the same approach for experiments and simulations (Fig. 2). Since the experiments were 3D, experimental data from the six sections of fiber-optic cable (Fig. 1) were averaged into a single dataset before the quantification itself. The data were averaged because small thermal differences were observed between each section of cable under turbulent flow (mean standard deviation SD = 0.07 °C). Under laminar flow, the mean SD for the six sections of cable was slightly higher (0.13 °C) because the shallower data (SD = 0.09 °C excluding the data at 19 cm) was influenced by direct solar radiation on the black cable (Neilson et al., 2010). For each experiment, however, the SD remained smaller than the uncertainty in the FO-DTS measurements (Table 1, RMSE), making it difficult to assess any stratification. For convenience, we assumed that the mixing was good and the stratification limited enough to allow the data to be averaged into a single dataset. Averaging the experimental data also simplified comparison of experiments and simulations.



**Figure 2.** Conceptual diagram of the data processing method. (a) Diagram of the spatiotemporal data obtained using the FO-DTS system with starting  $(x_s, t_s)$  and ending  $(x_s, t_f)$ injection points. A spatio-temporal window of interest delimited by a spatial range  $[x_{w1}:x_{w2}]$ and a temporal range  $[t_{w1}:t_{w2}]$  is determined. (b) Scaled temperature – or thermal anomaly  $T^*$ – along the flume within the temporal window of interest  $[t_{w1}:t_{w2}]$ . The dashed lines show the spatial window  $[x_{w1}:x_{w2}]$  from which the mean thermal anomaly A is calculated. (c) Temporal

# evolution of thermal anomalies between the two cross-sections of interest $[x_{w1}:x_{w2}]$ . The dashed lines represent the temporal window $[t_{w1}:t_{w2}]$ from which the thermal anomaly A is calculated.

First, for both experiments and simulations, at each time-step, the temperature along the flume was scaled to the upstream water temperature to convert temperature into increases in temperature (i.e. thermal anomalies  $T^*$ ). Second, we quantified the mean thermal anomaly A caused by the warm inflow by averaging the  $T^*$  signal in a spatio-temporal window of interest (Fig. 2). In space, this window was 1 m long and located 1 m downstream from the injection point. This location in the first part of the flume was chosen to prevent effects of atmospheric warming along the flume length (Fig. 3). This spatial window was the same for both experiments and simulations. In time, the window was set to last 3 min for both experiments and simulations. Since experimental injections were short due to equipment limitations, the temporal window covered the last 3 min before the end of injection to ensure that the anomaly calculated was as close as possible to steady-state flow conditions. Ultimately, temporal windows for experiments varied, some starting earlier ( $Q = 3.6 \text{ L s}^{-1}$ ) than others ( $Q = 0.8 \text{ L s}^{-1}$ ) <sup>1</sup>) depending on the injection duration. In simulations, the temporal window was set to wait for a steady state and was thus extended from 87-90 min after the injection started. Mean thermal anomalies obtained through experiment or simulation were named  $A_{exp}$  and  $A_{sim}$ , respectively. The thermal contrast  $\Delta T$  between injected water and flume water fluctuated during the experiments, and different contrasts were tested during simulations. Therefore, to compare all of the results efficiently, we normalized the mean thermal anomalies A by dividing them by their respective  $\Delta T$ . These normalized mean thermal anomalies were superscripted  $A_{exp}^*$  and Asim\*.

Once our data were processed, we compared them using the most commonly used model in the literature, which assumes perfect mixing and does not consider significant heat exchanges other than mass transfer. This reference model was based upon the following heat balance equation of Selker et al. (2006a):

$$Q_T \cdot T_{dn} = Q \cdot T_{up} + q \cdot T_{inj} \tag{4}$$

where, respectively,  $Q_T$  and  $T_{dn}$  are the total discharge (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>) and water temperature (°C) downstream of the groundwater inflow, Q and  $T_{up}$  are the discharge and temperature upstream of the inflow, and q and  $T_{inj}$  are the discharge and temperature of the injected inflow itself. Flume discharge Q was measured using the Parshall system located upstream of the flume experiment, and the injection flow rate q was set using the pump. Considering the inflow percentage  $P = \frac{q}{Q_T} \times 100$  and the thermal contrast  $\Delta T = T_{inj} - T_{up}$ , Eq.4 can be modified to obtain a theoretical thermal anomaly  $A_t$  as a function of both P and  $\Delta T$ :

$$A_t = T_{dn} - T_{up} = \frac{P \cdot \Delta T}{100} \tag{5}$$

In the following results,  $A_t$  as a function of P was used as the reference to which the experimental and simulated thermal anomalies  $A_{exp}^*$  and  $A_{sim}^*$  were compared. To compare it to these normalized data,  $A_t$  was obtained by setting  $\Delta T = 1$  °C.

Finally, following Eq. 4 and 5, the thermal anomaly can be compared to a twocomponent mixing model (Selker et al., 2006a). Thus, the uncertainty in  $A_{exp}^*$  was calculated following the theory of propagation of errors of Genereux (1998) developed for such models:

$$W_{A_{exp}^{*}} = \sqrt{\left[\frac{T_{inj} - T_{dn}}{\left(T_{inj} - T_{up}\right)^{2}} \cdot W_{T_{up}}\right]^{2} + \left[\frac{T_{dn} - T_{up}}{\left(T_{inj} - T_{up}\right)^{2}} \cdot W_{T_{inj}}\right]^{2} + \left[\frac{-1}{\left(T_{inj} - T_{up}\right)} \cdot W_{T_{dn}}\right]^{2}}$$

$$= \sqrt{\left[\frac{T_{inj}-T_{dn}}{\Delta T^{2}}.W_{T_{up}}\right]^{2} + \left[\frac{A_{exp}^{*}}{\Delta T^{2}}.W_{T_{inj}}\right]^{2} + \left[\frac{-1}{\Delta T}.W_{T_{dn}}\right]^{2}}$$
(6)

where  $W_{A_{exp}^*}$  is the propagated error of the normalized experimental thermal anomaly  $A_{exp}^*$ .  $W_{T_{up}}, W_{T_{dn}}$  and  $W_{T_{inj}}$  are measurement uncertainties in temperatures of the upstream flume, downstream flume and tank water, respectively.  $W_{T_{inj}}$  was set to the accuracy of the RBRsolo logger (0.002 °C) in the warm water tank.  $W_{T_{up}}$  and  $W_{T_{dn}}$  were set to the RMSE calculated for each experiment (Table 1). The final propagated error was used to set the error bars visible in figures displaying the experimental results.

### Results

#### 3.1. Hydraulic properties of experiments and simulations

Hydraulic characteristics of the experiments and simulations varied as a function of flume geometry and Q (Table 2). The Reynolds numbers revealed two distinct flow regimes in both the experiments and simulations. Each flume discharge  $Q \ge 3.6 \text{ L s}^{-1}$  had a Reynolds number  $Re \ge 3300$ , indicating turbulent flow. When  $Q \le 1 \text{ L s}^{-1}$ , however, Reynolds numbers were less than 1000, clearly indicating laminar flow for one-half of the experiments and one-fifth of the 90 simulations. Simultaneously, with Peclet numbers that ranged from 6-188, advection was more common than diffusion for all of the experiments and simulations (Table 2). Likewise, with Froude numbers of 0.0047-0.0992, all of the experiments and simulations had a fluvial regime (i.e., subcritical flow).

**Table 2.** Hydraulic characteristics of the experiments and simulations upstream of the injection point. Experimental discharges were measured using the Parshall system. Water stages were measured 2 m downstream of the injection for the experiments and extracted from the flume-gauging curve for the simulations. Velocity in the experiments was calculated from discharge and wet area. Velocity in the simulations was obtained from model outputs.

	Discharge	Water	Cross-	Hydraulic	Wetted	Velocity	Reynolds	Peclet	Froude
	$\begin{array}{c} Q \\ [\mathrm{L}~\mathrm{s}^{-1}] \end{array}$	stage [m]	section [m <sup>2</sup> ]	radius [m]	width [m]	[m.s <sup>-1</sup> ]	[-]	[-]	[-]
-	0.8	0.211	0.115	0.126	0.547	0.00694	767	6	0.0048
Experiments	3.6	0.225	0.125	0.132	0.553	0.02893	3301	26	0.0195
Simulations	1	0.22	0.121	0.130	0.551	0.00825	938	7	0.0056
	5	0.23	0.128	0.134	0.555	0.03914	4584	36	0.0261
	10	0.25	0.141	0.141	0.565	0.07085	8765	70	0.0452
	20	0.28	0.162	0.152	0.578	0.12351	16445	131	0.0745
	30	0.3	0.176	0.159	0.587	0.17022	23689	188	0.0992

#### 3.2. Experimental relationship between the thermal anomaly and inflow percentage

Focusing on two experiments with different flume discharges (Q = 3.6 and 0.8 L s<sup>-1</sup>), and thus different flow regimes, as an example, their results showed contrasting inflow percentages (P = 10% and 38\%, respectively) and thermal contrasts between the flume and injected waters ( $\Delta T = 3.4$  and 2.8 °C, respectively) (Fig. 3). Scaled temperature behavior also differed among experiments as a function of flume discharge and inflow percentage. Under turbulent flow (Q = 3.6 L s<sup>-1</sup> and P = 10%), thermal anomaly stabilized relatively close to the injection point (1 m downstream of it) (Fig. 3b). Progressive warming with distance (+ 0.1 °C

along the next 11 m) was caused by direct solar radiation (shortwave). Under laminar flow ( $Q = 0.8 \text{ L s}^{-1}$  and P = 38%), thermal anomaly caused by the injection stabilized at approximately the same distance (3 m) as that for turbulent flow (Fig. 3d). However, atmospheric warming with distance was greater (+0.18 °C), and the thermal anomaly also extended upstream of the injection point (1 m). The patterns for  $Q = 3.6 \text{ L s}^{-1}$  and P = 10% (Figs. 3a and 3b) were also observed for the other experiments under turbulent flow conditions, while the patterns for  $Q = 0.8 \text{ L s}^{-1}$  and P = 38% (Figs. 3c and 3d) were present to varying degrees for the other experiments under laminar flow conditions.



**Figure 3.** Spatio-temporal evolution of thermal anomalies  $T^*$  along the hydraulic flume (x-axis) and over time (y-axis) for (a)  $Q = 3.6 L s^{-1}$ , P = 10% and (c)  $Q = 0.8 L s^{-1}$ , P = 38%. The spatio-temporal window in which the mean thermal anomaly  $A_{exp}$  was measured was located at the intersection of the vertical and horizontal dotted lines (i.e.  $[x_{w1}: x_{w2}; t_{w1}: t_{w2}]$ ). Thermal anomalies  $T^*$  along the flume highlights the mean thermal anomaly  $A_{exp}$  due to the warm injection for (b)  $Q = 3.6 L s^{-1}$ , P = 10% and (d)  $Q = 0.8 L s^{-1}$ , P = 38%. Plots are scaled to the upstream temperature to highlight the temperature increase as a function of distance (thermal anomaly).

#### 3.3. Model calibration

In the experiments,  $A_{exp}^*$  increased with *P*, with no clear difference between  $A_{exp}$  obtained under turbulent or laminar flow conditions (Fig. 4a). For simulations of the experiments with P = 8%, 10%, 38% and 41%, the differences in mean thermal anomaly  $A^*$  between simulations and experiments were 0.015, 0.017, 0.024 and 0.04 °C, respectively. All of the simulated temperatures lay within the uncertainty of the experimental thermal anomaly (ranging from ±0.048 to ±0.088; Eq. 6). For P = 10% ( $Q = 3.6 \text{ L s}^{-1}$ ; turbulent flow), the warm plume reached the end of the flume somewhat faster in the simulation than in the experiment (Figs. 4b and 4c). Similarly, heat accumulation downstream of the flume was higher in the simulation than in the experiment, due to the weir and direct solar radiation. The calibration results were acceptable and, except for the issue of dispersion with distance, no great differences between simulations and experiments were found. Therefore, the model was considered valid for our purposes.



**Figure 4.** Calibration of the 1D model with experimental data. (a) Normalized thermal anomalies from experiments  $(A_{exp}^*)$  and their simulated counterparts as a function of inflow percentage P. The red error bars were set according to Eq. 6. White circles are mean simulated thermal anomalies predicted by the model, using thermal data from four experiments as boundary conditions. Black error bars are standard deviations of the spatio-temporal window used to calculate the simulated thermal anomaly (see Fig. 2). (b) Two-dimensional map of temperature evolution during the injection experiment ( $Q = 3.6 L s^{-1}$ , P = 10%). (c) Two-dimensional map of temperature evolution during the simulation using data from the same experiment ( $Q = 3.6 L s^{-1}$ , P = 10%) as boundary conditions.

#### 3.4. Simulated thermal anomaly as a function of distance and time

In the simulations, under turbulent flow conditions,  $T^*$  peaked almost immediately (ca. 20 s after the injection) and reached the end of the flume in ca. 80 s, indicating a steady state (Fig. 5a). The amplitude of  $T^*$  was ca. 0.18, 0.68 and 1.34 °C for  $\Delta T = 0.5$ , 2 and 4 °C, respectively. Examination of  $T^*$  as a function of distance revealed the same values, with the thermal anomaly appearing within 0.25 m downstream of the injection point (Fig. 5b). Once the plume reached the end of the flume, the temperature remained constant. These simulation results echoed those of the experiment with  $Q = 3.6 \text{ L s}^{-1}$  and P = 10% (Fig. 3b).



**Figure 5.** Simulated evolution in the thermal anomaly  $(T^*)$  along the flume for inflow percentage P = 33% and for three  $\Delta T$ . Left-side graphs show  $T^*$  over time 1 m downstream of the injection point (solid lines) and at the last cross-section before the weir or of the flume (dashed lines), respectively under (a) turbulent or (c) laminar flow conditions. Right-side graphs show  $T^*$  as a function of distance under (b) turbulent or (d) laminar flow conditions at two time-steps: 40 s after injection (solid lines) and 90 min after injection (dashed lines).

Under laminar flow conditions,  $T^* 1$  m downstream of the injection point increased progressively over time and attained a steady state at ca. 1500 s (Fig. 5c). The increase in  $T^*$  at the end of the flume was slower, starting later and reaching a steady state later, at ca. 2500 s. At 1 m downstream of the injection point, the amplitude of  $T^*$  was ca. 0.14, 0.43 and 0.81 °C for  $\Delta T = 0.5$ , 2 and 4 °C, respectively. Examination of  $T^*$  as a function of distance revealed that, 40 s after the start of the injection, the thermal anomaly spread out almost symmetrically both upstream and downstream, with a peak 0.25 m downstream of the injection point (Fig. 5d). At the end of the injection (90min), the anomaly increased in both directions but plateaued downstream, with only a slight increase with distance. This increase with distance echoed the solar radiation effects in the experiments (Fig. 3d) – but with a lower amplitude (+0.10 °C in simulations vs. +0.18 °C in experiments) – and did not vary with  $\Delta T$ .

# 3.5 Simulation results: evolution in thermal anomaly amplitude as a function of inflow percentage, thermal contrast and flow regime

In simulations, following Eq. 5,  $A_t$  increased linearly with P (slope of 1%) (Fig. 6a). Under turbulent flow conditions, the mean thermal anomaly  $A_{sim}^*$  followed a similar linear progression, with little differences between  $A_{sim}^*$  and  $A_t$  (ranging from 0.013 to 0.040 for P =4% and 33%, respectively). Under laminar flow conditions,  $A_{sim}^*$  for  $\Delta T = 2$  °C and 4 °C increased more slowly with P than that under turbulent flow while following a power law. The differences between  $A_{sim}^*$  and  $A_t$  ranged from 0 to 0.12 for P = 5% and 33%, respectively.  $A_{sim}^*$ for  $\Delta T = 0.5$  °C displayed a similar increase with P but with much higher values at lower percentages: 0.14 °C for P = 5% vs. 0.03-0.07 °C for all other simulations and experiments.

This peculiar behavior was suspected to be due to atmospheric exchanges (Eq. 3). To verify this hypothesis, simulation results were corrected  $(A_{sim}^{*-a})$  by subtracting atmospheric heat influx from  $A_{sim}$  before normalization by  $\Delta T$ . According to simulations, the net influx  $q_{net}$  (Eq. 2) was ca. 115 W.m<sup>-2</sup>. Following Eq. 1 adapted to a flume length of 3.5 m (distance

between the measurement window and the upstream reference), the atmospheric heat source term *H* ranged from 0.00012 °C.s<sup>-1</sup> to 0.00009 °C.s<sup>-1</sup> for  $Q = 1 \text{ L s}^{-1}$  and 30 L s<sup>-1</sup>, respectively (see surface width in Table 2). Once multiplied by the time necessary to drain the volume of this 3.5 m long section for each simulation (see velocity in Table 2), thermal corrective values ranged from 0.0013 °C ( $Q = 30 \text{ L s}^{-1}$ ; P = 33%) to 0.0505 °C ( $Q = 1 \text{ L s}^{-1}$ ; P = 5%). Under turbulent flow,  $A_{sim}^{*-a}$  lay closer to theoretical values than  $A_{sim}^{*}$  (Fig. 6b). Under laminar flow,  $A_{sim}^{*-a}$  increased with *P* almost identically for all three values of  $\Delta T$ , but was lower than  $A_{sim}^{*-a}$ under turbulent flow (Fig. 6b).



**Figure 6.** The (a) normalized simulated anomaly  $A_{sim}^*$  and (b) the same anomaly corrected for atmospheric exchanges  $A_{sim}^{*-a}$  (Eq. 2) as a function of the inflow percentage P. The green line denotes the theoretical thermal anomaly  $A_t^*$  for  $\Delta T = 1$  °C (Eq. 5). Black dashed lines (bold = turbulent regime ; thin = laminar regime) are the fit for all simulations and for each  $\Delta T$  (0.5°C, 2°C or 4°C).

Additional simulations were performed to explore effects of flume water volume and energy loss upstream on mean thermal anomalies corrected for atmospheric exchanges  $A_{sim}^{*-a}$ under laminar flow conditions. First, simulations were performed without a weir at the end of the flume (water stage = 2 cm instead of  $\geq 20$  cm). A water stage of 2 cm as a boundary condition yielded a Reynolds number of ca. 1774, indicating transitory flow instead of net laminar flow conditions. The  $A_{sim}^{*-a}$  of these simulations were then corrected by adding the energy dispersed upstream of the injection point (Figs. 3d and 5d). To estimate this energy loss, the quantity of heat upstream of the injection  $E_{up}$  was calculated as the sum of temperatures in this section at steady state.  $E_{up}$  was then compared to the quantity of heat downstream of the injection point  $E_{dn}$ . The ratio  $E_{up}:E_{dn}$  was used to estimate the energy loss, which ranged from 14.7% (P = 33%) to 15.0% (P = 4%).

When simulating no weir,  $A_{sim}^{*-a}$  under turbulent flow were identical to  $A_t$  (like those with a weir (Fig. 6b)). Under laminar flow non-weir  $A_{sim}^{*-a}$  were lower than  $A_t$  but higher than those with a weir (Fig. 7). For instance, for P = 9% and 33%, the non-weir  $A_{sim}^{*-a}$  was only 0.015 and 0.3 °C lower than  $A_t$ , respectively (17% and 10% error, respectively). When the non-weir anomalies were corrected for the energy dispersed upstream, they appeared almost identical to the theoretical  $A_t$  (Fig. 7). For low P, non-weir loss-corrected  $A_{sim}^{*-a}$  were similar to  $A_t$ , while that for P = 33% was only 0.01 °C higher than At (0.3% error). The error between corrected  $A_{sim}^{*-a}$  and  $A_t$  increased with P.



**Figure 7.** The simulated anomaly  $A_{sim}^{*-a}$  as a function of the inflow percentage P under laminar flow conditions ( $\Delta T = 2 \ ^{\circ}C$ ) with a weir (Fig. 6b), without a weir (stage = 2 cm) and without a weir and corrected for the thermal energy dispersed upstream of the injection point (Fig. 5d). The green denotes the theoretical thermal anomaly  $A_t$  for  $\Delta T = 1 \ ^{\circ}C$  (Eq. 5).

When plotting these simulated and theoretical mean thermal anomalies with the experimental flume data (Fig. 3a) and experimental field data from Lauer et al. (2013),  $A_{sim}^{*-a}$  for P = 2-12% generally followed the same trend as  $A_t$ , with slightly (but consistently) lower values (Fig. 1S, Supplementary Material).

### Discussion

4.1. Compatibility between simulations and experiments

Properly conducting experiments that successfully mimicked a point-source injection of groundwater was difficult, since many external factors interfered with measurements. Obtaining a stable flow regime within the flume during some of the experiments was sometimes challenging, especially for experiments with laminar flow ( $Q = 0.8 \text{ L s}^{-1}$ ), because of the moving gate valve upstream. This somewhat imprecise experimental Q affected the estimation of the inflow percentage P and could explain some differences between experiments and simulations. Unfortunately, the uncertainty in these discharge measurements was difficult to estimate because of the lack of reference measurements at the time. However, field results of Lauer et al. (2013) for turbulent flow – transitory discharge, different thermal anomalies and low inflow percentages – were similar to ours (Supplementary Material).

Apart from the hydraulics management, the large temperature difference between the water and the air at times, as well as the sunny conditions, progressively warmed the flume water with distance (Fig. 3). This warming was the main reason why we chose a measurement window only 1 m downstream of the injection point. However, direct solar radiation on fiber optics is known to influence FO-DTS measurements (Neilson et al., 2010). While some heating was observed at heights of 19 cm (just below the water surface) under laminar flow, its influence on mean flume temperature did not decrease the acceptability of the accuracy of the FO-DTS system. Such artificial heating of shallow cables should have increased the mean thermal anomaly  $A_{exp}^*$  under laminar flow conditions, but these  $A_{exp}^*$  remained lower than theoretical anomalies under turbulent flow conditions (Fig. 6 and Supplementary Material). Therefore, although solar radiation may have influenced measurements in this study, we considered its influence to negligible.

Another experimental issue was the thermal contrast  $\Delta T$  between injected water and flume water measured during the experiments and used to normalize the mean thermal anomalies  $A_{exp}$ . Since the injected water first traveled through a hose that was exposed to solar radiation and then submerged under water before the actual injection, it was difficult to determine the true value of  $\Delta T$ . Heating the water in the hose before injecting it occasionally caused larger anomalies at the beginning of the injection (e.g. Fig. 3a). On the other hand, the submerged section of the hose probably decreased the temperature of the injection water before injection, which could explain why  $A_{exp}$ \* were lower than their simulated counterparts  $A_{sim}$ \* (Fig. 4a). By modifying the experimental  $\Delta T$  by less than a degree (from +0.3 °C to -0.7 °C),  $A_{exp}$ \* matched the simulations perfectly (data not shown, since we could not precisely quantify how much the thermal contrast  $\Delta T$  had been modified in experiments). In the future, measuring the thermal contrast  $\Delta T$  at the injection point itself and using an injection hose isolated from external influences (solar radiation and flume water) would be preferable.

The 1D simulations were used to explore parameters controlling the thermal anomaly and ultimately to quantify their influences. As such, calibrating the model beforehand was central to this study. Since we focused on the normalized mean thermal anomaly  $A^*$  just downstream of the injection point, we chose to use  $A^*$  as a proxy of model quality. Model predictions matched experiments relatively well (Fig. 4a), and as mentioned, differences between simulated and experimental  $A^*$  can probably be explained by the approximate thermal contrast  $\Delta T$  measured during experiments. Another explanation could be poor estimation of energy exchanges at the air-water interface. Indeed, all meteorological data used to calculate these exchanges – except for air temperature – came from a weather station 6 km away with only hourly measurements. This led to rough estimates of exchanges with the atmosphere. The relatively short length of our measurement window (1 m) for  $A^*$ , however, should have limited the impact of poor estimation of these exchanges.

Use of  $A^*$  alone as a proxy can obviously be questioned, since it does not consider longitudinal differences. For instance, the plume required more time to reach the end of the

flume in simulations than in experiments (Figs. 4b and 4c), especially under laminar flow conditions. This apparent slowness was first attributed to the low thermal dispersion coefficient  $(d = 0.025 \text{ m}^2.\text{s}^{-1})$  used in the model, but simulations with higher dispersion coefficients  $(d > 0.5 \text{ m}^2.\text{s}^{-1})$  yielded significantly lower thermal anomalies than those in experiments. Another potential explanation was non-constant flume discharge during experiments, which had already caused the failure of two of the experiments. For instance, experiments with a nominal discharge of 0.8 L s<sup>-1</sup> might actually have had a slightly higher discharge, resulting in a transitory flow regime instead of a laminar flow regime. This could explain the faster propagation of the plume in experiments than in simulations.

In sum, comparison of simulated and experimental results relied mainly on  $A^*$  as a proxy. Differences between them are suspected to have been due mainly to experimental limitations (discharge management) and a non-optimized setup (variable thermal contrast  $\Delta T$ , direct solar radiation), even though model parameters such as dispersion could be involved. Nonetheless, and despite the imperfect nature of the proxy chosen, simulation results were close to experimental results. Since we were interested in the thermal anomaly just upstream or, at most, immediately downstream of the injection point (1 m), the model was therefore considered valid. Future studies would gain from a more insulated experimental setup (e.g. indoors) and local meteorological measurements (e.g. short- and longwave radiation, wind speed, humidity, cloudiness) to help refine the model. Considering energy exchanges with the bed (conduction) would also be useful.

#### 4.2. Thermal anomaly response to turbulent flow

Given the similarity of the flume experiments' flow regime to a natural stream (i.e. turbulent subcritical flow), our results are compatible with the heat balance equation that assumes perfect mixing and no heat loss (Eq. 4). This assumption is possible because of the very little distance considered between our measurements and the injection point, like other studies that used this quantifying method highlighted it (Briggs et al., 2012; Selker et al., 2006a). The mean thermal anomaly increased linearly with P, which provides insight into whether a focused groundwater inflow can be detected by an FO-DTS system or not. Lauer et al. (2013) claimed to be able to detect an inflow as low as 2% of upstream discharge, with  $\Delta T$ values that ranged from 1.2-4.2 °C. Our results provide similar claims, given the  $\Delta T$  and accuracy of the FO-DTS involved. The relatively short integration time of our experiments resulted in a mean accuracy of 0.15 °C (Table 1). This brought our detection threshold for turbulent flow to P values of ca. 15%, 8% and < 5% for  $\Delta T = 1$ , 2 and 4 °C respectively (Eq. 5). We therefore emphasize the great influence of  $\Delta T$  on the amplitude of the thermal anomaly and its detection threshold: the warmer the injected water, the lower the threshold. Nonetheless, the uncertainty will be higher for thermal anomalies that are more similar to the accuracy of the FO-DTS (Lauer et al., 2013).

Consequently, for future field studies, it is important to (i) calculate the accuracy of the FO-DTS configuration to determine the minimum thermal anomaly that can be detected, (ii) measure  $\Delta T$  on field, and (iii) determine the minimum *P* value that can be expected based on the given accuracy (Eq. 5). The uncertainty in this estimate of *P* can be determined using the propagation of errors theory of Genereux (1998) (Eq. 6). Nonetheless, the present discussion of detection thresholds holds only for clearly turbulent, advection-dominated flows.

#### 4.3. Thermal anomaly behavior under laminar flow conditions

Under laminar flow conditions,  $A_{sim}^*$  behaved differently than they did under turbulent flow regimes. At a given *P*,  $A_{sim}^*$  for  $\Delta T = 2$  °or 4 °C had lower amplitudes than those under turbulent flow conditions (Fig. 6a). The odd results obtained for  $\Delta T = 0.5$  °C were considered to be due an atmospheric effect combined with normalization. Because of the slow velocities

of laminar flow (Table 2), the atmosphere contributed proportionally more energy for  $\Delta T = 0.5$  °C than for the higher  $\Delta T$ . This effect was less visible for high thermal contrast ( $\Delta T = 2$  °C or 4 °C) because the energy input by injection was relatively high and normalization smoothed the results. For low thermal contrast ( $\Delta T = 0.5$  °C), however, the atmosphere's contribution was not diluted by the injection and was then doubled artificially by the normalization. For instance, for P = 5%,  $A_{sim}^*$  equaled 0.144, while it was ca. 0.048 for other simulations under laminar flow with higher  $\Delta T$ , resulting in a 200% error (Fig. 6a). In this case, the atmospheric exchanges were clearly not negligible, so it was necessary to correct them (Fig. 6b) for proper comparison. Nonetheless, once corrected, thermal anomalies under laminar flow appeared to remain lower than their turbulent-flow counterparts. Here, the usual model assuming perfect mixing and no heat loss ( $A_t$ ) tended to underestimate the P of a measured thermal anomaly (e.g.  $A_{sim}^* = 0.21$  for P = 33%; Fig. 6). The classic model would interpret this anomaly as an inflow of 21% instead, underestimating it by 36%. We consider our results as relevant enough to open discussion and highlight initial estimates of the influence of the processes involved.

First, little evidences of stratification were found during experiments (see Methods) and that led us to choosing a 1D model that matched experimental results quite well (Fig. 4a). Thus, stratification cannot explain the lower anomalies under laminar flow. Note however that stratification might play a role in case of higher water stages or under stronger solar radiation.

For P = 33% and under laminar flow conditions, there was a net gain of 0.1 °C between the cross-section 1 m downstream of the injection point and that at the end of the flume, 11 m downstream (Fig. 5c). This temperature increase was attributed to atmospheric input (Eq. 1 and 2). As such, atmospheric exchanges cannot be ignored: the slower the flow, the more energy the atmosphere contributes to the water. This was demonstrated clearly when the thermal anomalies under laminar flow (Fig. 6a) were higher than those after these exchanges were removed (Fig. 6b). Thus, atmospheric exchanges in this study were clear heat inputs that can lead to overestimating the mean thermal anomaly, especially under laminar flow. Therefore, we rejected the atmospheric-exchange argument to explain the lower thermal anomalies under laminar flow conditions.

Two factors may explain the lower mean thermal anomalies under laminar flow conditions. The first is the relatively high water stage ( $\geq 20$  cm) artificially imposed downstream by the weir. Without this obstacle, the discharge responsible for laminar flow ( $Q = 1 \text{ L s}^{-1}$ ) should lead to a water stage of ca. 1-2 cm and thus a smaller total water volume for a given discharge. With a smaller flume volume for a given inflow volume, heat concentration downstream of the inflow should be higher (Eq. 3). In other words, artificially increasing a volume (e.g. weir, dam) should dilute the injected thermal signal. Without a weir,  $A_{sim}$ \* for laminar flow was indeed higher and closer to theory (Eq. 5) under turbulent flow (Fig. 7). Even without this volumetric dilution, however, laminar  $A_{sim}$ \* still remained lower than turbulent  $A_{sim}$ \*.

The other factor is the apparent dispersion of the thermal signal upstream of the injection point. Overall, Peclet numbers of experiments and simulations (Table 2) indicate that the flow was dominated by advection. However, Peclet numbers for the laminar experiments and simulations are quite low and could have allowed weak dispersive processes (Eq. 3). In addition, the Froude numbers (Table 2) indicate that every experiment and simulation displayed subcritical flow, meaning that waves could propagate in every direction, including upstream. Indeed, the thermal anomaly spread both upstream and downstream after injection in simulations (Fig. 5d). The same pattern upstream of the injection point was observed in experiments (Fig. 3d), even if it was not as clear as in the simulations. In experiments, it is necessary to ensure that the thermal anomaly visible upstream is indeed due to energy dispersing upstream and not just an artefact caused by the spatial resolution of the FO-DTS (0.50-0.75 m) (Selker et al., 2014). Since the thermal anomaly spread further than 1 m (Fig. 3d), we argue that it was indeed energy traveling upstream of the flume. When this energy upstream of the injection point was roughly estimated (ca. 15% of the downstream energy) and artificially returned downstream,  $A_{sim}^*$  under laminar flow (Fig. 7) appeared similar to the theoretical  $A_t$ . When the same correction was performed for  $A_{sim}^*$  with a weir, the resulting  $A_{sim}^*$  was indeed higher but not enough to match  $A_t$  (data not shown).

Ultimately, we explain the lower mean thermal anomaly amplitude under laminar flow conditions using a combination of these two processes. First, because of the water stage imposed by the weir, the injected warm water was diluted in a proportionally larger volume under laminar flow than under turbulent flow. Second, subcritical flow allowed dispersion of the thermal signal to spread out upstream as well as downstream. The final result is a diluted mass of warm injected water that also see part of its energy dispersing upstream, thereby leading to less energy within the measurement window downstream and, consequently, producing a lower thermal anomaly (Fig. 8).



**Figure 8.** Conceptual diagram of behavior of the injected warm water depending on the flow regime for a given inflow percentage P. In a laminar flow regime, a perpendicular injection is diluted in a larger flume volume because of the imposed water stage (weir). The thermal energy is dispersed upstream because of the subcritical flow and the weak advection within the flume. This dilution associated to a heat dispersion leads ultimately to a lower thermal anomaly downstream. Since the strong advective power of a turbulent regime does not allow the injected volume to drift, almost all of the heat is detected downstream. In addition, the injected warm volume is proportionally less diluted for a water stage of 20 cm or more, increasing the thermal anomaly.

This study leads to a potentially new approach for field assessment of focused groundwater inflows in small streams with laminar flow and water stages created by obstacles (e.g. weirs, gates, dams) or by stream morphology (e.g. ponds). Indeed, it is necessary to determine the flow regime before any temperature survey, since we observed that inflow could be estimated inaccurately if a turbulent flow regime is always assumed. The same is true for atmospheric exchanges and low flow velocities: large errors are possible when inflow

contributes less energy than the atmosphere (i.e. low thermal contrast). Also, the inflow percentage must be large enough to be detectable under laminar flow conditions, unless the thermal contrast between groundwater and stream water is large (Eq. 5). For instance, given our FO-DTS configuration, the minimum thermal anomaly detectable would be close to the accuracy of the FO-DTS system (i.e. 0.15 °C). For a thermal contrast  $\Delta T$  of 1 or 3 °C, the thermal anomaly would yield a detectable inflow percentage of 25% or 8%, respectively. These examples illustrate that this method for quantifying groundwater – when used under laminar flow – would be relevant only for periods when groundwater supplies most of the water in a stream (e.g. the end of summer). In these examples, measuring thermal anomalies close to the accuracy of the FO-DTS system generally leads to higher uncertainty (Lauer et al., 2013).

Despite its potential – and besides the improvements in the experiments and simulations previously recommended – this approach requires additional developments before using it under field conditions. First, experiments and simulations with cold water inflows are necessary, since such inflows are observed in natural systems in summer. The difficulty in maintaining large volumes of water cold prevented us from using cold water in this study. Since cold injection would involve a density gradient or thermal stratification – especially at low discharges – 3D or at least 2D simulations would be necessary. The good mixing between injected water and flume water observed in this study was attributed, for simulations, to the model chosen and, for experiments, to the direct injection method chosen. Thus, for future experiments, injecting water through a medium (e.g. sand bag, artificial bed) is suggested as long as it does not disturb the flow. Finally, determining the volume beyond which the signal is diluted – and whether or not it concerns turbulent flow – might bring great insight into limits of the method under different flow conditions.

## **Conclusions**

This study combined flume experiments monitored using an FO-DTS system with computer simulations to quantify groundwater inflows into a stream as a function of flow regime. The goal was to determine whether this quantification is always compatible with methods that assume perfect mixing with no heat loss (Selker et al., 2006a) without considering the flow regime. Our results revealed that experiments and simulations under turbulent flow regimes were in accordance with these methods. This study also revealed that such methods would underestimate the inflow percentage under a laminar flow regime. Indeed, laminar flows seem to allow the thermal energy of the inflow to disperse upstream, while the fixed water stage dilutes the inflow in relatively larger volumes than under faster, turbulent flows. The result is a smaller thermal anomaly downstream of the injection point under laminar flow conditions. Atmospheric exchanges were also found to be non-negligible when the thermal contrast between injected water and flume water was low: for reach lengths as short as 3.5 m, overestimating the inflow percentage by 200% is possible. A correction using heat-balance equations was necessary to prevent such errors.

These findings can be used to assess small streams during low-flow periods (i.e. end of summer), when groundwater inflows are relatively high and stream morphology or hydrological obstacles (e.g. dams, weirs) create zones with slow velocities and relatively high stages (e.g. ponds). However, further research is required to determine effects of other factors on the detectability or behavior of groundwater inflow into a natural stream. Thus, injections with different imposed water stages or different laminar flow rates should be tested. Finally, injections through sediments of different textures and non-vertical or more diffuse inflows could also be tested. The present results are meant to open the research field to discussion about quantifying groundwater inflows into small streams that have at least periodic laminar flows.

#### Acknowledgments

Authors thank the reviewers for their extensive work and constructive remarks that help to significantly improve this manuscript.

Data are available at <u>https://www.zenodo.org/</u> DOI: 10.5281/zenodo.2632622

This project was funded by the French water agency *Agence de l'Eau Loire Bretagne* (contract no. 150417801).

#### References

Anderson, M.P., 2005. Heat as a ground water tracer. Ground Water, 43(6): 951-968.

- Briggs, M.A., Lautz, L.K., McKenzie, J.M., 2012. A comparison of fibre-optic distributed temperature sensing to traditional methods of evaluating groundwater inflow to streams. Hydrological Processes, 26(9): 1277-1290.
- Conant, B., 2004. Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures. Ground Water, 42(2): 243-257.
- Constantz, J., 1998. Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in Alpine streams. Water Resources Research, 34(7): 1609-1615.
- Constantz, J., 2008. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. Water Resources Research, 44: 20.
- Drake, J., Bradford, A., Joy, D., 2010. Application of HEC-RAS 4.0 temperature model to estimate groundwater contributions to Swan Creek, Ontario, Canada. Journal of Hydrology, 389(3-4): 390-398.
- Dugdale, S.J., Bergeron, N.E., St-Hilaire, A., 2013. Temporal variability of thermal refuges and water temperature patterns in an Atlantic salmon river. Remote Sensing of Environment, 136: 358-373.
- Dugdale, S.J., Bergeron, N.E., St-Hilaire, A., 2015. Spatial distribution of thermal refuges analysed in relation to riverscape hydromorphology using airborne thermal infrared imagery. Remote Sensing of Environment, 160: 43-55.
- Ebersole, J.L., Liss, W.J., Frissell, C.A., 2003. Thermal heterogeneity, stream channel morphology, and salmonid abundance in northeastern Oregon streams. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 60(10): 1266-1280.
- Fox, A., Laube, G., Schmidt, C., Fleckenstein, J.H., Arnon, S., 2016. The effect of losing and gaining flow conditions on hyporheic exchange in heterogeneous streambeds. Water Resources Research, 52(9): 7460-7477.
- Geist, D.R. et al., 2002. Physicochemical characteristics of the hyporheic zone affect redd site selection by chum salmon and fall chinook salmon in the Columbia River. North Am. J. Fish Manage., 22(4): 1077-1085.
- Genereux, D.P., 1998. Quantifying uncertainty in tracer-based hydrograph separations. Water Resources Research, 34(4): 915-919.
- Gonzalez-Pinzon, R. et al., 2015. A field comparison of multiple techniques to quantify groundwater-surface-water interactions. Freshwater Science, 34(1): 139-160.
- Hare, D.K., Briggs, M.A., Rosenberry, D.O., Boutt, D.F., Lane, J.W., 2015. A comparison of thermal infrared to fiber-optic distributed temperature sensing for evaluation of groundwater discharge to surface water. Journal of Hydrology, 530: 153-166.

- Henderson, R.D., Day-Lewis, F.D., Harvey, C.F., 2009. Investigation of aquifer-estuary interaction using wavelet analysis of fiber-optic temperature data. Geophysical Research Letters, 36: 6.
- Krause, S., Tecklenburg, C., Munz, M., Naden, E., 2013. Streambed nitrogen cycling beyond the hyporheic zone: Flow controls on horizontal patterns and depth distribution of nitrate and dissolved oxygen in the upwelling groundwater of a lowland river. Journal of Geophysical Research, 118(1): 54-67.
- Lauer, F., Frede, H.G., Breuer, L., 2013. Uncertainty assessment of quantifying spatially concentrated groundwater discharge to small streams by distributed temperature sensing. Water Resources Research, 49(1): 400-407.
- Leonard, B.P., 1991. The ultimate conservative difference scheme applied to unsteady onedimensional advection. Comput. Meth. Appl. Mech. Eng., 88(1): 17-74.
- Lowry, C.S., Walker, J.F., Hunt, R.J., Anderson, M.P., 2007. Identifying spatial variability of groundwater discharge in a wetland stream using a distributed temperature sensor. Water Resources Research, 43(10): 9.
- Mamer, E.A., Lowry, C.S., 2013. Locating and quantifying spatially distributed groundwater/surface water interactions using temperature signals with paired fiber-optic cables. Water Resources Research, 49(11): 7670-7680.
- Matheswaran, K., Blemmer, M., Thorn, P., Rosbjerg, D., Boegh, E., 2015. Investigation of Stream Temperature Response to Non-Uniform Groundwater Discharge in a Danish Lowland Stream. River Research and Applications, 31(8): 975-992.
- Mwakanyamale, K., Slater, L., Day-Lewis, F., Elwaseif, M., Johnson, C., 2012. Spatially variable stage-driven groundwater-surface water interaction inferred from time-frequency analysis of distributed temperature sensing data. Geophysical Research Letters, 39: 6.
- Neilson, B.T., Hatch, C.E., Ban, H., Tyler, S.W., 2010. Solar radiative heating of fiber-optic cables used to monitor temperatures in water. Water Resources Research, 46(8).
- Selker, F., Selker, J.S., 2014. Flume testing of underwater seep detection using temperature sensing on or just below the surface of sand or gravel sediments. Water Resources Research, 50(5): 4530-4534.
- Selker, J., van de Giesen, N., Westhoff, M., Luxemburg, W., Parlange, M.B., 2006a. Fiber optics opens window on stream dynamics. Geophys. Res. Lett., 33(24): L24401.
- Selker, J.S. et al., 2006b. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. Water Resources Research, 42(12): 8.
- Selker, J.S., Tyler, S., van de Giesen, N., 2014. Comment on "Capabilities and limitations of tracing spatial temperature patterns by fiber-optic distributed temperature sensing" by Liliana Rose et al. Water Resources Research, 50(6): 5372-5374.
- Smith, J.W.N. et al., 2008. Groundwater-surface water interactions, nutrient fluxes and ecological response in river corridors: Translating science into effective environmental management. Hydrological Processes, 22(1): 151-157.
- Tyler, S.W. et al., 2009. Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiberoptic methods. Water Resources Research, 45: 11.
- van de Giesen, N. et al., 2012. Double-Ended Calibration of Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. Sensors, 12(5): 5471-5485.

- Vidon, P. et al., 2010. Hot spots and hot moments in riparian zones: Potential for improved water quality management. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 46(2): 278-298.
- Westhoff, M.C., Bogaard, T.A., Savenije, H.H.G., 2011. Quantifying spatial and temporal discharge dynamics of an event in a first order stream, using distributed temperature sensing. Hydrology and Earth System Sciences, 15(6): 1945-1957.
- Westhoff, M.C. et al., 2007. A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. Hydrology and Earth System Sciences, 11(4): 1469-1480.
- Zarnetske, J.P., Haggerty, R., Wondzell, S.M., Baker, M.A., 2011. Dynamics of nitrate production and removal as a function of residence time in the hyporheic zone. Journal of Geophysical Research, 116: G01025.



#### **Supplementary Material**

**Fig. 15.** Evolution of normalized simulated anomaly  $A_{sim}^*$  (black markers), experimental anomaly  $A_{exp}^*$  (red markers), and field anomaly  $A^*_{Lauer}$  from Lauer et al. (2013) (purple triangular markers) with the injection percentage P. Green plain line is the theoretical thermal anomaly  $A_t$  (Eq. 5). Among  $A_{exp}^*$  and  $A_{sim}^*$ , diamond-shaped markers represent thermal anomalies under laminar flow, round-shaped markers represent thermal anomalies under turbulent flow. Error bars for  $A_{exp}^*$  are set after the propagated error (Eq. 6).

## 3.3. Résultats complémentaires

#### Comportement du panache au cours des injections

Les expérimentations menées en conditions contrôlées consistaient en une injection d'eau chaude dont la température est mesurée en continu, dans un canal instrumenté par fibre optique. La Figure 3-1 recense l'évolution au cours du temps du panache injecté. Les échelles ont été adaptées pour une meilleure lisibilité des expériences. Seules les expériences avec R = 17% à 41% ont été réalisés sous écoulement laminaire ( $Q = 0.8Ls^{-1}$ ). Les six autres ont été menées avec un écoulement turbulent plus classique ( $Q = 3.6Ls^{-1}$ ). Le panel des expériences illustre parfaitement les faits exposés dans l'article de la section 3.2. En effet, la propagation du panache vers l'aval est bien plus rapide pour les expériences en régime turbulent (débit supérieur) qu'en régime laminaire (voir Tableau 2 de l'article). De même, le réchauffement progressif de l'eau du canal apparait très clairement pour toutes les expériences ; ainsi que le pulse très chaud de début d'injection (R = 4, 6, 8 et 10%) dû à l'eau stockée dans le tuyau au soleil. A noter que les expériences avec R = 4 et 8% présentent toutes deux une baisse de température instantanée et brusque, respectivement à 500s et 770s. Cette baisse a été interprétée comme une recalibration interne des capteurs du DTS, indépendante de la calibration a posteriori effectuée manuellement.

Les tracés de la Figure 3-2 représentent la température dans le canal juste avant la fin de l'injection, quand la température est supposée être la plus homogène dans l'espace. La température à chaque hauteur de câble de fibre optique (0, 8 et 19cm) ainsi que la température moyenne dans tout le canal (noir) sont représentées. Pour faciliter la comparaison, l'échelle de température a été ramenée à une même fourchette de 1,5°C. Outre les différences d'amplitude exposées dans la section 3.2., plusieurs processus observables distinguent les expériences en régime turbulent de celles effectuées en régime laminaire. Dans les expériences en régime turbulent, on remarque un net décalage spatial du signal d'injection vers l'aval. Pour rappel, l'injection s'est effectuée à 3m du début du canal, mais l'anomalie n'apparaît clairement qu'à environ 1 à 2m à l'aval de celle-ci, soit environ à 5m du début du canal. Ceci est surtout observable pour les expériences avec R = 6, 8 et 14%. Cela s'explique très probablement par un processus de transfert rapide dû au débit du canal relativement fort en comparaison à celui de l'injection. En sus, malgré une certaine homogénéité thermique en chaque point, l'effet de réchauffement avec la distance est également plus fort les ratios plus importants (8 à 14%). Cela a été imputé à l'ensoleillement plus important au cours de ces tests (début d'après-midi et ciel dégagé) à ceux effectués en matinée, pour les ratios plus faibles ( $\mathbf{R} = 4$  et 6%). L'homogénéité observée est due au bon mélange favorisé par les turbulences et au contact avec le béton constituant le canal lui-même, chauffé par le rayonnement solaire.

Pour les écoulements laminaires, l'anomalie thermique apparaît plus nettement. Cela a été attribué à un couplage de deux paramètres : des vitesses d'écoulement moindres et des débits d'injection comparativement plus importants qu'en régime turbulent. En revanche, l'effet de réchauffement avec la distance demeure, mais des différences apparaissent dans le tirant d'eau. La température à 19cm, donc proche de la surface (21cm), tend à être plus chaude qu'en profondeur (0 et 8cm). C'est surtout visible pour R = 23 et 29%, expériences réalisées aux heures les plus chaudes de la journée. La vitesse d'écoulement beaucoup plus lente (voir Tableau 2 de l'article) et des écoulements laminaires empêchant un bon mélange explique cette hétérogénéité thermique. La fenêtre spatiale de mesure des anomalies thermiques (voir section 3.2 de l'article - *Methods*) a été déterminée à partir de ces données. Le transfert visible pour les écoulements turbulents a justifié de l'installer 1m après l'injection. Le réchauffement et l'hétérogénéité croissants avec la distance ont quant à eux justifié la limitation de la fenêtre à seulement 1m de long.



Figure 3-1. Evolution 2D des expérimentations en canal. Les expériences avec R = 4 à 14% sont celles réalisées sous régime turbulent (Q = $3.6Ls^{-1}$ ). Les expériences avec R= 23 à 42% ont été réalisées en régime laminaire ( $Q=0.8Ls^{-1}$ ) (encadré rouge).



92

Les graphiques de la Figure 3-3 présentent l'évolution temporelle de la température dans la fenêtre spatiale de mesure des anomalies thermiques, pour chaque expérience, à chaque hauteur du tirant d'eau (0, 8 et 19cm). Là encore, entre écoulements turbulents et laminaires, des différences apparaissent nettement. Pendant les expériences en régime turbulent, l'anomalie thermique apparaît et atteint une valeur plateau moins de 100s après l'injection (rappel : injection à 300s). En outre, une fois l'injection stoppée, le retour à la normale se fait également rapidement et l'eau du canal retrouve sa température initiale : l'anomalie thermique est constante dans le temps (R = 6, 10, 12 et 14%). Cette observation est bien sûr à relativiser pour les expériences avec R = 4 et 8% qui ont subi une recalibration du système durant la mesure. Dans ces deux cas particuliers pourtant, l'anomalie thermique - mesurée principalement avant l'apparition de cet artefact (voir section 3.2) – a été trouvée globalement équivalente à l'écart trouvé en fin d'expérience entre température avant arrêt de l'injection (t  $\approx$  900s) et température après arrêt (t  $\approx$  1100s). Seul le deuxième artefact en tout début d'injection, causé par la surchauffe de l'eau du tuyau, a pu éventuellement causer une surestimation de l'anomalie. C'est cet artefact en début de mesure, ajouté à celui déjà décrit pour R = 4 et 8% qui nous a conduit à choisir une fenêtre temporelle plus proche de la fin de l'injection (3 dernières minutes).

En écoulement laminaire, le comportement au cours du temps est différent. Outre des différences d'amplitude notables (principalement dues aux grands ratios d'injection), c'est surtout l'augmentation de l'amplitude de l'anomalie au cours du temps qui les distingue. Cette augmentation régulière pourrait s'expliquer par un régime non permanent. En effet, la faible durée des injections (moins de 15min) laisse supposer que l'équilibrage des flux n'est pas atteint. Le fait que cette augmentation est d'autant plus importante que le flux injecté est faible (23% vs 42%) va en ce sens : à débit plus faible, la vitesse d'injection est moindre et ne permet pas un équilibrage rapide. Les simulations menées sur des temps d'injection plus longs suggèrent que l'établissement du régime demande au moins 1000s après l'injection (Section 3.2. - Fig. 5).





94

## 3.4. Conclusion

Les résultats obtenus au cours de ces expérimentations ont permis de mettre en évidence les **différences de comportement de l'anomalie thermique en fonction du régime d'écoulement**. En écoulement turbulent, les anomalies thermiques liées aux injections s'accordent à la théorie de la conservation de masse et d'énergie et de mélange parfait des eaux proposée par Selker et al. (2006b). En revanche, à débit d'injection équivalent, les anomalies thermiques mesurées en écoulement laminaire sont plus faibles que celles observées et simulées en régime turbulent.

Cette différence de comportement entre les deux régimes d'écoulement pourrait être due au mélange imparfait des eaux. Toutefois, le mélange des eaux s'est avéré satisfaisant au cours des expériences (voir section 3.3). Et les simulations étant unidimensionnelles, elles présupposent un mélange parfait pour fonctionner. C'est donc la seconde hypothèse qui est retenue, à savoir une conservation de la masse et de l'énergie qui n'est pas tout à fait respectée. De fait, l'atténuation des anomalies thermiques en régime laminaire peut être due à une dissipation de la chaleur lors de l'injection quand le tirant d'eau est anormalement élevé. En effet, les expériences et simulations ont été menées avec un tirant d'eau minimum de 20cm, imposé à l'aval par un déversoir. Sans ce dernier, le tirant d'eau dans le canal en écoulement laminaire ne devrait pas dépasser quelques centimètres contre une dizaine ou plus en écoulement turbulent. Il s'agit en quelque sorte d'un apport artificiel de volume (tirant à 20cm au lieu d'1 ou 2cm) pour une quantité fixe d'énergie, d'où une anomalie plus faible. De plus, un léger phénomène de dispersion de l'anomalie vers l'amont a également été constaté durant les expériences et les simulations, contribuant à soustraire encore une partie du volume injecté à la mesure. En cas de mesures dans un petit cours d'eau à faible débit et présentant un embâcle ou une mouille, ce phénomène peut potentiellement mener à une sous-estimation des flux souterrains.

Outre cette non-conservation de la masse, les **mesures en écoulement laminaire** se sont également révélées très **sensibles aux apports d'énergie par l'atmosphère**. En temps normal, en raison de la vitesse d'écoulement et d'une courte longueur de mesure (quelques mètres), cet apport est trop faible pour impacter les anomalies thermiques. Toutefois, si le contraste thermique entre eau injectée et eau du canal est trop faible (=  $0,5^{\circ}$ C dans cet exemple), très peu d'énergie est apporté au canal par l'injection. Comparativement l'apport d'énergie solaire apparaît alors très important ; d'autant plus important que les faibles vitesses d'écoulement en régime laminaire laissent l'eau exposée au rayonnement solaire plus longtemps. A l'inverse du cas précédent donc, si la température de l'eau de la nappe est très proche de celle de la rivière et si aucune correction du flux radiatif n'est faite, les anomalies thermiques mesurées **peuvent mener à une surestimation des flux souterrains**.

Les résultats obtenus devraient être validés à plus grande échelle. La différence entre les distances de mélange entre les régimes turbulent et laminaire rend la localisation des anomalies thermiques plus complexe, d'où la nécessité d'une acquisition en continu sur de longues distances. Il convient en effet d'être vigilant sur la présence d'embâcles qui pourrait dissiper en partie les exfiltrations de la nappe. De même, les flux d'énergie dus aux radiations solaires peuvent s'avérer non négligeables en cas de faible contraste thermique entre nappe et cours d'eau ou de faible tirant d'eau. Des études supplémentaires pourraient être menées pour déterminer si un effet de dissipation peut exister pour des flux turbulents. De même, mener d'autres expériences en écoulement laminaire sans imposition du tirant d'eau à l'aval permettrait de mieux circonscrire cet effet de dissipation.

En conclusion, cette méthode de quantification reste efficace à condition de bien connaître le milieu dans lequel elle est utilisée. Elle demande malgré tout que les exfiltrations

### Chapitre 3. Effet du régime d'écoulement sur la quantification

de nappe soient **suffisamment importantes pour qu'elles modifient la température du cours d'eau**. Pour une précision de 0,05°C du FO-DTS, ces exfiltrations doivent représenter environ 5% du flux total du cours d'eau pour être détectées avec certitude ; 10% en cas d'écoulement laminaire. La mesure de la température par fibre optique permet-elle de détecter des arrivées diffuses, voire intermittentes, en milieu naturel ? Le cas échéant, est-il possible d'utiliser ces données pour tenter de quantifier les flux souterrains ? Ces deux questions de localisation et de quantification d'exfiltrations de nappe diffuses et intermittentes sont au cœur de la deuxième phase de ces travaux.

Chapitre 4. Cartographie et quantification d'exfiltrations diffuses nappe dans un cours d'eau naturel par mesure distribuée de température par fibre optique

#### Chapitre 4. Cartographie et quantification d'exfiltrations diffuses de nappe

## **4.1.** Introduction

Comme nous l'avons déjà évoqué plus haut, la mesure distribuée de température par fibre optique (FO-DTS) permet de cartographier et quantifier les exfiltrations de nappe en rivière. Cette cartographie se fait généralement de deux façons ; toute deux basées sur le fait que la température de la nappe varie très peu au cours du temps. Une première méthode consiste à choisir une période de fort contraste thermique entre la nappe et l'atmosphère : en été et/ou en fin d'après-midi, les exfiltrations de nappe apparaîtront relativement plus fraîches que le reste de la rivière. En hiver et/ou à l'aurore, les exfiltrations apparaîtront plus chaudes. Cette méthode est assez intuitive, mais présente le désavantage de ne pas distinguer les exfiltrations de nappe des recirculations hyporhéiques. De plus, l'utilisation de la température comme traceur s'avère plus difficile à mettre en œuvre lorsque les contrastes thermiques avec l'atmosphère sont faibles (Sebok et al., 2013; Selker et al., 2006d). La deuxième méthode consiste à directement analyser la variabilité thermique de la rivière sur une période donnée : tout point moins variable que le reste du cours d'eau peut être considéré comme une exfiltration de nappe (Lowry et al., 2007; Moffett et al., 2008). Cette méthode permet de mieux discriminer les exfiltrations de nappe - thermiquement stables - des recirculations hyporhéiques - qui ont une variabilité thermique peu ou prou équivalente au reste de la rivière sur une journée (Collier, 2008). Par conséquent, cette seconde méthode est d'autant plus efficace que les périodes d'analyse sont longues (au moins supérieures à la journée). Toutefois des exfiltrations très ponctuelles dans le temps peuvent être observées en dehors de ces périodes, par exemple lors de la transition entre basses eaux et hautes eaux.

La quantification des exfiltrations souterraines par fibre optique repose elle aussi sur deux principales méthodes. La première propose de disposer les câbles de fibre optique autour d'un axe et créer ainsi des cannes thermométriques capables de suivre les flux dans le sédiment avec une précision de quelques millimètres (Briggs et al., 2012b). Cette méthode s'appuie sur la résolution de l'équation de la chaleur pour prédire la vitesse du flux d'eau vertical (Gordon et al., 2012; Stallman, 1965) dans la zone hyporhéique. De par sa configuration, cette méthode impose des mesures localisées et demande de connaître préalablement l'emplacement des exfiltrations, mais elle peut donner de très bons résultats. Rosenberry et al. (2016) ont ainsi utilisé une variante de la méthode en localisant des exfiltrations de nappe par fibre optique, pour ensuite mesurer la vitesse d'exfiltration en utilisant les profils de température mesurés via des cannes thermométriques. Les vitesses estimées ont été comparées à des mesures directes par compteurs d'exfiltrations pour un  $R^2 = 0.96$ . La méthode a toutefois été utilisé sur des zones d'exfiltrations très concentrées (jusqu'à 5% du débit total) et sur de courtes périodes (quelques jours). La seconde méthode, déjà décrite et discutée dans les chapitres précédents, repose sur les travaux de Selker et al. (2006a). Basée sur la conservation de la masse et de l'énergie, elle permet de quantifier les exfiltrations de nappe le long d'un câble déployé sur le lit d'un cours d'eau. Toutefois, cette méthode de quantification n'est utilisable que si les exfiltrations sont assez importantes (>2% du débit total) pour modifier localement la température du cours d'eau (Lauer et al., 2013). Il en va d'ailleurs de même pour leur cartographie évoquée précédemment). Or, dans la plupart des cours d'eau, les exfiltrations de nappe sont généralement très faibles et/ou diffuses : dans ces conditions, le signal thermique de l'eau de la nappe peut être complètement dissipé par l'écoulement dans le cours d'eau et ne pas être détecté.

Les travaux présentés dans ce chapitre ont donc eu pour objectif de parvenir à caractériser sur une longue durée et avec une grande résolution spatiale des exfiltrations de nappe de faible importance dans un petit cours d'eau naturel. Ce travail s'appuie sur des mesures distribuées de température par fibre optique (FO-DTS) durant onze mois hydrologique. Les mesures de terrain ont été réalisées entre Juillet 2016 et Juin 2017 sur le site d'observation environnementale de la Zone Atelier Armorique (ZAAr), un des sites du réseau

#### Chapitre 4. Cartographie et quantification d'exfiltrations diffuses de nappe

international de recherche à long-terme en socio-écologie (LTSER) (Thomas et al., 2016a; Thomas et al., 2019; Thomas et al., 2016b). Les travaux réalisés pour la caractérisation des exfiltrations de nappe en milieu naturel ont mené à la rédaction de deux articles scientifiques (en préparation) consacrés respectivement à la cartographie des exfiltrations diffuses de nappe et à la quantification des flux entre la zone hyporhéique et le cours d'eau.

La première partie de ce chapitre présente une méthode permettant de cartographier à chaque pas de temps et durant onze mois les exfiltrations de nappe le long d'un bief de 614m. Basés sur l'étude du contraste thermique entre les sédiments de la zone hyporhéique et l'atmosphère, ces travaux sont présentés dans la section 4.2.

La deuxième partie de ce chapitre est tournée vers la quantification d'exfiltrations intermittentes de nappe. Les résultats qui y sont présentés ont été obtenus en couplant la résolution spatio-temporelle du FO-DTS et les profils thermiques dans le sédiment (0-115cm de profondeur) pour calculer les flux verticaux tout au long du bief. Ces résultats sont présentés dans la section 4.4.

Une troisième partie présentant des résultats complémentaires est consacrée à une analyse spatio-temporelle des données sur toute l'année de mesures. Les résultats obtenus permettent de mieux comprendre le fonctionnement du site et offrent des compléments aux synthèses présentées dans les articles.

## **PARTIE I :**

## Cartographie spatio-temporelle des exfiltrations diffuses et intermittentes de nappe

4.2. Characterization of diffuse groundwater inflows heterogeneities based on fiber optic distributed temperature sensing. Part I: Spatial and temporal mapping framework reveals heterogeneous an intermittent inflows along the stream

## LE LAY H., THOMAS Z., ROUAULT F. and MOATAR F.

In preparation for submission in Journal of Hydrology

## Abstract

Over the last ten years, Fiber Optic Distributed Temperature Sensing (FO-DTS) has been used in hydrology to characterize groundwater-stream water exchanges. As groundwater temperature is less variable than the rest of the stream, groundwater inflows mapping into streams is usually based on the characterization of locations with low standard deviation variations. However, to properly discriminate groundwater inflows from hyporheic recirculation, the time period has to be at least a day-long. In this case, or with even more extensive periods of time (e.g. a few months or a year), punctual changes in the groundwater inflow dynamics can be lost. In this study, we developed a framework using the thermal contrast with the atmosphere and reference points in the stream which allows us to characterize both the spatial heterogeneity of these inflows and their temporal evolution. Thus, the study highlighted the importance of the streambed topography: riffles and perched reaches displayed much less inflows than pools. Additionally, the spatial coverage of groundwater inflows was found higher during high flow period in some locations. In this last case, the usual standard deviation approach located the same inflows but underestimated their coverage because of its integration over the whole year.

## Introduction

Groundwater inflows into a stream plays an important role in its ecological balance with chemical contributions driving the water quality (Cox et al., 2007; Dybkjaer et al., 2012; Ebersole et al., 2003a; Fernald et al., 2006; Gaynor et al., 1995; Vidon et al., 2010b), as support to the baseflow (Bucak et al., 2017; Freeze, 1972; Hester and Gooseff, 2010; Kunkle, 1965; Nathan and McMahon, 1990; Wittenberg, 1999), or even refuges for the fauna (Alexander and Caissie, 2003; Dugdale et al., 2013; Dugdale et al., 2015; Ebersole et al., 2003b; Ficke et al., 2007; Hester and Doyle, 2011; Hillyard and Keeley, 2012; Lane et al., 2007a; Lisi et al., 2013; Magoulick and Kobza, 2003). Locating such inflows is thus of great interest for river management and ecological restoration (Baattrup-Pedersen et al., 2013; Bayley, 1991; Brown et al., 2018; Kurth et al., 2015). Nevertheless, groundwater inflows are usually driven by a number of parameters such as hydraulic head gradients, multi-scale geomorphology and hydraulic conductivity of the hyporheic sediments (Burkholder et al., 2008; Fox et al., 2016; Genereux et al., 2008; Hester et al., 2009; Matheswaran et al., 2015; Mutz and Rohde, 2003; Wawrzyniak et al., 2016; Winter, 1995). With groundwater inflows necessary spatially heterogeneous and changing in time, locating them appears challenging.

Many methods allow to map groundwater exfiltration zones in river (Kalbus et al., 2006). Some methods use a direct approach such as discharge measurements in successive cross-sections (e.g. differential gauging) to determine gains and losses along a reach. Others use natural markers of exfiltration such as specific biological communities (Griebler and Lueders, 2009; Iribar et al., 2008; Malard and Hervant, 1999). Nevertheless, the most part usually use different tracers. For instance, many studies monitored radon concentrations or stable isotopes ratios to detect groundwater inflows to the river (Frei and Gilfedder, 2015; Genereux et al., 1993; Mullinger et al., 2009). Among other possible tracers (e.g. ions, contaminants, etc.), heat has been recognized as reliable to qualify groundwater-surface water exchanges (Anderson, 2005; Constantz, 1998). Most of the methods using temperature were based on punctual measurements in the stream, along thermal lances or in piezometers (Winslow, 1962). However, all have a limited spatial range: it did not allow to map the heterogeneity of stream-groundwater interactions – nor their possible temporal intermittency – with enough resolution. Only the recent development of airborne thermal infrared imagery (TIR) and Fiber Optic Distributed Temperature Sensing (FO-DTS) allowed for a good spatial coverage of stream thermal heterogeneities. TIR is an indirect technique that measures the stream surface temperature only (Lalot et al., 2015; Wawrzyniak et al., 2012). It offers a better spatial range but is less accurate and lacks temporal resolution when compared to FO-DTS (Hare et al., 2015).

Fiber-optic distributed temperature sensors use a laser impulse down a fiber-optic to infer temperature along the fiber. The measured ratio between temperature-dependent Raman backscattered signal (anti-Stokes) and temperature-independent Raman signal (Stokes) gives temperature while the timing of this backscattered signal return gives its location. This technique affords direct measurements every 0.25m along a few kilometers-long cable, with a accuracy down to 0.01°C depending on the brand, set-up and configuration chosen (Hausner et al., 2011; Tyler et al., 2009). The spatial resolution and accuracy of FO-DTS can be used to map groundwater inflows, more thermally stable over time than stream water. Indeed, the stream temperature is usually more influenced by the atmosphere (Benyahya et al., 2012; Caissie, 2006; Evans et al., 1998): in case of groundwater inflows, the temperature of the concerned point will be less variable over time. A simple standard deviation over a given period of time is usually enough to discriminate stream points influenced by groundwater inflows (low SD) from points that are not (higher SD). However, this method can be problematic in case of intermittent inflows such as during short high water episodes, droughts, floods, etc. The time period chosen to calculate the thermal variability can obviously be adapted to answer such episodes but it still requires at least a day-long period to properly discriminate groundwater and hyporheic recirculation (Collier, 2008). Thus, potential changes in groundwater inflows dynamics could be hidden by transitional periods (e.g. beginning of high flows).

The present study suggests a framework to map groundwater inflows at each time-step using the thermal contrast between FO-DTS measurements in the hyporheic zone and the atmosphere. This attempt to characterize the spatio-temporal heterogeneity of groundwater inflows. Our framework was tested in a second-order stream, we then discuss its potentialities and limits.

## **Methods**

#### Study site

We performed our study in an area located in north-east Brittany, France, called Zone Atelier Armorique (ZAAr). The ZAAr is part of the International Long-Term Socio-Ecological Research network LTSER (www.lter-europe.net). Measurements were made along a 614m long reach, including the confluence of with a small stream (Figure 1). The main stream, the Petit *Hermitage*, is a second order river (Strahler, 1957) that drains a 16 km<sup>2</sup> subcatchment and flows from south to north. Only the last hundreds meters were monitored until its confluence with its last tributary, the Vilqué (Figure 1c) which is a first order stream draining an adjacent 2.34 km<sup>2</sup> catchment with a similar flow direction. The northern part of the area, where the monitoring took place, lies upon schist bedrock and loess. The southern part of the ZAAr, where the Petit Hermitage takes its source, lies upon granodiorite and altered hornfels. The whole area is overhung by a weathered zone considered as the main unconfined aquifer of the area (Jaunat et al., 2012; Lachassagne et al., 2011). The soil and land use characteristics reflects on this northsouth dichotomy: upstream soils (south) are characterized by a mix of silica sand and altered schist with forests. Downstream soils (north, monitored reach) are mainly eolian and alluvial silts with wetlands, agricultural fields and meadows. The streambed is therefore a mix between silts and deposits of organic matter, with sand coming from upstream. The climate in the region is oceanic with an annual precipitation of 965mm and atmospheric temperatures generally ranging from 0°C to 25°C, with some exceptional events below zeros or above 30°C.

Previous studies offered good insight of the area (Thomas et al., 2019; Thomas et al., 2016b) as results of long-term measurements were already available (e.g. soil moisture, piezometers, weather station, water quality, stream discharge and thermal dataloggers). In addition, the site was found susceptible to display disperse groundwater inflows (Kolbe et al., 2016). The upstream monitored reach consists in a heavily monitored hillslope including a large wetland (Fig. 1). The middle area is dominated by a little wood followed by a meadow. The confluence which takes place in a woody wetland called swamp. From this landuse typology, four sub-reaches were defined namely wetland, wood, meadow and swamp. Previous work found the *Vilqué* tributary highly influenced by groundwater all year long, although not very accessible for direct measurements.



the site along with gauging stations (green points). Sub-reaches with different geomorphologies were defined (dashed lines): wetland, wood,

meadow and swamp.

Figure 2 presents the transversal profile of the site in the upstream sub-reach (wetland) and the longitudinal elevation of the Petit Hermitage streambed measured by a theodolite (Leica) approximately every 4m. The four successive sub-reaches are also presented in Fig. 2b. Thus, the most upstream part of the main stream, called "wetland", shows a very little elevation variation with little pools of a few centimeters. However, the overall slope of this wetland reach is about 2.4‰ when the rest of the stream shows a slope of 0.08‰. This trait is due to an ancient deviation of the stream during the 19<sup>th</sup> century and the 1950's that resulted in a perched streambed in this reach (Fig. 2a). Despite high banks level (around 50-80cm above streambed) and lots of bulrush, it was considered as relatively sunny compared to the next sections. Indeed, the second reach section, called "wood", is much more forested with willows and bushes. It is also a wetland, but with more pronounced meandering and a clear succession of riffles and deep pools (40 to 50cm variability). The following meadow section is straighter with the left bank occupied by sheep stock. It is partly shaded due to bushes on the right bank, a narrower streambed and trees in the last third, but sun can still hit the water surface at noon or in summer in some locations. A bridge strides over it in the last third. The last reach, the "swamp" is the last part of the stream, right after the confluence with the Vilqué tributary. It is similar to the "wood" section with smaller willows and bushes. The main differences lie with more pronounced meanders and bigger (even if less regular) pools. The banks are also slightly lower than upstream sections (40cm compared to 50-80cm), so groundwater is outcropping during high water periods and the soil remains wet during most of the year. The most downstream part of this segment was not accessible during the topography campaign due to fallen trees; hence a shortened linear compared to the 614m long thermal data from the FO-DTS cable.



**Figure 2.** (a) Transversal profile of the hillslope adjacent to the wetland sub-reach and (b) longitudinal profile of the streambed of the Petit Hermitage. The streambed elevation was measured every 4m, in the center of the streambed. The land use, the global exposition to the sun and the gauging stations location (green circles) are also indicated. Elevations are expressed in meter above sea level (m.a.s.l).

#### Piezometry and differential gauging

Large scale groundwater movements and potential periods of losing and/or gaining stream (Constantz, 2008) were determined by using the already existing network of piezometers and gauging stations (Fig. 1). The depth of these piezometers varies from 15m on the hillslope to 4.5m near the stream, in the wetland. The groundwater level was monitored by HOBO mini-Divers sensor, with an accuracy of  $\pm 0.5$  cm and a 5 min time-step. Note that only the piezometer of 15m depth, located in the crest of the hillslope was used on this study (Fig. 1 and 2a - blue lozenge) to simplify interpretation by providing only the general hydraulic gradient with the stream. Stream water stages were monitored using OTT Opheus sensors, with identical accuracy ( $\pm 0.5$ cm) and time-step (5min) at two gauging stations (Fig.1 and 2 - green circles). Approximately every two months, discharge measurements were achieved at each gauging station using salt dilution method (Calkins and Dunne, 1970). The resulting discharges were used to refine pre-existing rating curves and, thus, infer streams discharge chronicles based on water level measurements at each gauging station. These discharges (L s<sup>-1</sup>) have been converted into specific flow rates  $Q_s$  (L s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup>) by dividing it by their respective drained areas. These specific discharges have been used to compare the relative groundwater contribution over time at these points. Groundwater and stream water levels (GWL and SWL) were expressed in meters above sea level (m.a.s.l) for inter-comparison purpose.

#### Temperature measurements

The location of groundwater inflows in the stream were collected using a Silixa Ltd distributed temperature sensor (Ultima XT-DTS<sup>TM</sup> model) with a dual-ended duplexed configuration (van de Giesen et al., 2012), 40min time integration and 0.25m spatial sampling. The fiber optic cable was a 4mm wide Brussens cable (Brugg, Switzerland) protected by stainless steel armoring and polyamide. Short sections of the cable (20-30m) were coiled in two water baths for calibration purpose (Hausner et al., 2011). A cold bath was managed inside a fridge and a warm insulated and heated bath; both were kept thermally homogeneous with bubblers and monitored with RBRsolo temperature loggers with an accuracy of 0.002°C. The data calibration was done following van de Giesen et al. (2012) and using the temperature of reference in the baths. Due to power unavailability at the end of the cable and no validation bath was set. A comparison was done between FO-DTS and a temperature measurement from thermal lance from Umwelt-und Ingenieurtechnik (UIT) GmbH, Germany to broadly assess measurements accuracy. The FO-DTS cable near the UIT lance was found uncovered most of the year so the comparison was done with the UIT sensor set in the stream water (z = +5cm). The UIT accuracy was estimated at 0.1°C (manufacturer values). Measurements accuracy criteria are presented in Table 1.

	Mean Bias (°C)	RMSE (°C)
Cold Bath	0.016	0.022
Warm Bath	0.016	0.017
Stream water	0.15	0.18

**Table 1.** Mean Bias and RMSE on the fiber optic temperature measurements after van de Giesen et al. (2012). Since no validation bath could be deployed, three sections were used here: the calibration baths and the farthest sections of the cable with a close independent temperature probe (UIT lance: depth = +5cm; uncertainty =  $0.1^{\circ}$ C).

The cable was a kilometer long, even though only 614m were effectively put in the stream. We installed it in the thalweg and, when possible, in the middle of the stream, where the hydraulic conductivity is likely to be the highest (Genereux et al., 2008). The cable was buried in the streambed sediment, approximately at 3cm below the surface. We did so to prevent hypothetical groundwater inflows to be washed away by the stream water and thus to go undetected by a more superficial cable (Krause et al., 2012; Lowry et al., 2007). This allowed to keep the cable in place too. Nevertheless, during the yearlong monitoring, the cable was sometimes found uncovered in a few locations 1). Also, the streambed sometimes diverted from its original location, leading the cable to the sandbanks. The temperature data from the FO-DTS was named  $T_{sed}$  as it is, strictly speaking, set in the shallow part of the sediments. The air temperature  $T_{air}$  was obtained by averaging the temperature found along a 100m long segment of fiber optic cable near the stream (far-right straight part on Fig. 1). Protected from direct sun radiation by trees and its northern orientation, it was also suspended on a fence to prevent any contact with the ground.

#### Data post-processing: framework for spatio-temporal mapping groundwater inflows

We based our framework over the following hypothesis: the stream water temperature  $T_{sw}$  is supposed to vary between the air  $T_{air}$  and the groundwater  $T_{gw}$  temperature. Indeed, Evans et al. (1998) stated that over 80% of total thermal exchanges in a river occurred at the air-water interface. On the other hand, Caissie (2006) demonstrated that the groundwater, with approximately 15% of the total energy exchanges, tends to buffer the atmospheric influence on stream temperature. Therefore,  $T_{sw}$  is supposed to be closer to  $T_{air}$  than  $T_{gw}$  no matter the season or the hour, but it will be less close to  $T_{air}$  in case of strong groundwater inflows. The second hypothesis was to consider  $T_{sed}$  (obtained with FO-DTS) as similar to  $T_{sw}$  in order to have continuous information along the stream. Therefore, combining the two hypothesis, the first step to potentially detect groundwater inflows would be to study the thermal difference between  $T_{sed}$  and  $T_{air}$  on each point and at each time-step:

$$dT_{sed-air(t,i)} = T_{sed(t,i)} - T_{air(t)}$$
(1)

where *i* is a given point along the fiber optic cable and *t* is the time-step concerned.

Figure 3 illustrates the theory underlying our framework using  $dT_{sed-air}$ . Figure 3a shows a hypothetical diurnal cycle of the air temperature (red line) as opposed to the thermal dynamic of the groundwater (purple). For convenience, the groundwater temperature is supposed perfectly constant here. The conceptual presentation of this theory highlights the effects of the two main compartments i.e. groundwater  $(T_{gw})$  and atmosphere  $(T_{air})$  on shallow sediments temperature (T<sub>sed</sub>). Namely T<sub>sed(ATMO)</sub> is mainly influenced by the atmosphere (continuous blue lines), and T<sub>sed(GW)</sub> depends on the groundwater effect (dotted blue line) (Fig. 3a). A slight dephasing is visible between  $T_{air}$  and  $T_{sed}$  because it usually takes time for the sediments to equilibrate with air temperature. Thus, key periods are represented with clear differences between  $T_{air}$  and  $T_{gw}$  in the morning when  $T_{air} < T_{gw}$  (cyan panel) and in the evening when  $T_{air} > T_{gw}$  (red panel). During these periods,  $T_{sed(ATMO)}$  and  $T_{sed(GW)}$  -varies indeed between  $T_{air}$ and  $T_{gw}$  (Fig.3a). However, shorter transition periods when  $T_{air}$  pass below or above  $T_{gw}$  exist too. Labelled as midnight (grey panel) and noon (yellow panel), these periods see  $T_{sed}$  outside the range of  $T_{air}$  and  $T_{gw}$  because of the dephasing already discussed. Finally, note that hours and names granted to these periods, as well as the general dynamic of  $T_{air}$ , are only illustrative:  $T_{air}$  obviously depends on the latitude, climate, geomorphology and season considered.





Figure 3b displays a hypothetical  $dT_{sed-air}$  over a 40m long reach for evening and morning periods with a groundwater inflow between 15 and 25m. This graph is set for periods with clear and stable differences between  $T_{air}$  and  $T_{gw}$ . Our initial assumption is illustrated here:  $dT_{sed-air}$  amplitude is always greater with the influence of groundwater, no matter if  $T_{air}$  is inferior or superior to  $T_{gw}$ . For high water period, the amplitudes are even greater. Because the additional water volume in high waters has more thermal inertia, it requires much more energy to increase in temperature: the atmosphere is less efficient to influence its temperature to the stream. Figure 3c displays the same hypothetical  $dT_{sed-air}$  along the same hypothetical reach with groundwater inflow but during the short periods when  $T_{air}$  just pass below or above  $T_{gw}$ (midnight and noon in Fig. 3a). Here, the relation linking  $dT_{sed-air}$  to groundwater inflow reverses:  $dT_{sed-air}$  is less ample in case of groundwater influence. This is due to the thermal dephasing between the sediment and the atmosphere as illustrated in Figure 3a. In order to get rid of this inversion of  $dT_{sed-air}$ , the signal was centered on a reference point assumed to be out of groundwater influence. Additionally, since the information we seek (influence of groundwater) is linked to the signal amplitude, and not its sign, we extract the absolute value for clarity:

$$diffT_{sed-air(t,i)} = \left| dT_{sed-air(t,i)} - \min(dT_{sed-air(t,ref)}) \right| \quad (2)$$

Where  $dT_{sed-air(t,ref)}$  is the difference between  $T_{air}$  and  $T_{sed}$  at a given time-step t in a reference portion with no groundwater inflow. Over the whole portion, only the point with minimal value (closest to  $T_{air}$ ) was selected for the centering. Obviously, this centering should be done in stream reaches of equivalent sun exposition, water stage and overall flow rate (no tributary) since those parameters could greatly modulate the influence of  $T_{air}$  (Benyahya et al., 2012; Caissie, 2006; Hebert et al., 2011; Maheu et al., 2014). Special care should be addressed in case of streams such as ours with clear water and shallow water as direct sunlight can hinder the FO-DTS measurements (Neilson et al., 2010). Ultimately, there were three prerequisites to successfully use this method: (i) determine reaches of similar geomorphology, (ii) effectively assess reference points for each reach, (iii) determine a threshold beyond which a  $diffT_{sed-air}$  can be attributed to groundwater inflow.

The reaches were determined empirically based on the overall sun exposition (shading and orientation) and the presence of a tributary or not. Thus appeared four sub-reaches close to those already described in Figure 1 and 2:

- (i) The **wetlan**d itself with a pretty straight direction, shallow flow and almost no high riparian vegetation.
- (ii) The **wood and upstream part of the meadow** with more pronounced meandering, an alternation of riffles and pools and very high trees or banks.
- (iii) The **downstream part of the meadow** (integrating the bridge and the segment after), very shaded with low trees and large streambed.
- (iv) The **swamp** beyond the confluence with the *Vilqué*: always shaded with higher trees, larger meanders, deeper flow with alternation of riffle and pools.

The reference points were determined based on the  $diffT_{sed-air}$  dynamics. According to our framework and hypothesis, points only influenced by the atmosphere should have the minimum values (exceptions would be parts of the cable outside the stream and with a  $dT_{sed-air} \approx 0^{\circ}$ C). First, for each reach, small fiber optic segments with very low  $dT_{sed-air}$  – suggesting a strong atmospheric influence – were selected. These reference segments were preferentially chosen upstream of each reach. Then, each potential reference segment was manually analyzed over time to exclude points accidentally exposed to the atmosphere. Finally, for each reach and
each time-step t, the minimum value of  $dT_{sed-air}$  was selected and used to center and normalize the data (Eq. 4).

Once centered to their respective reference, the data from each sub-reach became intercomparable. Small fluctuations in  $diffT_{sed-air}$  subsist, they could be related to a buffering effect due to different water stages (riffle, pool) or different depths in the sediment. In order to automatically select locations most likely due to groundwater inflows and not just a buffering effect, a simple threshold was applied. The mean value of  $diffT_{sed-air}$  along the monitored reach was calculated for each time-step: any points with values over it were potentially considered as anomalies due to groundwater inflows, whereas values below were considered as influenced by air temperature.

## **Results and Discussion**

#### Hydrological processes

Figure 4a shows temporal evolution of specific discharges at the two gauging stations of the main stream as well as the hourly rainfall on site (Fig.1). The period from July 2016 to mid-November 2016 displayed low specific discharges (ranging from  $2.8Ls^{-1}.km^{-2}$  to  $1.2Ls^{-1}.km^{-2}$ ), be it upstream the site Q<sub>s</sub>up (blue) or more downstream in the meadow Qs<sub>down</sub> (red). Despite a few storm events from July 16 to November 16, almost no floods was recorded in the stream and both upstream and downstream discharges remained very similar. A few episodes where Q<sub>s</sub>down went down to Q<sub>s</sub>up were observed on August and September 2016), indicating possible losses along the reach. However, the reality of such events is hard to assess because of the uncertainty of our gauging measurements. This period from July 2016 to mid-November was qualified of low flow period.

Inversely, the period running from late-November 2016 to June 2017 showed much more pronounced floods correlated with longer rainfalls. Note that no rainfalls were recorded in Fall while floods appeared in the stream. This was due to a malfunction of the weather station. During this period, measurements displayed specific discharges up to  $20Ls^{-1}.km^{-2}$  in December and differences between upstream and downstream appeared. Exception be made of storm events when Q<sub>s</sub>down showed higher discharge, it also displayed higher discharges even during periods with no rain, after the recession limb (Fig. 4a). For instance, the difference was approximately of  $0.8Ls^{-1}.km^{-2}$  in early-January and  $1.6Ls^{-1}.km^{-2}$  later in the month. It went up to  $3Ls^{-1}.km^{-2}$  in early-March and probably even more later in the season even though successive storm events made the estimation of the baseflow hazardous. In April and May, even if Q<sub>s</sub>down showed higher discharge, the difference was reduced with time. To the point that the two specific discharges were similar in late-May ( $2.6Ls^{-1}.km^{-2}$ ). Nevertheless, these higher specific discharges downstream, when no runoff was recorded, tended to indicate a gaining reach from at least December to March. The period from late-November to May, with successive floods and an overall increase of the baseflow was qualified of high flow.

Figure 4b shows groundwater level dynamic (black line) and the stream water level upstream the monitored reach (Fig. 1). Groundwater discharge period appears synchronized with the low flow period already described above: with a decrease of the groundwater level going from almost 13m above sea level (m.a.s.l) down to 11.3 m.a.s.l. in mid-November. During this period, the stream water level remained around 12.7m.a.s.l. The beginning of the recharge was also simultaneous with the beginning of the high flow, in late-November. However, it is interesting to highlight that the groundwater level remained lower than the stream until February (12.8m.a.s.l.). This behavior appeared quite unusual given our knowledge of the site: the groundwater is usually higher than the stream as soon as December. This odd recharge period was attributed to an exceptionally dry year for the area. The fact that the streambed have

been heavily modified with a net raising of its altitude (Fig. 2) might partly explained why the stream level remained higher for so long. In the end, the upstream part of the site displayed positive hydraulic gradient (groundwater level higher than stream level) only from February to May 2017. The absence of piezometric measurements downstream does not allow for a certain statement for the rest of the stream even though it was most likely the case.



#### Evolution of groundwater inflows over time and space

As shown before, hydraulic and geomorphological data provided good hindsight on the hydrological processes at stake. During the low flow period, the stream was experiencing losses, most likely in its upstream sub-reach (wetland). In high flows and between storm events (e.g. in early-January 2017), the difference between two gauging stations revealed a net discharge gain, indicating groundwater inflows. However, such information only allowed for broad estimations. In order to refine the characterization of groundwater inflows, distributed thermal data was acquired along the four contiguous sub-reaches of the *Petit Hermitage*. Figures 5 and 6 present the steps carried out for our framework application aiming to locate inflows along the reach and at each time-step as exposed in Methods.

Figure 5a displays the evolution of the shallow sediment temperature  $T_{sed}$  (depth = 3cm) for the whole year along 614m of the *Petit Hermitage* stream. White bands show missed data for periods when the system shut down because of a broken cable or power shortages. The vertical plot on the right shows the groundwater ( $T_{gw}$ ) and air ( $T_{air}$ ) temperature. It states that the period of low flow between July and October 2016 shows higher air temperatures  $T_{air}$  than groundwater temperature  $T_{gw}$ . Consequently, the sediment temperature  $T_{sed}$  in the stream was relatively warm (Fig. 5a). During high flow period, the  $dT_{gw-air}$  is positive, evidence of the colder seasons of fall and winter. The overall temperature in the sediment followed and cooled down to reach minima in the end of January. Finally, with spring,  $T_{sed}$  warmed up a little again. Despite this general behavior relatively well correlated with  $T_{air}$ , some locations in the stream reacted differently over time. For instance, a few strips are visible around 230m (Wood) and bigger ones around 475m (Swamp). These small sections or points behaved in such a way that, during warm periods, they appeared cooler and, during relatively cold periods, they appeared warmer than the rest of the stream.

Calculated from equation (2),  $dT_{sed-air}$  displayed in Figure 5b shows not only atypical locations, with thermal anomalies, but also periods during which the whole stream drift from  $T_{air}$ . Overall, during the whole year and based only on  $dT_{sed-air}$ , the points already outlined by Figure 5a stood out too. However, some locations showed a very small variability:  $dT_{sed-air}$  at at 62m, 350m, 395m and 460m locations remained globally stable and very close to zero all year long. Those were considered as emerged cable sections, incidentally closer to  $T_{air}$  (Fig. 2b), and were thus considered as artefacts. From a temporal point of view, the variability increased when  $T_{air}$  was close to  $T_{gw}$ : periods like September to November 2016 and March to May 2017 show  $dT_{sed-air}$  shifting between negative and positive values, more or less quickly. Notably, during the period of transition between low and high flow (December to February),  $dT_{sed-air}$  displayed high values simultaneously with high  $dT_{gw-air}$ . This alternation of  $dT_{sed-air}$  illustrated the effect of a quickly changing  $T_{air}$  coupled to the dephasing presented in Figure 3. This making the interpretation more difficult, a correction was needed in order to properly discriminate groundwater inflows from climatic artefacts.



Chapitre 4. Partie I. Cartographie d'exfiltrations diffuses de nappe



Figure 6a displays an example of data normalization included in our framework. Each sub-reach was assigned his own reference segment (grey vertical lines). The centered diffT<sub>sed</sub>air (black line) was thus obtained from  $dT_{sed-air}$  (red line) following equation (3). Each point whose centered value  $diffT_{sed-air}$  found above the threshold calculated from the mean value (blue line) was considered as groundwater inflows. This method was applied to each time-step and allowed to map the temporal evolution of groundwater inflows along the reach (Figure 6b). Vertical white strips stands for locations where the fiber was found uncovered many times. Data from those locations were removed to avoid misinterpretation. What was interpreted as anomalies (potentially due to groundwater inflows) are in yellow and points without inflows are in deep blue. Figure 6b reveals great heterogeneities over time and space along the Petit Hermitage. First were the stream points free from groundwater inflows: sub-reaches such as the upstream wetland [0-180m], the end of the wood [290-380m], the meadow [380-450m] and a short segment in the swamp [500-540m]. The absence of thermal anomalies in the wetland is most likely due to its high streambed leading to a perched stream (Fig. 2a): as exposed previously (Fig. 4b), the upstream zone was probably a losing sub-reach. The streambed elevation of the wood sub-reach shows a quick succession of riffles (Fig. 2). We hypothesized that the relative elevation of this stream segment preserved it from groundwater inflows. The same hypothesis could be usable for the swamp sub-reach: two clear riffles existed between each locations 500 and 550m. The meadow, inversely, was more heterogeneous: globally free of inflows during low flow (July to December), clear inflows appeared in January until June 2017. The seasonal effect was clearly observed for the swamp: groundwater flow paths were mobilized during high flow periods. And the remaining points always free of inflows [370-400m] could also be linked to high riffles (Fig. 2).

As regards to the inflows themselves, different patterns appeared. We observed an intermettency of thermal anomalies in the meadow while the swamp sub-reach displayed constant inflows over the year. Thus, some inflows were observed all the time, e.g. two stable inflows at 25m and 85m in the upstream sub-reach (wetland). Apparently unrelated to the streambed topography, this could be due to deep groundwater flow paths from the other side of the stream. Indeed, the right bank is much steeper and the hill is much closer to the stream: it is possible that the groundwater level here (right bank) was superior to the one measured in the hillslope of the left bank (Fig. 4b). The hypothesis of distant groundwater flow path is also supported by the position of the cable in the thalweg, more susceptible to intercept this kind of deep circulations (Kolbe et al., 2016; Toth, 1963). Identically, constant inflows were detected in the woody sub-reach [100-280m]. However, the spatio-temporal evolution of thermal anomalies along this sub-reach could not be linked to any parameters other than the relative low elevation [210-260m] or the proximity to the hill and the natural streambed [100-200m]. A seasonal effect starting in November 2016 might be at work on [150-250m]. Finally, the swamp section after the confluence [460-614m] was mostly dominated by inflows all year long. The especially clear inflow signal on [460-500m] could be related to the deepest pool recorded on site (Fig. 4).



116





The thermal anomalies mapped using our framework were considered as very likely groundwater inflows for the most part. Indeed, Figure 7 compares the results obtained from our framework (grey zones) with the annual standard deviation of the sediment temperature  $T_{sed}$ (black line). Grey zones were based on points displaying inflows more than half the year. The small standard deviations observed at some points are commonly associated with likely groundwater inflows. Figure 7 shows that, for the most part, locations considered as inflows from our framework were pretty consistent with very small standard deviation. However, the spatial coverage of some inflows obtained in Figure 7 is found reduced when compared to Figure 6b at some periods (e.g. [310-460m] during high flow). In addition, other arguments suggest the groundwater inflow theory. Indeed, there was a good correlation between the apparition of some anomalies and the beginning of high flow period, especially in the meadow [310-460m]. This was supported by the net gain in discharge highlighted using the differential gauging between Qsup and Qsdown in Figure 4a. Moreover, most of the anomalies were located in pools, where an intersection with the groundwater level was the most likely. The globally permanent and turbulent flow all year long was considered enough to prevent a thermal stratification that could have also explained such differences in pools (Matthews et al., 1994; Nielsen et al., 1994; Webb and Walling, 1997). In addition, the downstream section beyond 460m is a swamp-like section. As such, banks and the surroundings were found flooded or very wet for most of the year, indicating a likely positive hydraulic gradient from groundwater to river. This might explain the dense anomalies detected there (with the noticeable exception of the shallowest parts).

Despite these indirect evidences, we are aware that the nature of these thermal anomalies can be discussed further. For instance, Norman and Cardenas (2014) proved that some anomalies could be caused by hyporheic flow recirculation instead of groundwater inflows. A cable buried deeper in the sediment might cause a dephasing with the atmospheric signal too. Note that, however, the overall depth of the cable was not found significantly deeper when removed, except maybe for the deepest pools where estimating the depth was difficult. In some locations between [100-350m], cable sections were found uncovered by movement of the streambed (Sebok et al., 2015) or even tangled with branches and leaves. Nevertheless, those points directly in the stream water, with low *diffTsed-air* (Eq. 2&3), did not behave so differently that they modified the detection threshold (Fig. 6a). Only sections of cable found in the air were significantly differing (*diffTsed-air*  $\approx$  0) and were removed from the data set (white vertical strips in Fig. 5b and 6b).



119

## Conclusion

This study presents a new methodology for spatial and temporal mapping of weak groundwater inflows in a small stream using fiber optic distributed temperature sensing (FO-DTS). We developed a framework based on thermal contrast between shallow sediment and air temperature. This thermal contrast was normalized using reference segments for each subreach. Such methodology allowed spatial heterogeneity and temporal intermittency characterization to map groundwater inflows. Our results highlighted the main temporal scale needed to identify groundwater or atmospheric effect. Diurnal and nocturne patterns of thermal anomaly as well as seasonal variability (high and low water periods) allowed a conceptual framework to interpret thermal anomalies. Also, the importance of the streambed topography: riffles and perched reaches displayed much less inflows than pools. Additionally, in some locations, the spatial coverage of groundwater inflows was found higher during high flow period. In this last case, the usual standard deviation approach located the same inflows but underestimated their coverage because of its integration over the whole year. The inflow mapping method showed a clear distribution of groundwater inflows relevant with previous studies on the same location. However, it is likely that some anomalies interpreted as groundwater inflows were, in fact, due to processes such as hyporheic recirculation or an overbuffering from the sediment. Additional piezometric measurements on site, vertical flow measurements in the hyporheic zone and/or the use of isotopes and chemical tracers could also help to determine involved processes and identify sources and sinks. Even if the method still needs improvements, this study underscored the necessity to take into account patterns and change in groundwater inflows over a large temporal scale. Also, mapping the temporal intermittency allow to improve the accuracy and the identification of biogeochemical and hydrological processes Especially in very heterogeneous streams with geomorphological contrast or heavily anthropized. This might prove useful in domains such as modelling and environmental management that require high spatial resolution and high frequency data.

#### **Aknowledgments**

Authors warmly thank Mr and Mrs Pitois for the shelter and power source they kindly provided during the whole campaign. We also thank all technicians from UMR INRA AGROCAMPUS OUEST SAS who helped us for fiber deployment and field work.

This project was funded by the French Water Agency - Agence de l'Eau Loire Bretagne (Contract N°: 150417801).

## **References**

Alexander, M.D., Caissie, D., 2003. Variability and comparison of hyporheic water temperatures and seepage fluxes in a small Atlantic salmon stream. Ground Water, 41(1): 72-82.

Anderson, M.P., 2005. Heat as a ground water tracer. Ground Water, 43(6): 951-968.

- Baattrup-Pedersen, A. et al., 2013. Effects of stream flooding on the distribution and diversity of groundwater-dependent vegetation in riparian areas. Freshwater Biology, 58(4): 817-827.
- Bayley, P.B., 1991. The flood pulse advantage and the restoration of river-floodplain systems. Regulated Rivers: Research & Management, 6(2): 75-86.
- Benyahya, L., Caissie, D., Satish, M.G., El-Jabi, N., 2012. Long-wave radiation and heat flux estimates within a small tributary in Catamaran Brook (New Brunswick, Canada). Hydrological Processes, 26(4): 475-484.

- Briggs, M.A., Lautz, L.K., McKenzie, J.M., Gordon, R.P., Hare, D.K., 2012. Using high-resolution distributed temperature sensing to quantify spatial and temporal variability in vertical hyporheic flux. Water Resources Research, 48: 16.
- Brown, A.G. et al., 2018. Natural vs anthropogenic streams in Europe: History, ecology and implications for restoration, river-rewilding and riverine ecosystem services. Earth-Sci. Rev., 180: 185-205.
- Bucak, T. et al., 2017. Future water availability in the largest freshwater Mediterranean lake is at great risk as evidenced from simulations with the SWAT model. Science of the Total Environment, 581: 413-425.
- Burkholder, B.K., Grant, G.E., Haggerty, R., Khangaonkar, T., Wampler, P.J., 2008. Influence of hyporheic flow and geomorphology on temperature of a large, gravel-bed river, Clackamas River, Oregon, USA. Hydrological Processes, 22(7): 941-953.
- Caissie, D., 2006. The thermal regime of rivers: a review. Freshwater Biology, 51(8): 1389-1406.
- Calkins, D., Dunne, T., 1970. A salt tracing method for measuring channel velocities in small mountain streams. Journal of Hydrology, 11(4): 379-392.
- Collier, M.W., 2008. Demonstration of fiber optic distributed temperature sensing to differentiate cold water refuge between ground water inflows and hyporheic exchange.
- Constantz, J., 1998. Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in Alpine streams. Water Resources Research, 34(7): 1609-1615.
- Constantz, J., 2008. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. Water Resources Research, 44: 20.
- Cox, M.H., Su, G.W., Constantz, J., 2007. Heat, chloride, and specific conductance as ground water tracers near streams. Ground Water, 45(2): 187-195.
- Dugdale, S.J., Bergeron, N.E., St-Hilaire, A., 2013. Temporal variability of thermal refuges and water temperature patterns in an Atlantic salmon river. Remote Sensing of Environment, 136: 358-373.
- Dugdale, S.J., Bergeron, N.E., St-Hilaire, A., 2015. Spatial distribution of thermal refuges analysed in relation to riverscape hydromorphology using airborne thermal infrared imagery. Remote Sensing of Environment, 160: 43-55.
- Dybkjaer, J.B., Baattrup-Pedersen, A., Kronvang, B., Thodsen, H., 2012. Diversity and Distribution of Riparian Plant Communities in Relation to Stream Size and Eutrophication. J. Environ. Qual., 41(2): 348-354.
- Ebersole, J.L., Liss, W.J., Frissell, C.A., 2003a. Cold water patches in warm streams: Physicochemical characteristics and the influence of shading. Journal of the American Water Resources Association, 39(2): 355-368.
- Ebersole, J.L., Liss, W.J., Frissell, C.A., 2003b. Thermal heterogeneity, stream channel morphology, and salmonid abundance in northeastern Oregon streams. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 60(10): 1266-1280.
- Evans, E.C., McGregor, G.R., Petts, G.E., 1998. River energy budgets with special reference to river bed processes. Hydrological Processes, 12(4): 575-595.
- Fernald, A.G., Landers, D.H., Wigington, P.J., 2006. Water quality changes in hyporheic flow paths between a large gravel bed river and off-channel alcoves in Oregon, USA. River Research and Applications, 22(10): 1111-1124.
- Ficke, A.D., Myrick, C.A., Hansen, L.J., 2007. Potential impacts of global climate change on freshwater fisheries. Rev. Fish. Biol. Fish., 17(4): 581-613.
- Fox, A., Laube, G., Schmidt, C., Fleckenstein, J.H., Arnon, S., 2016. The effect of losing and gaining flow conditions on hyporheic exchange in heterogeneous streambeds. Water Resources Research, 52(9): 7460-7477.

- Freeze, R.A., 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff: 1. Base flow contributions to channel flow. Water Resources Research, 8(3): 609-623.
- Frei, S., Gilfedder, B., 2015. FINIFLUX: An implicit finite element model for quantification of groundwater fluxes and hyporheic exchange in streams and rivers using radon. Water Resources Research, 51(8): 6776-6786.
- Gaynor, J., MacTavish, D., Findlay, W., 1995. Atrazine and metolachlor loss in surface and subsurface runoff from three tillage treatments in corn. J. Environ. Qual., 24(2): 246-256.
- Genereux, D.P., Hemond, H.F., Mulholland, P.J., 1993. Use of radon-222 and calcium as tracers in a three-end-member mixing model for streamflow generation on the West Fork of Walker Branch Watershed. Journal of Hydrology, 142(1-4): 167-211.
- Genereux, D.P., Leahy, S., Mitasova, H., Kennedy, C.D., Corbett, D.R., 2008. Spatial and temporal variability of streambed hydraulic conductivity in West Bear Creek, North Carolina, USA. Journal of Hydrology, 358(3-4): 332-353.
- Gordon, R.P., Lautz, L.K., Briggs, M.A., McKenzie, J.M., 2012. Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program. Journal of Hydrology, 420: 142-158.
- Griebler, C., Lueders, T., 2009. Microbial biodiversity in groundwater ecosystems. Freshwater Biology, 54(4): 649-677.
- Hare, D.K., Briggs, M.A., Rosenberry, D.O., Boutt, D.F., Lane, J.W., 2015. A comparison of thermal infrared to fiber-optic distributed temperature sensing for evaluation of groundwater discharge to surface water. Journal of Hydrology, 530: 153-166.
- Hausner, M.B. et al., 2011. Calibrating Single-Ended Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. Sensors, 11(11): 10859-10879.
- Hebert, C., Caissie, D., Satish, M.G., El-Jabi, N., 2011. Study of stream temperature dynamics and corresponding heat fluxes within Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). Hydrological Processes, 25(15): 2439-2455.
- Hester, E.T., Doyle, M.W., 2011. Human Impacts to River Temperature and Their Effects on Biological Processes: A Quantitative Synthesis. Journal of the American Water Resources Association, 47(3): 571-587.
- Hester, E.T., Doyle, M.W., Poole, G.C., 2009. The influence of in-stream structures on summer water temperatures via induced hyporheic exchange. Limnology and Oceanography, 54(1): 355-367.
- Hester, E.T., Gooseff, M.N., 2010. Moving Beyond the Banks: Hyporheic Restoration Is Fundamental to Restoring Ecological Services and Functions of Streams. Environmental Science & Technology, 44(5): 1521-1525.
- Hillyard, R.W., Keeley, E.R., 2012. Temperature-Related Changes in Habitat Quality and Use by Bonneville Cutthroat Trout in Regulated and Unregulated River Segments. Transactions of the American Fisheries Society, 141(6): 1649-1663.
- Iribar, A., Sánchez-Pérez, J.M., Lyautey, E., Garabétian, F., 2008. Differentiated free-living and sediment-attached bacterial community structure inside and outside denitrification hotspots in the river–groundwater interface. Hydrobiologia, 598(1): 109-121.
- Jaunat, J. et al., 2012. Hydrochemical data and groundwater dating to infer differential flowpaths through weathered profiles of a fractured aquifer. Appl. Geochem., 27(10): 2053-2067.
- Kalbus, E., Reinstorf, F., Schirmer, M., 2006. Measuring methods for groundwater? surface water interactions: a review. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 10(6): 873-887.

- Kolbe, T. et al., 2016. Coupling 3D groundwater modeling with CFC-based age dating to classify local groundwater circulation in an unconfined crystalline aquifer. Journal of Hydrology, 543: 31-46.
- Kunkle, G.R., 1965. Computation of ground-water discharge to streams during floods, or to individual reaches during base flow, by use of specific conductance. US Geol. Surv., Prof. Pap: 207-210.
- Kurth, A.M., Weber, C., Schirmer, M., 2015. How effective is river restoration in reestablishing groundwater-surface water interactions? - A case study. Hydrology and Earth System Sciences, 19(6): 2663-2672.
- Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. Terr. Nova, 23(3): 145-161.
- Lalot, E. et al., 2015. Quantification of the contribution of the Beauce groundwater aquifer to the discharge of the Loire River using thermal infrared satellite imaging. Hydrology and Earth System Sciences, 19(11): 4479-4492.
- Lane, C.R., Flotemersch, J.E., Blocksom, K.A., Decelles, S., 2007. Effect of sampling method on diatom composition for use in monitoring and assessing large river condition. River Research and Applications, 23(10): 1126-1146.
- Lauer, F., Frede, H.G., Breuer, L., 2013. Uncertainty assessment of quantifying spatially concentrated groundwater discharge to small streams by distributed temperature sensing. Water Resources Research, 49(1): 400-407.
- Lisi, P.J., Schindler, D.E., Bentley, K.T., Pess, G.R., 2013. Association between geomorphic attributes of watersheds, water temperature, and salmon spawn timing in Alaskan streams. Geomorphology, 185: 78-86.
- Magoulick, D.D., Kobza, R.M., 2003. The role of refugia for fishes during drought: a review and synthesis. Freshwater Biology, 48(7): 1186-1198.
- Maheu, A., Caissie, D., St-Hilaire, A., El-Jabi, N., 2014. River evaporation and corresponding heat fluxes in forested catchments. Hydrological Processes, 28(23): 5725-5738.
- Malard, F., Hervant, F., 1999. Oxygen supply and the adaptations of animals in groundwater. Freshwater Biology, 41(1): 1-30.
- Matheswaran, K., Blemmer, M., Thorn, P., Rosbjerg, D., Boegh, E., 2015. Investigation of Stream Temperature Response to Non-Uniform Groundwater Discharge in a Danish Lowland Stream. River Research and Applications, 31(8): 975-992.
- Matthews, K.R., Berg, N.H., Azuma, D.L., Lambert, T.R., 1994. Cool water formation and trout habitat use in a deep pool in the sierra-nevada, california. Transactions of the American Fisheries Society, 123(4): 549-564.
- Mullinger, N.J., Pates, J.M., Binley, A.M., Crook, N.P., 2009. Controls on the spatial and temporal variability of Rn-222 in riparian groundwater in a lowland Chalk catchment. Journal of Hydrology, 376(1-2): 58-69.
- Mutz, M., Rohde, A., 2003. Processes of surface-subsurface water exchange in a low energy sand-bed stream. Int. Rev. Hydrobiol., 88(3-4): 290-303.
- Nathan, R., McMahon, T., 1990. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. Water resources research, 26(7): 1465-1473.
- Nielsen, J.L., Lisle, T.E., Ozaki, V., 1994. Thermally stratified pools and their use by steelhead in northern california streams. Transactions of the American Fisheries Society, 123(4): 613-626.
- Sebok, E. et al., 2013. High-resolution distributed temperature sensing to detect seasonal groundwater discharge into Lake Vaeng, Denmark. Water Resources Research, 49(9): 5355-5368.

- Selker, J., van de Giesen, N., Westhoff, M., Luxemburg, W., Parlange, M.B., 2006a. Fiber optics opens window on stream dynamics. Geophysical Research Letters, 33(24).
- Selker, J.S. et al., 2006b. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. Water Resources Research, 42(12).
- Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. Eos, Transactions American Geophysical Union, 38(6): 913-920.
- Thomas, Z., Abbott, B., Troccaz, O., Baudry, J., Pinay, G., 2016a. Proximate and ultimate controls on carbon and nutrient dynamics of small agricultural catchments. Biogeosciences, 13(6): 1863-1875.
- Thomas, Z. et al., 2016b. Constitution of a catchment virtual observatory for sharing flow and transport models outputs. Journal of Hydrology, 543: 59-66.
- Thomas, Z. et al., 2019. Long-term ecological observatories needed to understand ecohydrological systems in the Anthropocene: a catchment-scale case study in Brittany, France. Regional Environmental Change.
- Toth, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. Journal of geophysical research, 68(16): 4795-4812.
- Tyler, S.W. et al., 2009. Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiberoptic methods. Water Resources Research, 45: 11.
- van de Giesen, N. et al., 2012. Double-Ended Calibration of Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. Sensors, 12(5): 5471-5485.
- Vidon, P. et al., 2010. Hot Spots and Hot Moments in Riparian Zones: Potential for Improved Water Quality Management 1. Journal of the American Water Resources Association, 46(2): 278-298.
- Wawrzyniak, V. et al., 2016. Effects of geomorphology and groundwater level on the spatiotemporal variability of riverine cold water patches assessed using thermal infrared (TIR) remote sensing. Remote Sensing of Environment, 175: 337-348.
- Wawrzyniak, V., Piegay, H., Poirel, A., 2012. Longitudinal and temporal thermal patterns of the French Rhine River using Landsat ETM plus thermal infrared images. Aquat. Sci., 74(3): 405-414.
- Webb, B.W., Walling, D.E., 1997. Complex summer water temperature behaviour below a UK regulating reservoir. Regul. Rivers-Res. Manage., 13(5): 463-477.
- Winslow, J., 1962. Effect of stream infiltration on ground water temperatures near Schenectady. NYUS Geol. Surv. Prof. Paper, 450: C125-C128.
- Winter, T.C., 1995. A landscape approach to identifying environments where ground water and surface water are closely interrelated. Groundwater Management: 139-144.
- Wittenberg, H., 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. Hydrological Processes, 13(5): 715-726.

## 4.3. Conclusion

L'objectif principal de ces travaux était de décrire l'évolution spatio-temporelle de faibles exfiltrations de nappe dans un bief de 615m durant onze mois. Afin de repérer de faible exfiltrations de nappe sans qu'elles soient dissipées par le courant, le câble de fibre optique a été placé dans la partie superficielle des sédiments (-3cm). Ensuite, à chaque pas de temps (40min), la différence de température entre sédiment et atmosphère a été calculée en chaque point de la fibre, puis normalisée en utilisant des points de référence caractérisés par une influence atmosphérique normale. Suite à ces traitements successifs, les points présentant des **différences de température prononcées avec l'atmosphère** sont considérés comme des **exfiltrations souterraines.** Comme d'autres paramètres – tels qu'un enfouissement excessif du câble – peuvent causer de forts contrastes avec l'atmosphère, un seuil a été mis en place : audelà de ce seuil, toute anomalie est considérée comme une exfiltration de nappe. Un cadre méthodologique et un schéma conceptuel permettent d'identifier les fenêtres temporelles où les anomalies de température présentent des motifs spécifiques (diurne, nocturne et hautes eaux basses eaux).

Les résultats obtenus ont permis une **cartographie des exfiltrations de nappe au cours de l'année hydrologique étudiée**. La comparaison de ces résultats (moyennés sur l'année) avec la variabilité annuelle le long de la fibre indique que la majorité des anomalies thermiques détectées étaient effectivement des exfiltrations souterraines. Le complément de données hydrauliques et géomorphologiques a également permis d'expliquer les processus en jeu. Ainsi, les résultats montrent **l'impact fort de la topographie du lit** sur l'apparition ou non des exfiltrations au cours de l'année. Par exemple, le sous-bief en amont du site, perché suite à une modification du tracé du cours d'eau, a montré très peu d'exfiltrations tout au long de l'année. A l'inverse, le sous-bief situé dans la zone marécageuse marécageux à l'aval et présentant de nombreuses mouilles s'est trouvé influencé par la nappe toute l'année. La zone intermédiaire a, quant à elle, vu **peu d'exfiltrations au cours de la période de basses eaux et une reprise des flux souterrains lors des hautes eaux**.

Il convient néanmoins de relativiser certains résultats. En effet, la méthode proposée ici ne **permet pas toujours de discriminer avec exactitude la nature des anomalies détectées**. Si les points décrits comme des exfiltrations par notre méthode sont en grande partie comparables à l'analyse de l'écart-type sur l'année, certaines différences subsistent. Certaines exfiltrations surnuméraires sont sans doute à mettre au crédit d'une résolution temporelle plus fine de notre méthode (certaines exfiltrations de courte durée y sont montrées), mais il est probable qu'une partie d'entre-elles soit due à d'autres processus. Des recirculations hyporhéiques ou une stratification thermique des eaux pourraient donner des résultats similaires. En outre, l'établissement d'un seuil ne préserve pas nécessairement d'erreurs d'interprétation : un **câble excessivement enfoui** (par une crue par exemple) sera très tamponné et montrera une différence avec l'atmosphère suffisante pour être **considéré à tort comme une exfiltration**. Enfin, la nature changeante du lit au cours de l'année complique également les interprétations : une portion de fibre préalablement enfouie dans le thalweg a pu se retrouver dans un banc de sable à la fin de l'année de mesure, voire être complètement déterrée.

Pour conclure, la méthode de localisation des exfiltrations **nécessitent certaines améliorations** pour répondre pleinement aux objectifs énoncés. La mise en place de points de référence contrôlés (type seuil artificiel) et un suivi plus assidu de la profondeur du câble permettraient de discriminer plus facilement une exfiltration d'un enfouissement excessif. Une mesure hors du sédiment pourrait également permettre une comparaison bienvenue avec la température effective dans le cours d'eau. Malgré ces améliorations souhaitables, les résultats

présentés ici offrent **une résolution spatiale et temporelle inédites pour la cartographie des échanges entre nappe et rivière**. De telles chroniques pourraient être utilisées pour la modélisation de flux de nutriments à petite échelle et pour une gestion plus fine des écosystèmes aquatiques. C'est dans cette optique que les présents résultats ont été utilisés pour tenter de quantifier les flux souterrains au cours de l'année.

## PARTIE II : Quantification des exfiltrations diffuses de nappe par mesures par fibre optique

## 4.4. Characterization of diffuse groundwater inflows heterogeneities based on fiber optic distributed temperature sensing. Part II: groundwater inflows quantification by coupling FO-DTS and vertical flow velocities

## LE LAY H., THOMAS Z., ROUAULT F. and MOATAR F.

In preparation for submission in Journal of Hydrology

## Abstract

Heat has been used to characterize groundwater and stream water exchanges for years. One of the many possibilities analyses the propagation of the diurnal signal in sediment to infer vertical velocities. However, despite good accuracy, the method usually proved itself limited by its small spatial coverage. The apparition of fiber optic distributed temperature sensing (FO-DTS) offered new potentialities thanks to its high spatial resolution and temporal frequency. Yet, methods based on heat balance equation cannot quantify diffuse groundwater inflows that do not modify the stream temperature. Here we develop a method based on coupling groundwater inflows mapping from a previous manuscript (part I) and the deconvolution of thermal profiles in the sediment to get vertical velocities all along the reach. In this paper we developed a method to calculate vertical fluxes along a 400m-long reach by coupling a buried fiber optic cable and a few thermal lances at the interface between water and the sediment. The study was led for a year, from July 2016 to June 2017. Results obtained were compared to differential discharge between upstream and downstream the monitored reach and mass balance method. Those two methods gives similar hyporheic discharge prediction. Our method predicted hyporheic discharge in agreement with the two methods only for low flow period and the end of high flow period. During high flow period, hyporheic discharge was underestimated by our method. We hypothesized that differential discharge and mass balance included lateral inflows that were not detected by the fiber cable set in the thalweg sediment. Increasing spatial coverage of the fiber cables as well as an automatic and continuous calculation over the reach might improve the results during high flow period. Coupling groundwater inflows mapping and vertical hyporheic flux allows continuous flow quantification, which is of great interest for characterization and modelling of fine hyporheic processes over long periods.

## Introduction

Groundwater has great impact on streams ecology as it supports baseflow all year long under our latitudes (Bucak et al., 2017; Freeze, 1972; Hester and Gooseff, 2010; Kunkle, 1965; Nathan and McMahon, 1990; Wittenberg, 1999), stabilizes the stream water quality and, thus, provides habitat for many species (Alexander and Caissie, 2003; Baxter and Hauer, 2000; Briggs et al., 2013; Cox et al., 2007; Fernald et al., 2006; Hester et al., 2018; Hillyard and Keeley, 2012; Lane et al., 2007a; Magoulick and Kobza, 2003; Torgersen et al., 2001; Vidon et al., 2010b). In this context, mapping and quantifying groundwater inflows appear essential to properly manage streams and estimate the impact of climate change on aquatic ecosystems. Many techniques such as seepage meters (Lee and Hynes, 1978; Libelo and MacIntyre, 1994),

differential gauging (McCallum et al., 2012; Ruehl et al., 2006), piezometric analysis or chemical tracing (Frei and Gilfedder, 2015; Pittroff et al., 2017) have been use to quantify the groundwater discharge into streams. All these techniques have their own spatial range, accuracy and limitations (Alexander and Caissie, 2003; Briggs et al., 2012a; Gonzalez-Pinzon et al., 2015; Poulsen et al., 2015). Most of them has the disadvantage to be either punctual – such as seepage meters or piezometer – or inversely very spatially integrative, like differential gauging for instance.

Among this range of techniques and methods, heat has been used to trace interactions between groundwater and surface water with great efficiency (Anderson, 2005; Constantz, 1998; Tristram et al., 2015). Unidimensional analytical solutions have been developed to infer the groundwater discharge through thermal profiles in the sediment for decades (Stallman, 1965). These solutions use the attenuation and phase-shift of the diurnal signal in the sediment to infer the vertical flow velocity in a porous media, for instance in the hyporheic zone (Hatch et al., 2006). Benefiting from the development of affordable, yet precise, thermal sensors, the method has been used in various ways over years (Briggs et al., 2014; Briggs et al., 2012b). Despite the very good accuracy documented by Rosenberry et al. (2016), the method suffers from a limited spatial range: based on vertical thermal profiles in the sediment, it is a very punctual and is usually unable to describe the spatial heterogeneity of inflows (Käser et al., 2009; Krause et al., 2012).

The recent use of fiber optic distributed temperature sensing (FO-DTS) offered new opportunities (Hurtig et al., 1997). Unlike other techniques, FO-DTS provides continuous measurements over space and time with great resolution. Depending on brand, set-up and configuration, this technique affords indeed direct measurements with accuracy down to 0.01°C and a sampling every 0.25m along a few kilometers-long cables (Hausner et al., 2011; Tyler et al., 2009; van de Giesen et al., 2012). Taking advantage of the thermal contrast between groundwater and surface water during summer or winter, FO-DTS was mainly used to characterize heterogeneous streams and locate focused groundwater inflows (Moffett et al., 2008; Rosenberry et al., 2016; Selker et al., 2006c). Selker et al. (2006a) also achieved a quantification with in-streams measurements proved robust on various occasions (Briggs et al., 2012a; Selker et al., 2006e; Westhoff et al., 2011b). However, the method is adapted for focused inflows that amount to at least 2% of the total stream discharge (Lauer et al., 2013) (Le Lay et al, 2019). In case, of weak and diffuse groundwater inflows, FO-DTS cables have to be buried in the sediment to prevent the signal from being washed away by the stream flow (Lowry et al., 2007) but the quantification becomes impossible with just one cable.

To address the question of quantifying weak inflows with great spatial resolution, Mamer and Lowry (2013) carried out an experiment to calculate vertical flow velocities of groundwater inflows with FO-DTS measurements. They deployed two cables at two different depths in a controlled flume and could estimate vertical fluxes with relatively good accuracy for uniform inflows. FO-DTS estimations slightly underestimated the discharge for focused inflows because of the large spatial resolution of their DTS system (>1m). Since FO-DTS measurements average the signal over a certain distance, a misalignment of the cable with the inflow can greatly diminish the flux estimation (< 25%). It was therefore hypothesized that a better spatial resolution could give better results. However, deploying two fiber optic cables at two different depths in a natural stream remains, to this day, very challenging as fast surface flow can disturb the streambed with time (Sebok et al., 2015).

In this study, we suggest a new framework to infer vertical fluxes in the hyporheic zone along a single FO-DTS cable from October 2016 to June 2017. These fluxes estimations were attempted by replacing the most superficial cable in Mamer et al's study by a few punctual measurements at the interface between stream and sediment. Measurements were done using a

finer spatial resolution in a 400m long reach in a second order natural stream. Our results were compared to differential gauging over the reach and estimations based on heat balance equations (Selker et al., 2006a) – more integrative over space – to discuss their potential and relevancy. The present paper complete the framework presented in the previous manuscript (Part I) dedicated to the automatic mapping of such diffuse inflows with a sub-hour resolution using FO-DTS.

## **Methods**

## Hydraulics on the study site

The geomorphology of the study site was already presented in the previous manuscript (Part I). The reach actually monitored was 614m long, but our framework was applied only to the 400m long reach between gauging stations (Fig. 1). We did so because a tributary is located immediately downstream the second gauging station. The stream water levels were measured at the gauging stations using OTT Opheus sensors (Fig. 1). The sensors had an accuracy of  $\pm 0.5$  cm and a 5min time-step. The stream water levels were then converted into discharge using the pre-existing rating curves. Note that those rating curves were refined by punctual discharge measurements approximately every two months using salt dilution tests (Calkins and Dunne, 1970). The upstream and downstream gauging stations in the monitored reach (Fig. 1) allowed for a differential gauging analysis to infer the gains and losses between stations. To make sure that only exchanges along the hyporheic zone were considered, we extracted the baseflow from our hydrograms using the HYSEP program (Sloto and Crouse, 1996). Here, subsurface and groundwater flows (Freeze, 1974) were considered as one component of the stream flow. Thus, the upstream baseflow in the wetland sub-reach (Fig. 1) was called  $Qb_{up}$  while the baseflow in the downstream meadow sub-reach was called  $Qb_{down}$ . The differential gauging  $Q_{diff} = Qb_{down}$ - $Qb_{up}$  was calculated to strictly estimate the total losses or gains between the stations separated by 400m. This  $Q_{diff}$  was then used as a reference for the comparison with the quantifying method proposed in the following sections. Note that there is no tributary in the reach between the two gauging stations - upstream and downstream.





130

## Temperature measurements: DTS set-up and thermal profiles

The thermal profiles in the hyporheic zone (Boulton et al., 1998; Cardenas, 2015) were obtained through two types of temperature lances. First were the historical handcrafted lances made from PVC and fine mesh with TidBits v2 sensors at different depths: +10cm, -30cm, -65cm and -100cm. With an accuracy of  $\pm 0.2^{\circ}$ C and a time-step of 5min, they gave a broad estimation of interactions between stream and groundwater in the wetland and right before the confluence (black triangles in Fig. 1). One of the sensors (-30cm) in the wetland broke down during the campaign, resulting in an incomplete profile. Because of the scarcity of our vertical data and their little spatial resolution and accuracy, three lances from Umwelt-und Ingenieurtechnik (UIT) GmbH, Germany were installed. These lances offered thermal profiles with great spatial resolution (+5, 0, -10, -20, - 35, -55, -85 and -115cm) and good accuracy ( $\pm 0.1^{\circ}$ C) and resolution (0.04°C) (yellow triangles in Fig. 1). These new lances were installed in October 2016, approximately four months after the deployment of the fiber optic system (DTS). Consequently, the period considered for this study extended from October 2016 to July 2017.

The temperature in the streambed along the whole reach was obtained using an Ultima XT-DTS<sup>TM</sup> from Silixa Ltd, England. The cable was buried in the shallow sediment ( $z \approx -3$ cm) to detect diffuse groundwater inflows despite the stream flow (red line in Fig. 1). The configuration of the setup was thoroughly described in Part I and allowed an accuracy of approximately 0.05°C all along the year with a 40min time-step and 0.5m spatial resolution.

The groundwater temperature  $T_{gw}$  was measured in the deepest and farthest piezometer on the hillside (Fig. 1). This sensor used was a HOBO mini Diver sensor with a  $\pm 0.2$  °C accuracy and a 5min time-step.

#### Framework for quantifying hyporheic exchanges: Vertical fluxes calculation

All vertical fluxes calculation were done using the VFLUX2 matlab toolbox (Gordon et al., 2012). The program deconvoluates temperature time series between two depths into velocity vectors by solving the 1-D heat transport equation described by Stallman (1965) for fluid-sediment systems:

$$\frac{\delta T}{\delta t} = K_e \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} - q \frac{C_w}{C} \frac{\delta T}{\delta z}$$
(1)

where *q* is the vertical fluid flux in a downward direction (m.s<sup>-1</sup>), *C* the volumetric heat capacity of the sediment (J.m<sup>-3</sup>.°C<sup>-1</sup>) and *Cw* the volumetric heat capacity of the water (J.m<sup>-3</sup>.°C<sup>-1</sup>). K<sub>e</sub> is the effective thermal diffusivity of the sediment, as described by the following equation:

$$K_e = \left(\frac{\lambda_0}{C}\right) + \beta \left|v_f\right| \tag{2}$$

where  $\lambda_0$  is the thermal conductivity of the sediment (J.s<sup>-1</sup>.m<sup>-1</sup>.°C<sup>-1</sup>),  $\beta$  the thermal dispersivity of the sediment and  $v_f$  the linear particle velocity (m.s<sup>-1</sup>). In order to solve equation (1), VFLUX2 uses, among others, the analytical solutions offered by Hatch et al. (2006). These solutions use the phase-shift and the difference in amplitude of the thermal signal between two sensors in the vertical direction to infer the fluid velocity:

$$q = \frac{C}{C_w} \left( \frac{2K_e}{\Delta z} \ln A_r + \sqrt{\frac{\alpha + v_T^2}{2}} \right)$$
(3)

$$|q| = \frac{C}{C_w} \sqrt{\alpha - 2\left(\frac{4\pi\Delta t \ K_e}{P\Delta z}\right)^2} \tag{4}$$

where q is the volumetric flux (m<sup>3</sup>.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>),  $\Delta z$  is the distance between two sensors set in the sediment (m),  $A_r$  the ratio of amplitude between lower and upper sensors (dimensionless),  $v_T$  the velocity of the thermal front (m.s<sup>-1</sup>),  $\Delta t$  the time lag (speed of signal propagation) between temperature signals (s) and *P* the period of the temperature signal (s). In order to obtain a linear velocity *v*, the following equation is applied:

$$v = \frac{q}{n_e} \tag{5}$$

where  $n_e$  is the effective porosity of the sediment (dimensionless). The sign of v determines the direction of the flux: positive values indicate upward vertical flow (groundwater inflow) while negative indicate downward fluxes (losing point).

## Framework for quantifying hyporheic exchanges: coupling FO-DTS and punctual data

As mentioned, the vertical velocity calculation requires at least two temperature measurements separated by a known distance  $\Delta z$  (Eq. 3 and 4). In their study, Mamer and Lowry (2013) used two fiber optic cables positioned at two different depths to get vertical fluxes with distance. This configuration being difficult to control in natural streams, we decided to replace the most superficial cable - usually put on the streambed – by punctual measurements at the water-sediment interface from the UIT thermal lances (Fig. 1b - z = 0cm). This methodology presupposes that (i) the punctual temperature at the water-sediment interface is homogeneous in the reach and (ii) the distance between FO-DTS and this interface remains stable (here,  $\Delta z = 3$ cm) over space and time.

Even though our method presupposes homogeneous temperatures at the water-sediment interface, we could not ignore that stream temperature tends to rise with distance and that external parameters – other than groundwater inflows – can locally modify it. For instance, solar radiation can cause local warming in a reach exposed to direct sunlight (Benyahya et al., 2012; Caissie, 2006) and shading can affect the stream temperature (Petrides et al., 2011). Since the monitored reach displayed different geomorphological traits (Fig. 1a), we decided to subdivide it into four sub-reaches. Each sub-reach was attributed its own temperature at the water-sediment interface. This subdivision and the attribution of local temperatures was also expected to limit errors due to the supposed homogeneity. Concerning the cable depth, we considered it stable all along the reach for the whole year of measurements. Obviously, the streamflow punctually uncovered it in some locations and the streambed moved a bit during the experiment but it was considered negligible at the reach scale. The uncovered parts of the cable were removed from our dataset when they were detected and the cable was globally found at a similar depth when removed in July 2017, after one year of measurements.

Once delineated these sub-reaches, the calculation of vertical fluxes is possible. Given the thousands of measurements along the FO-DTS, it was decided to simplify the flux assessment. Only one clear perennial inflow per sub-reach was selected along the FO-DTS cable as a representative inflow point. The vertical velocity obtained for this representative inflow was then considered representative of the whole sub-reach and therefore attributed to every groundwater inflows in this sub-reach. Therefore, we made a third hypothesis that (iii) the groundwater flux is homogeneous along a sub-reach. The same was done for locations without inflow: one representative location giving one velocity that was then applied to every similar locations along the sub-reach. The selection of these representative locations – inflows

and neutral points – was based on the groundwater inflows mapping from the first manuscript (Part I). The number and location of inflows and neutral points to which apply these representative fluxes were determined on the same mapping.

Figure 2 sums up how the vertical flux in each sub-reach was calculated. As mentioned, the UIT sensor set at the interface with the water (z = 0 cm) was used as the upper sensor for each calculation (blue circle). At this depth, the sinusoidal diurnal signal (blue curve) shows great amplitudes. The FO-DTS point located above the representative groundwater inflow is used as the lower sensor for the flux calculation (red circle). At this depth and because of the groundwater influence, the diurnal signal (red curve) is clearly dampened ( $\Delta A$ ) and greatly shifted in time ( $\Delta t$ ) compared to the upper sensor (see Eq. 3 and 4). The representative flux for neutral points were calculated directly with the UIT sensors at z = -10cm (black circle). The diurnal signal is not hindered by an upward groundwater flux so it is less dampened and phaseshifted. UIT lances were preferred to FO-DTS for the neutral points because the mapping by FO-DTS from Part I is unable to completely discriminate true neutral points in the sediment from uncovered cable. UIT lances, on the other hand, were indeed located on zones without clear inflow and the depth of their sensor was known with certainty all year long. We therefore used them as representative. Since no UIT lance was set in the meadow (Fig. 1), calculation in this sub-reach were based on the second UIT lance set in the wood. Note that the UIT lances were preferred to the ancient TidBits lances because of their proximity with the sediment interface (first 10cm) and their better accuracy ( $\pm 0.1^{\circ}$ C against  $\pm 0.2^{\circ}$ C).

In the end, for each sub-reach were calculated two representative velocities: one for groundwater inflows and one for neutral locations – considered as influenced by the atmosphere (see part I). These velocities were applied to each point of the FO-DTS depending of its nature: atmosphere or groundwater influenced.



**Figure 2.** A conceptual representation of the vertical flux calculation along a sub-reach. The upper sensor used for all velocity calculation is the thermal sensor at the water-sediment interface (z = 0cm). A clear and perennial groundwater inflow is selected as a representative point and the FO-DTS point set above it is used as the lower sensor for the inflow velocity calculation (z = -3cm). A clear and perennial atmosphere influenced stream water location is

selected in each sub-reach as a representative for neutral sections. In this study, the thermal lances were all set in neutral locations without inflow: their stability in the sediment made them more accurate than fiber optic to calculate the representative neutral fluxes (z = -10cm).

To work properly, VFLUX2 requires the operator to choose a few input parameters (Table 1) and some are based on the sediment nature. Thus, a sampling campaign was held in September 2017 to assess the thermal properties of the sediment at different spots along the stream. Each sub-reach (Fig. 1) was sampled because of their apparent geomorphological differences. Wetland and wood's sediments were found similar to the confluence sediment: dominated by silts and organic matter, with a sand fraction. The sediments sampled in the meadow section were exclusively sandy and pretty shallow. The dry bulk densities of these sediments were measured using the kerosene displacement method (Abrol and Palta, 1968). Based on these densities, the thermal parameters necessary to the calculation were then deduced after Lapham (1989). Table 1 exposes the values chosen for each required parameter, with the units imposed by VFLUX2. The standard deviation SD for each parameter was also determined after Lapham (1989), based on the uncertainty on bulk density measurements. This SD was used to define a range for a Monte-Carlo test of 500 iterations and thus gave us the uncertainty on the calculated vertical velocities.

Parameter [unit]	Description	Values (SD)			
		Sub-reach 1:	Sub-reach 2:	Sub-reach 3:	Sub-reach 4:
		Wetland	Wood	Meadow	Swamp
P [day]	Fundamental period to filter	1	1	1	1
л <sub>е</sub>	Porosity of the	0.43	0.40	0.26	0.40
[-]	sediment	(0.01)	(0.01)	(0.07)	(0.01)
β	Sediment thermal	0.001	0.001	0.001	0.001
[m]	dispersivity	(0)	(0)	(0)	(0)
λο	Sediment thermal	0.0045	0.0048	0.0069	0.0048
[cal.s <sup>-1</sup> .cm <sup>-1</sup> .°C <sup>-1</sup> ]	conductivity	(0.0001)	(0.0001)	(0.0001)	(0.0001)
C [cal.m <sup>-3</sup> .°C <sup>-1</sup> ]	Sediment volumetric heat capacity	0.643 (0.001)	0.630 (0.001)	0.560 (0.002)	0.630 (0.001)
Cw [cal.m <sup>-3</sup> .°C <sup>-1</sup> ]	Water volumetric heat capacity	1.00 (0)	1.00 (0)	1.00 (0)	1.00 (0)

**Table 1.** Input parameters of VFLUX as used in this study, for each sub-reach described in Fig. 2. The values were taken from Lapham (1989), based on the sediment bulk density measured by the kerosene displacement method. Numbers in parentheses are the standard deviation applied for the Monte Carlo uncertainty analysis and were derived from the uncertainty on the bulk density.

# Framework for quantifying hyporheic exchanges: comparing vertical velocities to volumetric discharge

In a very punctual approach, Rosenberry et al. (2016) compared their calculated vertical fluxes to seepage meters and obtained a very good correlation ( $R^2 = 0.96$ ). Our method aimed to assess groundwater inflows in a more continuous approach, over a whole hydrological year. Seepage meters were not available and not indicated for such long measurements. Therefore, we chose to compare our results to the already described differential gauging  $Q_{diff}$ , and also to the heat balance method of Selker et al. (2006a) adapted to the site. Indeed, the FO-DTS cable

being set in the sediment to detect weak inflows (Fig. 1b), there was no real mixing between stream water and groundwater. Moreover, the groundwater inflows on site were expected to be too weak and diffuse to really modify the stream temperature. Therefore, it was not possible to the heat balance method on each points. Instead, we used it on the 400m separating the two gauging stations, in this form:

$$Q_{balance} = \frac{Qb_{down} \cdot T_{down} - Qb_{up} \cdot T_{up}}{T_{gw}}$$
(6)

Where  $Q_{balance}$  is the groundwater discharge estimated between the gauging stations (Fig. 1). Qb<sub>up</sub> and Qb<sub>down</sub> are the baseflow estimation at upstream and downstream gauging stations respectively. T<sub>up</sub> and T<sub>down</sub> are the temperature in the TidBits thermal lances set together with the gauging stations (Fig. 1a). T<sub>gw</sub> is the deep groundwater temperature recorded in the hillslope piezometer. As mentioned above, Q<sub>diff</sub> and Q<sub>balance</sub> were estimated between the two stations separated by only 400m out of the 614m of the monitored reach. This distance covered the first three sub-reaches upstream the tributary (Fig. 1a). Consequently, only the vertical fluxes set between the stations were considered for the comparison. The issue was to compare volumetric discharge measurements along a reach (Q<sub>diff</sub> and Q<sub>balance</sub>) to linear discrete vertical velocities. To do so, two possibilities were available and tested.

First, we attempted to convert the vertical fluxes (every 25cm) obtained with VFLUX2 into a volumetric discharge. To do so, a specific surface S was considered for each punctual velocity v, be it directed upward (groundwater inflow), downward (losing reach) or null (truly neutral location):

$$q_{coupling(t,i)} = v_{(t,i)} \times (l \times w) \tag{7}$$

where  $q_{coupling}$  is the discharge at a given time *t* and at a given point *i* of the cable. S was assigned a fixed length l of 25cm (sampling resolution of the DTS) but two widths *w* were tested. Indeed, the streambed is typically 2m wide on average with straight banks all along the reach: it was the first width tested. However, observations on field during the studied year showed that the stream water was not always occupying the whole width of the streambed. During low flow periods, the stream was sometimes estimated to be 0.30 to 0.70m wide. Consequently, a second width of 50cm only was tested. This was close to the minimal widths noted on site and it matched the FO-DTS spatial resolution. Once acquired the discharge  $q_{coupling}$  in every fiber optic cable location, the following equation was applied to obtain the net discharge (gains + losses) due to interactions between stream and aquifer:

$$Q_{coupling(t)} = \sum_{i}^{end} q_{coupling(t,i)}$$
(8)

where  $Q_{coupling(t)}$  is the net discharge at the streambed interface along the reach at time-step *t*. It includes simultaneously gains from groundwater (v > 0) and losses (v < 0).

Another comparison strategy would be to convert the volumetric results into velocity  $(V_{\text{diff}})$  following this equation:

$$v_{diff} = \frac{Q_{diff}}{w \times L} \tag{9}$$

where  $Q_{diff}$  is the estimated discharge through the sediment between the gauging stations. *w* is the width of the stream water - two values were tested: 2m matching the streambed

width and 0.50m matching the minimal stream width noted on site during low flow. L is the approximate distance separating the two gauging stations (400m).

## **Results and Discussion**

## Groundwater inflows mapping

The first step before vertical fluxes calculation was to locate inflows and neutral zones all along the reach. Figure 3 summarizes the spatio-temporal evolution of groundwater inflows from the framework developed in the first part of this paper (Le Lay et al, *in preparation*). More details about limits and potential improvements are available in the first part of this study (Le Lay et al, *in preparation*). It was stated that some anomalies interpreted as inflows in Figure 3b could be due to hyporheic circulations or the cable buried deeper than initially. Moreover, some inflows did not behaved as expected given to their location. For instance, strong and stable groundwater inflows were located upstream, in the wetland sub- reach, even when it was found perched. Such processes were suspected to be either groundwater inflows from the very close hillslope or water drained from agricultural fields. Despite some uncertainty concerning the nature of some inflows, we considered here for convenience that all yellow points were indeed groundwater inflows. The representative points used for the vertical flow calculations are highlighted with arrows. Colored arrows are for the groundwater inflows chosen as representative of their sub-reach. They were chosen for their regularity in time and were all located in pools. The location of UIT lances are shown with black arrows and match zones with no groundwater inflow.



the DTS system (horizontal) or points where the fiber was often emerged and thus considered irrelevant (vertical)

Chapitre 4. Partie II. Quantification d'exfiltrations diffuses de nappe

#### Evolution of the thermal profiles in the hyporheic zone

Figure 4 shows an example of the time series of temperature measured in the hyporheic zone (here in the wetland sub-reach). Since the three UIT lances were found similar over time (Fig. 4), only the data from the lance in the wetland (Fig.1) is displayed. Overall, the whole hyporheic zone varied over time and followed the seasonal cycle with relatively low temperature in winter (January 2017) and a relatively higher temperature in summer (June 2017). Nevertheless, a vertical temperature stratification was observed all over the studied period. While stream shows a much more variable evolution with a temperature ranging from 0 to  $21^{\circ}$ C for z = +5cm against 7.25 to  $13.75^{\circ}$ C for z = -115cm.

The annual thermal cycle was thus clearly defined along the lances. During Fall and Winter, shallower sensors recorded colder temperatures than deeper ones (down to 9°c colder in January 2017) but with a regular thermal gradient: all depths displayed distinct temperatures from others. The same thermal stratification was observed in late-Spring (May to June 2017) with, this time, higher temperatures for shallower depths (up to 8°C higher in June 2017). However, from February 2017 to early-May - period described as the peak of high flow in the Part I of this study – the temperature of the hyporheic zone was relatively homogeneous. Most of the thermal contrast (from 0.7 to 6°C depending on the day) was recorded in the stream water (z = +5cm) and at the interface with sediment (z = 0cm) while the rest was stable (ranging from 0 to 3°C). Moreover, short periods with very small contrast between deep and shallow depths were also observed in mid-November 2016, December 2016, mid-January 2017 and mid-May 2017. Similarly, some periods of very little variations (down to 0.7°C) between February 2017 and May 2017 could be attributed to the same processes. This behavior could be due to a surge of deeper groundwater in the sediment that limited the propagation of the diurnal signal in the sediment. Only the thorough study of the phase-shift and difference in amplitude between two vertical locations (Eq. 3 and 4) could give the amplitude and direction of the flow over time in the hyporheic zone. This vertical flow velocity was thus calculated from the data at -10cm (green line) and at 0cm (blue line) to determine if this potential surges of groundwater discharged into the stream indeed.



139

Figure 5 shows the thermal profiles evolution along the hyporheic zone set on locations without groundwater inflows. The 2D heat maps (Fig. 4, left part) reveal the great similarity between the three monitored points and echoes what was discussed in Figure 3. A cold surface temperature propagating in the sediment from October 2016 to February 2017 was visible along all three lances. Inversely, the late-Spring period in May and June 2017 shows a warm surface temperature propagating downward. Relatively homogenous temperature in the sediments was observed between February and May 2017. Monthly mean profiles (Fig. 4, right part) displayed guasi-identical thermal envelopes too (Stonestrom and Constantz, 2004), with just few differences above the streambed (z = +5cm). The annual amplitude of temperature at the streambed interface (z = 0cm) was 12.5°C, 12.7°C and 12.4°C in the wetland, wood and swamp sub-reaches respectively (Fig. 1). This thermal amplitude was about 6.43°C, 6.52°C and 6.17°C at the deepest point monitored in the hyporheic zone (z = 115cm). Only the swamp (i.e. the most downstream sub-reach) shows a slightly thinner envelope between -55cm and -115cm that indicates a stronger influence of groundwater in this part of the reach. Even though the UIT lances were installed before thermal anomalies mapping, they were not set in locations of clear groundwater inflow. This is relevant with field observations and the inflow mapping in Fig. 3 stating a sub-reach highly influenced by groundwater. Overall, the diffusion of the surface temperature in the hyporheic zone is very clear, especially in Winter from late-December to February and in May to June. This diffusion appeared faster over the first fifty centimeters as opposed to a greater thermal inertia beyond the depth of 55cm. However, in mid-December and mid-January, the temperature homogenized quickly with values around 11 and 12°C, close to the groundwater temperature. This thermal signature might suggest a sudden groundwater rise but could also be downward fluxes with relatively warm temperature for the season. Whether these episodes are surges of groundwater that discharged in the stream or warm downward fluxes was impossible to detect based solely on these qualitative data. We thus used the persistent difference in temperature between the streambed interface (z = 0cm) and the first depth (z = -10cm) to infer the vertical flow over time and its direction through the sediment.



interface between wetland and wood sub-reaches. (c) Thermal profiles of the UIT lance set in the swamp sub-reach reach (downstream).

Vertical flow velocities on locations without groundwater inflows

Figure 6 shows the vertical velocities calculated using the VFLUX program on the three vertical profiles measured in the hyporheic zone between 0cm and -10cm (Fig. 4 and 5). Considered as representative of neutral locations ("NoInflow" - Fig. 3b), their vertical flow velocities showed low and similar values. The vertical velocity in the wetland (black line), near the wood (red line) and in the swamp (blue line) sub-reaches, indicated very weak fluxes directed downward (negative values). Ranging from 0 to -1 10<sup>-5</sup>m.s<sup>-1</sup>, these flows appeared globally similar over space and stable over time. Nevertheless, some clear downward episodes were visible in the swamp during mid-November 2016, December 2016 and late-January 2017 (-2 10<sup>-5</sup>m.s<sup>-1</sup>). In the end, no clear changes in direction (upward fluxes) or intensity (low velocities) could be linked to the short periods when the temperature along the lance was found nearly identical (Fig. 3 and 4). In fact, some of the downward peaks described during Fall 2016 were even concomitant with these suspected groundwater surges. In the first part of this study, the period from November 2016 to January 2017 presented flood events simultaneously with a weak hydraulic gradient on site. It is very likely that these sudden floods punctually inversed the hydraulic gradient and triggered downward fluxes (losing stream).

In the end, the groundwater surges observed in Fall and during high flow (Fig. 3) were not converted into groundwater discharges into the stream (Fig. 4). With fluxes globally directed downward with an average value of (-0.4  $10^{-5}$ m.s<sup>-1</sup>), the NoInflow locations were thus considered neutral for most of the year. It was therefore assumed that it was the case for all points labelled as neutral in Figure 2 (deep blue). These velocities values were thus applied to all these points (respectfully of their sub-reach) and accounted for the global discharge calculation Q<sub>coupling</sub> (Eq. 8).



143

Vertical flow velocities in groundwater influenced zones

Figure 7 displays the same vertical flow velocities than in Figure 6, but calculated using FO-DTS data (z = -3cm) from the four representative groundwater inflows (Fig. 2 and 3b) and the temperature at the water-sediment interface of the closest UIT lance (z = 0cm). Differently from the velocities calculated along the UIT lances, the current velocities were mainly directed upward (positive values), indicating groundwater inflows indeed. Moreover, they were all higher by one order of magnitude (up to 1.3 10<sup>-4</sup> m.s<sup>-1</sup> in October and 1.8 10<sup>-4</sup> m.s<sup>-1</sup> in April). All four points showed very similar patterns. During the end of the low flow period, in October 2016, vertical velocities ranged from 0.5 to 1.3 10<sup>-4</sup> m.s<sup>-1</sup>. They dropped between November 2016 and January 2017 with even downward fluxes recorded (0.8 to -0.8 10<sup>-4</sup> m.s<sup>-1</sup>) before increasing again from February 2017 to June 2017 (0.3 to 1.8 10<sup>-4</sup> m.s<sup>-1</sup>). On a shorter temporal scale, all displayed simultaneous increases and decreases in amplitudes; the only difference was the amplitude of these changes depending on the location and time. Thus, the velocity in the swamp sub-reach (purple line) systematically displayed higher values than the three other locations. It never showed negative values (=downward flow), even during the overall decrease that occurred between November 2016 and January 2017. The flux in the meadow sub-reach (green line) was the most variable over time. Vertical flow in the wetland (red line) and the wood (blue line) sub-reaches showed less variability. The velocity in the wood sub-reach stayed quite stable all year long: dropping from 1 10<sup>-4</sup> m.s<sup>-1</sup> to 0.5 10<sup>-4</sup> m.s<sup>-1</sup> in November 2016, it kept approximately the same value until June. The only exception were the common downward fluxes episodes in November 2016 and December 2016. The flow in the wetland sub-reach showed overall lower values from November to February.

This apparent difference between upstream (wetland and wood reach sections) and downstream (swamp reach section) flow velocities were probably related to stream geomorphology. Indeed, the vertical velocities upstream the site are lower than downstream. As mentioned in Figure 3a to explain the lack of groundwater inflows upstream, the overelevation of the upstream streambed probably caused a constant attenuation of the hydraulic gradient in this section, explaining the lesser velocities here (red line). In contrast, observations on field already asserted that the swamp was subject to regular groundwater surges: the banks were often found flooded, or at the very least very wet. Moreover, Fig. 2a showed a lower streambed with numerous pools compared to the rest of the reach. In this frame, it seems likely that the relatively higher vertical velocities in the swamp sub-reach (purple line) were due to inflows caused by a higher hydraulic gradient. The velocities in the meadow sub-reach reflected on the results presented in Figure 3b. Indeed, they were quite low between November 2016 and February 2017 but they increased a lot during the high flow period, when the number of locations affected by inflows increased as well (Fig. 3b). Their greater variability was most likely due to the nature of the sediment (more sandy) and the sensitivity of the VFLUX program to its higher thermal conductivity (Table 1). The general decrease of vertical fluxes between November 2016 and February 2017 echoed the few similar episodes detected on neutral locations (Fig. 5). Therefore, we stated that it was probably caused by the same punctual gradient inversions following flood events in December.

In the end, the fluxes calculated across the reach were clearly indicating positive groundwater discharges, proving the relevancy of the inflows mapping method developed in part I. Moreover, despite different amplitudes, these groundwater velocities were quite synchronized, supporting the assumption of a homogeneous groundwater temperature. These velocities values were thus applied to each point of their respective sub-reach considered as an inflow (Fig. 3b and Eq. 7) and accounted for the global discharge calculation  $Q_{coupling}$  (Eq. 8). This  $Q_{coupling}$  was then compared to other quantifying methods.


145

test with changing thermal parameters of the sediments

### Comparison of different groundwater discharge estimation methods

Figure 8 displays the discharges estimated for each gauging station upstream ( $Q_{up}$ ) and downstream ( $Q_{down}$ ) the monitored at the gauging stations. In black are the direct discharges obtained as a result of preexistent rating curves. These hydrograms incorporate both the groundwater component and the runoff. Since our goal was to compare the groundwater discharge in the reach, we extracted the baseflow (red line)  $Qb_{up}$  and  $Qb_{down}$  to get rid of the runoff component. The hydrograms evolution revealed clearly the low flow and high flow periods already mentioned in previous sections. Thus, from July 2016 to late-October 2016, the stream discharge was globally low ( $Qb_{up} = 22.3 \text{ Ls}^{-1}$  and  $Qb_{down} = 24.6 \text{ Ls}^{-1}$  on average) with no important flood event. We qualified this period of low flow. The high flow period from in November 2016 to June 2017 showed a higher variability. In November 2016 appeared the first important flood events advanced as explanation for the overall downward fluxes calculated with VFLUX2 (Fig. 6 and 7). During flood events, the baseflow increased steadily as well,  $Qb_{up}$  reaching 49 Ls<sup>-1</sup> and Qb<sub>down</sub> = 109 Ls<sup>-1</sup> in March 2017 (Fig.8a and 8b). Peaks in December 2016 and May 2017 were not considered here as they were probably still a consequence of residual runoff.

The upstream and downstream baseflows displayed a very similar evolution over time. The sole difference between discharges were their amplitude. Downstream values  $Qb_{down}$  were indeed clearly higher during the high flow period. This supported the idea of a groundwater-fed reach during this period. Results during the low flow gave similar results within the uncertainty of measurements, rendering hazardous to assess the presence of any gain or loss. Baseflows from both stations were then used for the calculation of both  $Q_{diff}$  and  $Q_{balance}$  and compared to the  $Q_{coupling}$  inferred from the vertical measurements.





*Figure 8.* Stream discharge and baseflow over time. (a) Measurements in the upstream gauging station (wetland sub-reach). (b) Measurements in the downstream gauging station (meadow sub-reach).

Figure 9 presents the evolution of  $Q_{diff}$ ,  $Q_{balance}$  and  $Q_{coupling}$  over time.  $Q_{coupling}$  being partially calculated from the vertical velocities from UIT thermal lances (Fig. 2 - Eq. 7 and 8), it ran only from October 2016 to June 2017 when both FO-DTS and thermal lances were still in use. The width of the stream water was found variable with time so two typical widths were tested to obtain  $Q_{coupling}$ : results traced with a red line are for a minimal width of 0.50m and results in purple are for the streambed with of 2m. Note that the year was pretty dry and the stream did not overflow its banks so its width never exceeded its minor bed. The three methods all take into account gains and losses along the reach.  $Q_{diff}$  and  $Q_{balance}$  spatially integrate the discharge information between the stations.  $Q_{coupling}$  based on velocities from groundwater inflows and neutral points.

Consistent with measurements in Figure 7 during low flow,  $Q_{diff}$  showed very weak, almost negative values from August to October (+8 to -6 Ls<sup>-1</sup>). It then clearly increased until March (up to  $+62Ls^{-1}$ ). The net decrease after this month was attributed to the beginning of root uptake from the vegetation and evaporation in the riparian area (Poblador et al., 2018). Qbalance displayed values very similar to  $Q_{diff}$  but divergences showed during some periods. Thus, in July 2016, Q<sub>balance</sub> gave overall higher estimations of hyporheic discharge. These divergences disappeared until the high flow period when Q<sub>balance</sub> underestimated the discharge. This behavior appeared very clearly in January and February 2017 when the Q<sub>balance</sub> underestimated the discharge by 2 to 22Ls<sup>-1</sup> with even negative discharges. Then the two methods gave similar results from March to June. The greater differences visible during summer and winter were likely due to dephasing between hydraulics and stream temperature: during storms or heavy precipitation, the stream water level quickly increases (cf  $Q_{diff}$ ) but the stream temperature follows more slowly because of its thermal inertia. This highlights the limits of Eq. 6 over great distances: designed after a conservation of mass and energy, the more distance between measurements (almost 400m here), the more exchanges (energy and mass) with the environment are likely, rendering the method less accurate. However, it is interesting to note that periods with little precipitation and moderate solar radiation (autumn and spring) gave good results thanks to the short distance, the quick flow and the shading on site that limited the energy inputs.



148

The hyporheic discharge Q<sub>coupling</sub> (gains from groundwater inflows + potential losses from neutral points) calculated with our method showed different behavior depending on the width used to infer it. For a width of 0.50m (red), Q<sub>coupling</sub> gave estimations very close to Q<sub>diff</sub> during low flow. However, during the high flow period, it gave much lower discharges than Qdiff and Qbalance. For instance, during the peak in March 2017, Qcoupling underestimated the discharge by almost 55 Ls<sup>-1</sup> (-90%). This underestimation was lower in December 2016 and May 2017 but remained high (-65 to -85%). For a width of 2m, Q<sub>coupling</sub> overestimated the discharge by 15 Ls<sup>-1</sup> (+700%) during low flow and globally underestimated it during high flow. However, this underestimation was lower and it even gave similar results in May 2017. The beginning of high flow between November and December 2016 displayed very weak hyporheic discharge or even negative values (losing stream) for both widths. This pattern was obviously the expression of the downward fluxes recorded on site in Figure 6 and 7 and was in total discordance with Q<sub>diff</sub>. In this frame, the volumetric comparison of three methods showed consistent results during low flow for narrow inflows and in the end of high flow. For hyporheic inflows occurring at the whole streambed width showed also underestimation during the high flow period.

Figure 10 offers a comparison through linear values: discharges were transformed into flow velocities through the streambed. To keep it simple, we only compared Q<sub>diff</sub> and Q<sub>coupling</sub>, transformed into V<sub>diff</sub> and V<sub>coupling</sub>. Given their changing number over time, we chose not to weight V<sub>coupling</sub> with the relative importance of groundwater inflows and neutral points. Therefore, V<sub>coupling</sub> is the average of the first three velocities above groundwater inflows (Fig. 3b and 7: Inflow<sub>wetland</sub>, Inflow<sub>wood</sub>, Inflow<sub>meadow</sub>) and the first two velocities above neutral points (Fig. 3b and 7: NoInflow<sub>wetland</sub>, NoInflow<sub>wood</sub>). Results show similar information than the volumetric comparison. Indeed, during high flow (Fig. 10a), V<sub>coupling</sub> displayed similar values to  $V_{diff - 2m}$  when a width of 2m was applied (stream width = streambed). Some divergences were visible in late-November 2016 and March 2017 but the similarity was especially blatant at the end of the high flow period (late-April and May). Inversely, during low flow, V<sub>coupling</sub> gave estimations closer to  $V_{diff - 0.5m}$  when a narrow width was applied but they are less conclusive and could be due to a fluke. The cumulative probability analysis (Fig. 10b) reveals that the velocities modelled in the hyporheic zone by our method had globally the same mean value that V<sub>diff-2m</sub> and evolved in the same way. From these results, it was deduced that the few vertical velocities calculated with FO-DTS were representative of the global groundwater flux on site. In regards to Figure 10b and Figure 7, we stated that the groundwater exfiltration rates were relatively uniform across the site.



**Figure 10.** Comparison of the linear velocities obtained with the differential gauging  $V_{diff}$  normalized by a 2m wide stream (blue) and 0.5m wide stream (red) and the mean vertical flux  $V_{coupling}$  (brown) calculated by coupling FO-DTS and thermal lances (Fig. 3b). (a) Evolution of the hyporheic flux over time. (b) Cumulative probability for each flux.

### Limits of our method and perspectives

In this study, we attempted to quantify exchanges between groundwater and surface water in a 400m-long reach by calculating vertical flow velocities in the sediment in every point of a FO-DTS cable. Given the great number of data available, we chose to rely on a few representative vertical flow velocities that we applied to the whole reach. Groundwater inflows as well as neutral/losing points were thus characterized to take into account the heterogeneity of the reach. Since only one fiber optic cable was buried in the sediment but that two temperatures at different depths are necessary to infer a vertical flux, we coupled FO-DTS data with data punctual thermal lance.

From a general point of view, our coupling method gave mixed results and proved highly dependent of the surface through which aquifer and stream exchanges water. The longitudinal heterogeneity being limited by the FO-DTS sampling (0.25m), the width became the adjustable variable for this exchange surface. Thus, during low flow period, our method gave satisfying results (Fig. 9) as long as we consider the stream as narrow (w = 0.50m). Applying a wider surface (w = 2m) was against field observations at the time and logically led to an overestimation of the hyporheic discharge (Fig. 9). Inversely, in May 2017, at the end of the high flow period, volumetric estimations were better when we considered a wide surface (w = 2m) as the whole streambed was occupied by the stream at the time. Nevertheless, during most of the high flow period, our method heavily underestimated the effective hyporheic discharge (Fig. 9). One could think that the vertical flow velocities have been underestimated or were not representative of the actual groundwater discharge. Even if we cannot rule out such possibilities, some clues indicated otherwise. First, when converted into vertical flux (Fig. 10), the differential gauging discharge showed a general velocity close to our method during the high flow period. In addition, the vertical velocities calculated above groundwater inflows were relatively homogeneous across the site (Fig. 6). Finally, the locations where the velocities were calculated have been chosen for their constancy in time and their clearness on the mapping, all indicating probable strong inflows confirmed by Figure 6 velocity results. All this rendered unlikely that we underestimated the groundwater flow velocity this much.

In fact, the great divergence in discharge during high flow was mainly attributed to the limited spatial coverage of our FO-DTS setup. Our only cable was located in the thalweg, buried in the sediment to detect even the weakest inflows. This strategy paid off during low flow: as long as the stream was narrow, the groundwater inflows detected by the cable were likely to be the main ones. By attributing them a surface matching the actual stream width, we found a total discharge close to the differential gauging. But during the high flow period, the stream broadened and new flowpaths appeared in the sediment that we did not detect. In an attempt to cover up for undetected inflows at the bottom of the streambed, we tried to widen the surface (w = 2m) of the already detected inflows. Unfortunately, this methodology assumes that the stream is uniform, which is false: some points considered as neutral can be close to a strong inflow that went undetected, and vice versa (Duff et al., 2000). In addition, studies showed that many inflows were located directly in the banks (Briggs et al., 2013; Hare et al., 2015; Shope et al., 2012; van Balen et al., 2008). Our experimental design could not allow to characterize such lateral inflows. Furthermore, field observations showed that the banks were often flooded by groundwater surges that can occasionally flow directly into the stream. In late-Spring these numerous lateral inflows and bank overflows probably weakened because of the evapotranspiration (Poblador et al., 2018). At the time, inflows at the bottom of the streambed dominated again and this is probably why our method gave better results then (Fig. 9).

In the end, our method proved to be able to assess the total hyporheic discharge of a small reach as long as the respective areas of groundwater inflows and neutral points are properly assessed. In this frame, the deployment of supplementary cables in the streambed and

along the banks appears necessary. In parallel, calculating the vertical velocities in just a few locations and then apply it to every similar points along the reach showed relatively good results when our spatial coverage was sufficient. However, this methodology too has limits. First, it requires to previously map of groundwater inflows (see part I of the study). Second, the total hyporheic discharge calculated after so scarce velocities is very sensitive to any hydrologic process affecting them, e.g. punctual inversions of hydraulic gradient (Winter, 1998)(Fig. 6 and 9). The solution would be the automation of the vertical velocity estimations on each location of the cable. In association with a better spatial coverage, this automation of velocity calculations might greatly refine the total hyporheic discharge. It could also help to discriminate inflows sensitive to the local hydraulic gradient from less sensitive inflows following deeper regional flow paths (Kolbe et al., 2016; Thomas et al., 2016b).

### **Conclusion**

This study presents a prospective approach to detect and quantify groundwater inflows too weak or diffuse to be characterized by classical fiber optic distributed temperature sensing (DTS) methods. We coupled FO-DTS data in the sediment with punctual temperature data at water/sediment interface to obtain vertical flow velocities all along the cable. To ease the quantifying process, only the velocities of representative points were calculated and applied to similar points along the fiber. A comparison of these discrete velocities with spatially integrative methods revealed close results during the low flow period but also a great underestimation of the hyporheic discharge during most of the high flow period. This was mainly imputed to the limited coverage of the fiber optic cable that could not detect lateral inflows mobilized during this period. Our method also proved sensitive to punctual inversions of hydraulic gradient because of the scarcity of vertical velocities effectively computed.

One of the main challenges is vertical fluxes computation all along the fiber. It will provide better discharge estimations during high flow but also prove useful for many applications. Its great spatio-temporal resolution could help to discriminate groundwater inflows sensitive to local hydraulic changes from inflows following deeper regional flow paths or with very different behaviors. The fine characterization of hyporheic exchanges (e.g. dynamics of deep inflows versus lateral inflows or the detection of downward fluxes) might be of great use for stream management and hydro-biochemical processes.

#### **Aknowledgments**

Authors warmly thank Mr and Mrs Pitois for the shelter and power source they kindly provided during the whole campaign. We also thank all technicians from UMR INRA AGROCAMPUS OUEST SAS who helped us for fiber deployment and field work.

This project was funded by the French Water Agency - Agence de l'Eau Loire Bretagne (Contract N°: 150417801).

### References

- Abrol, I., Palta, J., 1968. Bulk density determination of soil clods using rubber solution as a coating material. Soil Science, 106(6): 465-468.
- Alexander, M.D., Caissie, D., 2003. Variability and comparison of hyporheic water temperatures and seepage fluxes in a small Atlantic salmon stream. Ground Water, 41(1): 72-82.

Anderson, M.P., 2005. Heat as a ground water tracer. Ground Water, 43(6): 951-968.

- Baxter, C.V., Hauer, F.R., 2000. Geomorphology, hyporheic exchange, and selection of spawning habitat by bull trout (Salvelinus confluentus). Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 57(7): 1470-1481.
- Benyahya, L., Caissie, D., Satish, M.G., El-Jabi, N., 2012. Long-wave radiation and heat flux estimates within a small tributary in Catamaran Brook (New Brunswick, Canada). Hydrological Processes, 26(4): 475-484.
- Boulton, A.J., Findlay, S., Marmonier, P., Stanley, E.H., Valett, H.M., 1998. The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. Annual Review of Ecology and Systematics, 29(1): 59-81.
- Briggs, M.A., Lautz, L.K., Buckley, S.F., Lane, J.W., 2014. Practical limitations on the use of diurnal temperature signals to quantify groundwater upwelling. Journal of Hydrology, 519: 1739-1751.
- Briggs, M.A., Lautz, L.K., McKenzie, J.M., 2012a. A comparison of fibre-optic distributed temperature sensing to traditional methods of evaluating groundwater inflow to streams. Hydrological Processes, 26(9): 1277-1290.
- Briggs, M.A., Lautz, L.K., McKenzie, J.M., Gordon, R.P., Hare, D.K., 2012b. Using high-resolution distributed temperature sensing to quantify spatial and temporal variability in vertical hyporheic flux. Water Resources Research, 48: 16.
- Briggs, M.A., Voytek, E.B., Day-Lewis, F.D., Rosenberry, D.O., Lane, J.W., 2013. Understanding Water Column and Streambed Thermal Refugia for Endangered Mussels in the Delaware River. Environmental Science & Technology, 47(20): 11423-11431.
- Bucak, T. et al., 2017. Future water availability in the largest freshwater Mediterranean lake is at great risk as evidenced from simulations with the SWAT model. Science of the Total Environment, 581: 413-425.
- Caissie, D., 2006. The thermal regime of rivers: a review. Freshwater Biology, 51(8): 1389-1406.
- Calkins, D., Dunne, T., 1970. A salt tracing method for measuring channel velocities in small mountain streams. Journal of Hydrology, 11(4): 379-392.
- Cardenas, M.B., 2015. Hyporheic zone hydrologic science: A historical account of its emergence and a prospectus. Water Resources Research, 51(5): 3601-3616.
- Constantz, J., 1998. Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in Alpine streams. Water Resources Research, 34(7): 1609-1615.
- Cox, M.H., Su, G.W., Constantz, J., 2007. Heat, chloride, and specific conductance as ground water tracers near streams. Ground Water, 45(2): 187-195.
- Duff, J.H., Toner, B., Jackman, A.P., Avanzino, R.J., Triska, F.J., 2000. Determination of groundwater discharge into a sand and gravel bottom river: A comparison of chloride dilution and seepage meter techniques. Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen, 27(1): 406-411.
- Fernald, A.G., Landers, D.H., Wigington, P.J., 2006. Water quality changes in hyporheic flow paths between a large gravel bed river and off-channel alcoves in Oregon, USA. River Research and Applications, 22(10): 1111-1124.
- Freeze, R.A., 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff: 1. Base flow contributions to channel flow. Water Resources Research, 8(3): 609-623.

- Freeze, R.A., 1974. Streamflow generation. Reviews of Geophysics, 12(4): 627-647.
- Frei, S., Gilfedder, B., 2015. FINIFLUX: An implicit finite element model for quantification of groundwater fluxes and hyporheic exchange in streams and rivers using radon. Water Resources Research, 51(8): 6776-6786.
- Gonzalez-Pinzon, R. et al., 2015. A field comparison of multiple techniques to quantify groundwater-surface-water interactions. Freshwater Science, 34(1): 139-160.
- Gordon, R.P., Lautz, L.K., Briggs, M.A., McKenzie, J.M., 2012. Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program. Journal of Hydrology, 420: 142-158.
- Hare, D.K., Briggs, M.A., Rosenberry, D.O., Boutt, D.F., Lane, J.W., 2015. A comparison of thermal infrared to fiber-optic distributed temperature sensing for evaluation of groundwater discharge to surface water. Journal of Hydrology, 530: 153-166.
- Hatch, C.E., Fisher, A.T., Revenaugh, J.S., Constantz, J., Ruehl, C., 2006. Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development. Water Resources Research, 42(10): 14.
- Hausner, M.B. et al., 2011. Calibrating Single-Ended Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. Sensors, 11(11): 10859-10879.
- Hester, E.T., Brooks, K.E., Scott, D.T., 2018. Comparing reach scale hyporheic exchange and denitrification induced by instream restoration structures and natural streambed morphology. Ecol. Eng., 115: 105-121.
- Hester, E.T., Gooseff, M.N., 2010. Moving Beyond the Banks: Hyporheic Restoration Is Fundamental to Restoring Ecological Services and Functions of Streams. Environmental Science & Technology, 44(5): 1521-1525.
- Hillyard, R.W., Keeley, E.R., 2012. Temperature-Related Changes in Habitat Quality and Use by Bonneville Cutthroat Trout in Regulated and Unregulated River Segments. Transactions of the American Fisheries Society, 141(6): 1649-1663.
- Hurtig, E., Grosswig, S., Kuhn, K., 1997. Distributed fibre optic temperature sensing: A new tool for long-term and short-term temperature monitoring in boreholes. Energy Sources, 19(1): 55-62.
- Käser, D.H., Binley, A., Heathwaite, A.L., Krause, S., 2009. Spatio-temporal variations of hyporheic flow in a riffle-step-pool sequence. Hydrological Processes: An International Journal, 23(15): 2138-2149.
- Kolbe, T. et al., 2016. Coupling 3D groundwater modeling with CFC-based age dating to classify local groundwater circulation in an unconfined crystalline aquifer. Journal of Hydrology, 543: 31-46.
- Krause, S., Blume, T., Cassidy, N., 2012. Investigating patterns and controls of groundwater up-welling in a lowland river by combining Fibre-optic Distributed Temperature Sensing with observations of vertical hydraulic gradients. Hydrology and Earth System Sciences, 16(6): 1775-1792.
- Kunkle, G.R., 1965. Computation of ground-water discharge to streams during floods, or to individual reaches during base flow, by use of specific conductance. US Geol. Surv., Prof. Pap: 207-210.

- Lane, C.R., Flotemersch, J.E., Blocksom, K.A., Decelles, S., 2007. Effect of sampling method on diatom composition for use in monitoring and assessing large river condition. River Research and Applications, 23(10): 1126-1146.
- Lapham, W.W., 1989. Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. 2337.
- Lauer, F., Frede, H.G., Breuer, L., 2013. Uncertainty assessment of quantifying spatially concentrated groundwater discharge to small streams by distributed temperature sensing. Water Resources Research, 49(1): 400-407.
- Lee, D.R., Hynes, H., 1978. Identification of groundwater discharge zones in a reach of Hillman Creek in southern Ontario. Water Quality Research Journal, 13(1): 121-134.
- Libelo, E.L., MacIntyre, W.G., 1994. Effects of surface-water movement on seepage-meter measurements of flow through the sediment-water interface. Applied Hydrogeology, 2(4): 49-54.
- Lowry, C.S., Walker, J.F., Hunt, R.J., Anderson, M.P., 2007. Identifying spatial variability of groundwater discharge in a wetland stream using a distributed temperature sensor. Water Resources Research, 43(10): 9.
- Magoulick, D.D., Kobza, R.M., 2003. The role of refugia for fishes during drought: a review and synthesis. Freshwater Biology, 48(7): 1186-1198.
- Mamer, E.A., Lowry, C.S., 2013. Locating and quantifying spatially distributed groundwater/surface water interactions using temperature signals with paired fiber-optic cables. Water Resources Research, 49(11): 7670-7680.
- McCallum, J.L., Cook, P.G., Berhane, D., Rumpf, C., McMahon, G.A., 2012. Quantifying groundwater flows to streams using differential flow gaugings and water chemistry. Journal of Hydrology, 416: 118-132.
- Moffett, K.B. et al., 2008. Processes controlling the thermal regime of saltmarsh channel beds. Environmental Science & Technology, 42(3): 671-676.
- Nathan, R., McMahon, T., 1990. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. Water resources research, 26(7): 1465-1473.
- Petrides, A.C. et al., 2011. Shade estimation over streams using distributed temperature sensing. Water Resources Research, 47: 4.
- Pittroff, M., Frei, S., Gilfedder, B., 2017. Quantifying nitrate and oxygen reduction rates in the hyporheic zone using 222Rn to upscale biogeochemical turnover in rivers. Water Resources Research, 53(1): 563-579.
- Poblador, S., Thomas, Z., Rousseau-Gueutin, P., Sabaté, S., Sabater, F., 2018. Riparian forest transpiration under the current and projected Mediterranean climate: Effects on soil water and nitrate uptake. Ecohydrology, 0(0): e2043.
- Poulsen, J.R., Sebok, E., Duque, C., Tetzlaff, D., Engesgaard, P.K., 2015. Detecting groundwater discharge dynamics from point-to-catchment scale in a lowland stream: combining hydraulic and tracer methods. Hydrology and Earth System Sciences, 19(4): 1871-1886.
- Rosenberry, D.O., Briggs, M.A., Delin, G., Hare, D.K., 2016. Combined use of thermal methods and seepage meters to efficiently locate, quantify, and monitor focused groundwater discharge to a sand-bed stream. Water Resources Research, 52(6): 4486-4503.

- Ruehl, C. et al., 2006. Differential gauging and tracer tests resolve seepage fluxes in a stronglylosing stream. Journal of Hydrology, 330(1-2): 235-248.
- Sebok, E., Duque, C., Engesgaard, P., Boegh, E., 2015. Application of Distributed Temperature Sensing for coupled mapping of sedimentation processes and spatio-temporal variability of groundwater discharge in soft-bedded streams. Hydrological Processes, 29(15): 3408-3422.
- Selker, J., van de Giesen, N., Westhoff, M., Luxemburg, W., Parlange, M.B., 2006a. Fiber optics opens window on stream dynamics. Geophysical Research Letters, 33(24).
- Selker, J.S. et al., 2006b. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. Water Resources Research, 42(12): 8.
- Selker, J.S., van de Giesen, N., Westhoff, M., Luxemburg, W., Parlange, M.B., 2006c. Fiber optics opens window on stream dynamics. Geophysical Research Letters, 33(24).
- Shope, C.L. et al., 2012. Influence of a large fluvial island, streambed, and stream bank on surface water-groundwater fluxes and water table dynamics. Water Resources Research, 48: 18.
- Sloto, R.A., Crouse, M.Y., 1996. HYSEP, a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis.
- Stallman, W.R., 1965. Steady One-Dimensional Fluid Flow in a Semi-Infinite Porous Medium With Sinusoidal Surface Temperature, 70, 2821-2827 pp.
- Stonestrom, D.A., Constantz, J., 2004. Using temperature to study stream-ground water exchanges. 2327-6932.
- Thomas, Z. et al., 2016. Constitution of a catchment virtual observatory for sharing flow and transport models outputs. Journal of Hydrology, 543: 59-66.
- Torgersen, C.E., Faux, R.N., McIntosh, B.A., Poage, N.J., Norton, D.J., 2001. Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams. Remote Sensing of Environment, 76(3): 386-398.
- Tristram, D.A. et al., 2015. Identifying spatial and temporal dynamics of proglacial groundwater-surface-water exchange using combined temperature-tracing methods. Freshwater Science, 34(1): 99-110.
- Tyler, S.W. et al., 2009. Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiberoptic methods. Water Resources Research, 45: 11.
- van Balen, R.T., Kasse, C., De Moor, J., 2008. Impact of groundwater flow on meandering; example from the Geul River, The Netherlands. Earth Surface Processes and Landforms, 33(13): 2010-2028.
- van de Giesen, N. et al., 2012. Double-Ended Calibration of Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. Sensors, 12(5): 5471-5485.
- Vidon, P. et al., 2010. Hot Spots and Hot Moments in Riparian Zones: Potential for Improved Water Quality Management1. Journal of the American Water Resources Association, 46(2): 278-298.
- Westhoff, M.C., Gooseff, M.N., Bogaard, T.A., Savenije, H.H.G., 2011. Quantifying hyporheic exchange at high spatial resolution using natural temperature variations along a first-order stream. Water Resources Research, 47: 13.

- Winter, T.C., 1998. Ground water and surface water: a single resource, 1139. DIANE Publishing Inc.
- Wittenberg, H., 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. Hydrological Processes, 13(5): 715-726.

### 4.5. Conclusion.

Ces travaux avaient avant tout pour but de développer et tester une méthode permettant de quantifier de faibles exfiltrations de nappe le long d'un petit cours d'eau naturel. Cette méthode avait plus précisément pour but de calculer les flux verticaux dans le sédiment en chaque point d'un câble de fibre. Habituellement, il est nécessaire de connaître la température à deux profondeurs distinctes pour calculer les vitesses verticales en un point. Comme déployer deux câbles de fibre optique à deux profondeurs différentes en milieu naturel est techniquement très compliqué, nous avons tenté de remplacer le câble le plus superficiel par quelques mesures éparses à l'interface entre eau et sédiment ( $z_1 = 0$ cm). Ces mesures ponctuelles ont été acquises par des cannes thermométriques placées dans le sédiment. Le câble de fibre optique, lui, a été placé légèrement plus profondément ( $z_2 = -3$ cm) de manière à pouvoir détecter des arrivées diffuses de nappe et se maintenir en place tout seul sur de longues durées. En supposant les mesures à l'interface eau-sédiment homogènes le long du bief, il est possible de calculer les flux verticaux en chaque point de la fibre. Les points de mesures FO-DTS étant très nombreux (plus de 4000), il a été décidé, dans un premier temps, de n'appliquer le calcul des vitesses que sur certains points représentatifs. Deux types de points ont été choisis : des points neutres sans exfiltrations de nappe et des points manifestant des exfiltrations fortes et stables au cours du temps. Les vitesses d'exfiltrations ont été calculées en couplant données FO-DTS et les données de canne. Les flux au-dessus de points neutres ont été calculés sur la seule base des données des cannes thermométriques placées le long du bief. Ces cannes ont été préférées aux données DTS en raison de leur profondeur : moins sujettes aux mouvements du lit, les calculs sont moins sujets aux erreurs. Afin de tenir compte des différences géomorphologiques du cours d'eau, un point de référence de chaque type – exfiltration et non exfiltration – a été choisi pour chaque sous-bief. Il a ainsi été possible de déterminer une vitesse verticale en zone neutre et en zone d'exfiltration pour chaque bief. Enfin, à chaque pas de temps, les zones décrites comme dépourvues d'exfiltrations se sont vues attribuées la vitesse calculée sur la canne thermométrique la plus proche. Il a été fait de même pour chaque zone décrite comme influencée par la nappe et les vitesses obtenues à partir du couplage FO-DTS-cannes.

Les résultats de cette méthode couplant localisation par FO-DTS et vitesses verticales ont été comparés à deux méthodes de quantification plus intégratives dans l'espace : le jaugeage différentiel et la méthode développée par Selker et al. (2006a) (voir Méthodes). Cette dernière a été appliquée à une échelle plus large (400m) qu'elle n'a été initialement développée pour. La comparaison a donné **des résultats probants en période de basses eaux et en fin de hautes eaux**. Toutefois, notre méthode de quantification des exfiltrations **a fortement sous-estimé la part de la nappe en hautes eaux** (entre -65% et -90% par rapport au jaugeage différentiel sur les périodes les plus claires). Cette sous-estimation, même si elle peut être relativisée par les incertitudes du jaugeage, les erreurs d'estimation du débit de base par séparation d'hydrogramme, a été imputée à certaines limites de la méthodologie employée.

Une première raison serait le **faible nombre de vitesses verticales calculées** : avec seulement quatre points représentatifs des exfiltrations et trois points représentatifs des zones neutres (sans influence de nappe), le bilan des échanges entre nappe et rivière est probablement imprécis. Il est possible que des arrivées importantes aient été négligées. Pour vérifier cette hypothèse, l'utilisation de l'amplitude maximale, minimale et moyenne de l'anomalie thermique par sous-bief permettrait de vérifier l'origine de cette sous-estimation. Bien évidemment, l'automatisation des calculs de vitesses verticales le long de la fibre permettrait de mieux tenir compte des hétérogénéités spatio-temporelles et de mieux estimer les échanges à l'échelle du bief. C'est cette dernière méthode qu'il faudrait explorer à court terme.

Une seconde raison expliquant cette sous-estimation peut être la faible couverture spatiale de la fibre optique en transversal. Le câble avant été placé au centre du cours d'eau, dans le thalweg, il est très probable que des arrivées latérales de nappe n'aient pas été détectées. L'étendue spatiale de ces exfiltrations latérales est directement fonction du niveau piézométrique de la nappe : elles sont bien plus nombreuses en hautes eaux qu'en basses eaux. Les exfiltrations au niveau du thalweg, détectées par le DTS sont moins sensibles à cette baisse saisonnière du niveau piézométrique : elles prédominent en période de basses eaux et constituent la majeure partie du débit de base, ce qui explique les bons résultats obtenus sur cette période. Par ailleurs, ces exfiltrations en fond de lit pourraient être issues de circulations régionales plus profondes, ce qui pourrait expliquer leur détection dans certaines zones même quand le gradient hydraulique local est défavorable. Une meilleure couverture spatiale des câbles de fibre optique permettrait de tenir compte des exfiltrations latérales et d'ainsi mieux caractériser les échanges entre nappe et rivière dans toute la zone hyporhéique. L'installation du câble FO en serpentin ou la mise en place de plusieurs câbles parallèles permettrait d'améliorer les résultats. Néanmoins, cette technique s'avère très lourde sur le terrain, le recours à des données continues comme l'utilisation de l'imagerie infrarouge thermique (IRT) constitue une alternative intéressante. Hare a démontré qu'il était possible de notamment repérer des exfiltrations latérales au cours d'eau par des mesures manuelles. Ce genre de mesures de surface pourrait ainsi venir en appoint à des mesures directes dans le cours d'eau ou les sédiments. De telles mesures sont déjà utilisées à des échelles spatiales bien supérieures à la fibre optique pour caractériser l'hétérogénéité thermique de grands cours d'eau (Dugdale et al., 2015; Fullerton et al., 2015; Wawrzyniak et al., 2012). Dans l'hypothèse où les processus de mélange des eaux de nappe avec la surface pourraient être détectés en surface par mesures IRT, ces dernières pourraient devenir un outil puissant d'hydrologie fluviale.

Malgré cette sous-estimation globale des échanges dans la zone hyporhéique, la méthode a permis d'identifier des **processus hydrologiques invisibles aux autres méthodes plus intégratives dans l'espace et aux mesures par fibre optique habituelles.** En effet, des **périodes d'inversion locale des flux ont été détectées** à l'automne et en fin de printemps. Ces inversions ont été attribuées à des crues brusques (fortes précipitations, débâcles à l'amont) qui auraient momentanément inversé un gradient hydraulique entre rivière et nappe déjà faible.

Pour conclure, la méthode de quantification de petites exfiltrations couplant fibre optique et vitesses verticales peut être utilisée avec succès pour quantifier les exfiltrations de nappe dans un bief, à condition que les exfiltrations détectées soient représentatives des flux dans la section de la rivière. En outre, la méthode développée s'est révélée capable de détecter une inversion ponctuelle des échanges dans l'espace qui ne peut être caractérisée par les méthodes intégratives. Ce dernier point ouvre de nouvelles perspectives pour discriminer efficacement les exfiltrations de nappes, sensibles aux gradients hydrauliques locaux, et celles qui le sont moins. Avant d'atteindre de tels objectifs, certaines améliorations méthodologiques sont nécessaires : une meilleure couverture spatiale du système DTS et une automatisation des calculs de vitesses verticales en chaque point permettraient une meilleure prise en compte de l'hétérogénéité spatio-temporelle et de l'intermittence des processus d'échange nappe-rivière, et donc une meilleure quantification des flux. Des mesures complémentaires avec des compteurs d'exfiltrations seraient également souhaitables pour comparer les résultats locaux obtenus. La caractérisation plus fine des échanges (gains comme pertes) avec la résolution spatio-temporelles du FO-DTS pourrait être d'un grand intérêt pour l'étude de processus biogéochimiques tels que la dénitrification dans la zone hyporhéique (Annexe 1) ou la détection de flux souterrains qui jouent un rôle important dans la régulation thermique des cours d'eau.

## PARTIE III : Caractérisation spatio-temporelle des processus hydrologiques et des échanges nappe-rivière

### 4.6. Analyse complémentaire du bief

### 4.6.1. Dynamique des échanges dans la zone humide

Outre les mesures distribuées par fibre optique (FO-DTS) déployées dans le cours d'eau, de nombreuses autres mesures ont cours sur le site de la Zone Atelier Armorique (ZAAr) depuis de nombreuses années (Thomas et al., 2019). La richesse et la diversité de ces données est venue en appui de la grande résolution spatio-temporelle de la fibre optique pour mieux comprendre le fonctionnement du cours d'eau. Les résultats présentés dans cette section viennent compléter et appuyer les résultats présentés dans les deux articles précédents et permettent d'ouvrir la discussion autour des échanges nappe-rivière sur le site.



**Figure 4-1.** Coupe transversale schématique du versant adjacent à la zone humide, dans la partie amont du bief où la fibre optique a été installée. La zone hyporhéique y est représentée en rouge. La localisation des mesures ponctuelles de température est également renseignée. Seules les données piézométriques de P1, P13 et dans le cours d'eau ont été utilisées.

La figure 4-1 présente succinctement quelques le dispositif de mesure déployé sur le versant adjacent à la zone humide (*sub-reach wetland* dans les articles précédents), à l'amont du bief où la fibre optique a été installée. La topographie transversale de cette zone humide y est exagérée afin de mieux appréhender les flux souterrains susceptibles de générer des exfiltrations de nappe dans le cours d'eau. On peut ainsi mieux juger du caractère surélevé du lit actuel du cours d'eau, détourné de son tracé originel (P12) suite au remembrement de la zone

humide. Le niveau du toit de la nappe est suivi en continu par un ensemble de piézomètres à un pas de temps de 5min et une incertitude de  $\pm 0.5$  cm, depuis une dizaine d'années. La température de la nappe, dans ces mêmes piézomètres, a également été enregistrée à un pas de temps de 5min et avec une incertitude de 0,2°C. Seuls les piézomètres situés sur la même ligne perpendiculaire au cours d'eau sont représentés ici et seules les données P1, P13 et du cours d'eau seront présentés par souci de simplification. Pour plus de clarté, les données issues de P1 sont désignées par l'indice gw (groundwwater) car prises dans la nappe. Celles de P13, enregistrées dans la zone hyporhéique (en rouge sur la figure 4-1), sont notés hw (hyporheic water) tandis que les données prises dans la prise d'eau en rivière sont marquées sw (stream water). Notons au passage l'absence de données en provenance de la parcelle agricole situé sur le versant adjacent à la rive droite car aucun piézomètre n'a pu y être installé. Pour information, les niveaux piézométriques (GWL : groundwater level) de hautes eaux en bleu (GWL-HW) et des basses eaux en vert (GWL-LW) sont le fruit d'observations passées et sont ici purement qualitatifs. Ils indiquent généralement une décharge de la nappe de versant vers la zone humide en période de hautes eaux (typiquement de Novembre/Décembre à Juin sur le site). En revanche, en basses eaux (Juillet/Août à Octobre/Novembre selon les années), il n'est pas rare que la zone humide apparaisse plus haute car alimentée par l'amont. A noter qu'à l'interface entre le versant et la zone humide (à proximité du P9), Clément et al. (2003) avait caractérisé une zone artésienne.

La Figure 4-2 présente les charges hydrauliques de la nappe de versant ( $H_w$ ), dans la zone hyporhéique ( $H_{hw}$ ) et de la surface libre du cours d'eau ( $H_{sw}$ ) sur quatre années. L'année de suivi par fibre optique (Juillet 2016 à Juin 2017) est mise en évidence par le cadre gris. Comparée aux trois années précédentes, l'année de suivi apparait particulièrement sèche avec des niveaux de nappe inférieur de 0,6m en basses eaux et jusqu'à 5m en hautes eaux. Si le niveau d'eau en rivière est comparable en basses eaux (environ 12,6m), il est particulièrement bas en hautes eaux durant cette année 2016-2017 (-0,4m par rapport aux autres années). Les observations de terrains vont également en ce sens : aucune occupation du lit majeur n'a été constatée durant l'année de mesure par fibre optiques alors que les débordements de lit mineur sont habituellement fréquentes. L'étude du niveau de nappe ( $H_{gw}$ ) indique également que celuici est passé au-dessus de celui du cours d'eau plus tardivement (Février 2017) que les autres années (Novembre à Janvier).



162

L'analyse des charges hydrauliques par compartiment (nappe, zone hyporhéique et rivière) révèle la complexité du système. Comme évoqué plus haut, la nappe de versant atteint généralement son niveau minimum (environ 11,5m) fin Octobre ou début Novembre. Elle se recharge ensuite dès Décembre pour atteindre un maximum en Mars (14 à 19m). La charge hydraulique de la nappe décroit ensuite de nouveau de Mars jusqu'à Octobre. La rivière, quant à elle, oscille entre 12,6 et 13,4m, mais reste globalement stable. Il apparaît ainsi qu'elle est perchée (gradient hydraulique inverse) une bonne partie de l'année (d'Août à Janvier sur l'année de mesure, par exemple). En théorie, dans un système classique, les niveaux piézométriques de la zone hyporhéique devraient toujours se trouver entre ceux de la nappe et du cours d'eau puisqu'elle fait la jonction entre les deux compartiments. Or, ce cas de figure ne s'observe qu'à un seul moment de l'année: en fin de basses eaux, quand la nappe est au plus bas. A cette période, la zone hyporhéique, connectée au cours d'eau, se recharge plus tôt que la nappe de versant. Le reste de l'année hydrologique, la charge de la zone hyporhéique se situe sous celle de la rivière et de la nappe. les gradients hydrauliques indiquent que la rivière se décharge vers la zone hyporhéique. Les gradients hydrauliques entre la nappe de versant (gw) et la zone hyporhéique (hw) sont principalement positifs sauf ponctuellement en période de basses eaux. Le point le plus bas de la zone humide n'est pas le cours d'eau lui-même, mais son ancien lit, localisé au niveau du piézomètre P12 (Fig. 4-1). L'étude piézométrique nous révèle ainsi que les flux d'eau locaux semblent se diriger vers ce point, et non vers le cours d'eau recalibré. Ces observations constituent le principal argument expliquant le peu d'exfiltrations de nappe observées dans la zone humide : le cours d'eau à cet endroit est probablement en perte de charge (*losing stream*). Les quelques exfiltrations repérées dans ce troncon ne viennent pas nécessairement remettre en cause cette hypothèse d'une infiltration générale. En effet, certaines études ont démontré qu'il était possible d'avoir des arrivées de nappe très localisées dues à la grande hétérogénéité du milieu souterrain (Krause et al., 2012; Slater et al., 2010).

Dans le cas présent, deux hypothèses ont été avancées pour expliquer la présence d'exfiltrations dans la zone humide malgré sa nature perchée. La première veut que ces exfiltrations viennent du versant opposé, depuis la rive droite non instrumentée. En effet, le versant est très proche du cours d'eau et relativement abrupt. Ce serait alors le gradient entre ce versant et la rivière, sans doute moins marqué que celui affiché sur la Figure 4-2, qui contrôlerait les échanges entre nappe et rivière. Etant donné la topographie transversale du site, il est probable que le cours d'eau intercepte en fait les flux souterrains entre la nappe de ce versant et le point bas de la zone humide (P12 – Fig. 4-1). En outre, il est possible que des drains agricoles y aient été installés, ce qui expliquerait le caractère ultra-localisé et quasi-permanent de certaines exfiltrations dans la zone humide.

La deuxième hypothèse repose sur l'existence de circulations souterraines plus profondes qui seraient moins sensibles au gradient hydraulique local. Kolbe et al. (2016) ont modélisé les temps de transfert des eaux souterraines à l'échelle du bassin versant de 35 km<sup>2</sup>. Ils ont ainsi déterminé que la zone instrumentée était effectivement une zone de décharge (Fig. 4-3). Toutefois, ils ont également montré que les distances d'écoulement et les temps de transfert des eaux souterraines y étaient beaucoup plus courts que pour le reste du site. Aucune circulation profonde n'a été mise en évidence. Il semble donc plus probable que les exfiltrations visibles à l'amont du bief soient bien dues au versant opposé plutôt qu'à des circulations régionales.



**Figure 4-3.** Modélisation 3D des flux souterrains à l'amont de la ZAAr (A) et sur le site de mesures (B). La base de la roche-mère est représentée en gris, la surface des sols en couleur et les affleurements de la nappe, au-dessus de la surface du sol, en blanc (d'après Kolbe et al. (2016)).

La Figure 4-4 décrit l'évolution de la température dans la zone humide au cours de l'année. La température de la nappe (bleue), de la zone hyporhéique (verte) et de la rivière (rouge) y sont représentées en même temps que la température de l'air (noire) enregistrée quelques kilomètres au nord. La station météo chargée de cette mesure atmosphérique a cessé de fonctionner entre Octobre et Novembre 2016. Ce suivi de température permet de mieux appréhender le régime thermique du cours d'eau au cours de l'année. Ainsi la température de la nappe apparaît extrêmement stable au cours du temps, ne présentant que quelques dixièmes de degrés de variation (12,4 à 12,5°C). Cette stabilité est évidemment due à la profondeur de la mesure (15m), mais probablement aussi à peu de mélange entre les eaux jeunes (recharge) et les eaux plus anciennes. La température du cours d'eau, en revanche, suit la température de l'air. L'atmosphère dominant le régime thermique de la plupart des cours d'eau (Caissie, 2006; Mohseni and Stefan, 1999), tout décalage prononcé entre T<sub>air</sub> et T<sub>sw</sub> peut être imputé à une autre influence, notamment souterraine. Ainsi, on peut remarquer que T<sub>sw</sub> diverge clairement de T<sub>air</sub> entre Décembre 2016 et Février 2017. Ce décalage s'estompe ponctuellement pendant des crues rapides. En outre, T<sub>sw</sub> apparaît moins variable durant la même période. Ce comportement a pu être relié aux observations et mesures menées avec la fibre optique (sections 4.2 et 4.4). En effet, cette période correspond au début des hautes eaux et de la recharge de la nappe. Les écoulements en provenance de la nappe augmentent donc au cours de cette période et influencent davantage la rivière : T<sub>sw</sub> tend davantage vers T<sub>gw</sub> et se distingue de T<sub>air.</sub> En revanche, le brusque apport d'eau par ruissellement lors des crues de cette période (section 4.4 - Fig. 6) ramène T<sub>sw</sub> plus proche de T<sub>air</sub>. Le décalage ne réapparaît que lorsque les apports de nappe assurent de nouveau la majeure partie du débit de base. Le fait que T<sub>air</sub> et T<sub>sw</sub> soient très proches tout le reste de la période hautes eaux a été attribué (i) à la faible différence de

température entre air et nappe qui rend difficile une distinction et (ii) à une rapide succession d'évènements pluvieux imposant leur température atmosphérique.

A l'instar de T<sub>sw</sub>, T<sub>hw</sub> suit globalement la même évolution que T<sub>air</sub>, mais affiche de plus faibles amplitudes. Ce tamponnement des températures est évidemment dû à la profondeur des mesures (3,5m) et à une influence accrue de la nappe. Cela a aussi pour conséquence un décalage temporel (ou déphasage) entre le signal thermique de surface (fluctuations de  $T_{air}$ ) et le signal enregistré dans la zone hyporhéique. A l'échelle de l'année, le déphasage apparaît assez clairement en automne ou au printemps quand les températures extérieures changent durablement : T<sub>hw</sub> réagit plus lentement et se retrouve un temps plus chaud (Octobre 2016) ou plus froid (Mai 2017) que le reste du système. A une échelle de temps plus courte, l'analyse du déphasage et des amplitudes de température dans la zone hyporhéique et la rivière permet de caractériser le sens des écoulements entre les deux compartiments. La même théorie dirige les calculs des vitesses d'écoulement dans le sédiment de la section 4.4. Qualitativement, il est par exemple possible de repérer des échanges entre la nappe et la zone hyporhéique entre Décembre et Février. Lors des crues brusques repérées durant cette période, l'hypothèse a été émise que le gradient hydraulique entre nappe et rivière s'était inversé, entraînant une décharge ponctuelle de la rivière vers la nappe (section 4.4). Lors de ces crues, la température de la rivière a ponctuellement augmenté, suivant en cela la température atmosphérique. Quelques jours plus tard, ce signal de surface a été enregistré dans la zone humide, indiquant une infiltration de surface dans le sédiment (en mi-Janvier par exemple). En cas de gradient hydraulique trop important pour être influencé par une crue subite (par exemple entre Février et Mars 2017), les échanges se déroulent globalement de la nappe thermiquement stable vers la rivière. Dans ce cas-là, T<sub>hw</sub> est également plus stable. Quelques études ont tiré parti du déphasage et des changements d'amplitude thermique entre compartiments pour localiser et quantifier des échanges à grande échelle par fibre optique (Henderson et al., 2009; Westhoff et al., 2011a). Appliquer le même genre d'analyses à l'échelle d'un versant ou sur un bief connu pourraient offrir de nouvelles perspectives dans la description du régime thermique du cours d'eau.



166

La Figure 4-5 synthétise une partie des informations présentées dans les Figures 4-2 et 4-3 en montrant l'évolution du gradient hydraulique (courbe noire) et du contraste thermique (courbe rouge) entre la nappe souterraine (GW) et le cours d'eau (SW). Certaines des informations discutées précédemment y sont présentes. Ainsi, le gradient hydraulique illustre bien la nature perchée de la rivière avec un gradient hydraulique négatif de Juillet 2016 à Février 2017, alors même que la période de hautes eaux débute en Novembre 2016 (début de la recharge de la nappe). Les crues responsables des inversions de flux mesurées dans la section 4.4 et redécrites brièvement sur la figure précédente (Fig. 4-4) sont particulièrement visibles ici. On observe plusieurs variations brusques, notamment en période de hautes eaux. De son côté, le contraste thermique entre nappe et rivière est très variable. Il est toutefois intéressant de noter que pendant une courte période en automne (Octobre) et au printemps (Avril/Mai), la différence de température entre nappe et rivière s'inverse et peut même être nulle. Durant ces périodes clés, la détection d'exfiltrations de nappe par la température est rendue plus difficile. Cette difficulté est généralement contournée par l'utilisation de la variabilité journalière de la température. Dans le cadre d'une cartographie sub-horaire des exfiltrations (section 4.2), cela peut cependant poser problème. Sur cette figure, le contraste thermique diminue fortement (-4°C) en Février, simultanément avec une brusque augmentation du gradient hydraulique qui voit la nappe de versant passer au-dessus de la rivière. Une telle observation prise seule pourrait indiquer des exfiltrations de nappe accrues. Toutefois, ce changement est également concomitant avec un changement des températures atmosphériques (Fig. 4-4). Ceci illustre la nécessité de multiplier les mesures dans différents compartiments et croiser les informations afin d'éviter les erreurs d'interprétation. C'est aussi la raison pour laquelle nous avons choisi de comparer directement les mesures par FO-DTS avec les fluctuations atmosphériques pour la cartographie des exfiltrations de nappe.





### 4.6.2. Hétérogénéité spatiale du bief

La dynamique des échanges entre la nappe et le cours d'eau présentée dans la section précédente vient confirmer et expliquer certaines observations menées dans la zone humide par fibre optique. Il convient toutefois de rappeler que ces résultats sont pour la plupart spécifiques à cette partie du bief. Artificiellement crée lors du remembrement, ce sous-bief qui borde la zone humide est perché et très rectiligne. Or, ce n'est pas le cas des sous-biefs plus à l'aval. Moins anthropisés, ces sous-biefs possèdent une géomorphologie légèrement différente. L'utilisation conjointe de la fibre optique et des cannes thermométriques a permis de montrer des différences de comportement.

### Comparaison des mesures FO-DTS aux autres mesures in-situ

Les Figures 4-6 et 4-7 illustrent tout d'abord les différences entre les mesures par fibre optique et les autres mesures ponctuelles. La Figure 4-6 illustre ainsi les différences de température de l'air entre la station météo située à quelques kilomètres à l'aval du site et la fibre optique. Les mesures FO-DTS montrent un **décalage temporel d'environ 1h30** et **des amplitudes de température plus importantes**. Ceci a été attribué à la localisation des deux capteurs. La station météo se trouve dans une zone respectant les normes météo-France- en milieu dégagé, loin de tout obstacle et ombrage, et exposée aux vents tandis que la fibre est directement sur dans la zone de bas fond et protégée des éléments par un couvert d'arbres. Il a été supposé que la fibre optique rendait mieux compte de la température sur site et c'est donc elle qui a été utilisée pour la cartographie des exfiltrations.

La Figure 4-7 offre une comparaison entre les mesures FO-DTS et les mesures des cannes thermométriques situées à l'amont du site, dans la zone humide (section 4.4 – Fig.1). Deux cannes ont été comparées : la canne fabriquée dans notre laboratoire composée de capteurs TidBit (incertitude de 0,2°C) placée à demeure dans le sédiment et la canne UIT (incertitude de 0,1°C) placée à proximité. Les deux cannes étaient situées près de la berge tandis que le câble de fibre optique était enterré dans le thalweg, au centre du cours d'eau. Les données FO-DTS ont été comparées aux données à +5cm de la canne TidBit et à +5cm et 0cm de la canne UIT. Les données Tidbit et UIT 0cm montrent des amplitudes moindres et un léger décalage temporel. Ce tamponnage des températures indique que les capteurs TidBit et UIT\_0cm sont enterrés ou colmatés par le sédiment. Les données FO-DTS, en revanche, montrent une amplitude semblable à UIT +5cm (dans le tirant d'eau), mais avec un déphasage temporel semblable aux données dans le sédiment. Les amplitudes comparables semblent indiquer un câble déterré tandis que le déphasage indique un enterrement possible dans le sédiment. Les reconnaissances épisodiques sur le terrain ont montré que cette portion de câble était effectivement régulièrement découverte. Le léger décalage temporel a donc été attribué à la résolution temporelle du dispositif (moyenne sur 40min). Les résultats de la Figure 4-6 indiquent la bonne précision des mesures FO-DTS (estimée à 0,05°C), mais illustrent une des limites de notre méthode de cartographie d'exfiltrations. Cette dernière repose sur l'hypothèse que le câble est enterré à une profondeur fixe connue qui permet à la fois de détecter des arrivées de nappes et de calculer les flux verticaux. Or, outre ces résultats, il a été constaté à plusieurs reprises que des portions de câble étaient découvertes, voire enchevêtrées avec des branchages. Certaines de ces portions ont été exclues de nos analyses car situées à l'air libre, mais il s'est avéré impossible de contrôler régulièrement l'état du dispositif sur toute l'année. Soit que le tirant d'eau soit trop important ou troublé par les sédiments pour trouver ces portions, soit que le débit interdise de remettre en place le câble sous peine de creuser davantage le sédiment, soit que trop de temps se soit passé entre deux reconnaissances. Ainsi, certaines parties du cours d'eau jugées libres d'exfiltrations de nappe ont pu en fait être due à un câble déterré durablement. Similairement, des zones d'exfiltrations préférentielles étaient peut-être dues en fait à un enfouissement excessif du câble. Pour limiter ces artefacts, nos données ont été centrées sur des zones accessibles où le câble était bien enterré, mais sans exfiltration de nappe nette (section 4.2 - Fig. 6a). Ensuite, seuls les points présentant une anomalie thermique supérieure à la moyenne de tout le bief ont été considérée comme des exfiltrations. A l'avenir, il serait intéressant d'adapter le code de calcul VFLUX2 qui permet de déterminer la diffusivité thermique  $k_e$  du sédiment et ainsi calculer les flux verticaux même en cas de déterrement du capteur superficiel (Gordon et al., 2012; Rosenberry et al., 2016). Il demeure toutefois que le câble est globalement bien resté en place dans le sédiment : les modifications du lit par les crues successives se sont avérées mineures (année sèche) et la profondeur du câble au cours de son enlèvement en Juillet 2017 a été jugée proche de celle initiale. Ceci a permis de considérer les hétérogénéités constatées le long de la fibre comme pertinentes et dues à des processus locaux ou de vraies différences géomorphologiques.





172

### Ecarts de température dans les sédiments

La Figure 4-8 renseigne sur la température moyenne dans le sédiment  $T_{sed}$  sur l'ensemble de l'année de mesure. Sont aussi illustrées la température de la nappe  $T_{gw}$  et celle de l'atmosphère  $T_{air}$  mesurée par la fibre optique. Les écarts-type de chacune de ces moyennes annuelles sont également présentés. Tout au long du bief,  $T_{sed}$  apparaît compris entre  $T_{gw}$  et  $T_{air}$ . D'après le concept appliqué dans la section 4.2 pour cartographier les exfiltrations, les zones ou points de mesure plus proche de  $T_{gw}$  sont théoriquement davantage influencés par la nappe. Leur écart-type devrait donc également être plus faible. En ce sens, le tracé de  $T_{sed}$  est ici une illustration de localisation classique d'exfiltrations par étude de la variance (Moffett et al., 2008) et un écho de la Fig. 7 de la section 4.2. De fait, la méthodologie proposée en section 4.2 a surtout consisté à déterminer à partir de quel écart avec  $T_{air}$  on pouvait considérer un point comme influencé par la nappe.

Cette illustration des données brutes montre que le sous-bief de zone humide (wetland) est relativement homogène avec seulement quelques zones d'écart-type plus faible. Ces points précis sont supposés être des zones de plus haute conductivité hydraulique (Genereux 2008) ou des drains agricoles non repérés. Les portions de bief désignées comme un bois (wood) et une praire (*meadow*) affichent davantage de points d'exfiltrations. Le sous-bief le plus à l'aval s'apparente à un marais (swamp) et succède immédiatement à la confluence avec l'affluent. Ce sous-bief est globalement moins variable que les trois autres donc manifestement davantage influencé par la nappe, avec notamment deux zones très marquées par la nappe [455-465m] et [470-490m]. L'affluent étant connu pour être très influencé par la nappe (voir Annexe 1), ces deux anomalies ont été initialement suspectées d'être en fait dues à son influence. Toutefois, certains indices laissent supposer que ces anomalies sont bien dues à des exfiltrations de nappe. Premièrement, aucune différence de mélange n'a été mise en lumière au cours du temps. En effet, en hiver, l'eau de nappe est relativement chaude comparée au cours d'eau : en cas de mauvais mélange, par gravité, l'eau de l'affluent devrait difficilement atteindre le câble situé dans le sédiment et au fond d'une mouille. Or, de fortes anomalies ont été enregistrées en hiver aussi, éliminant l'hypothèse d'un mauvais mélange des eaux. Un bon mélange de l'affluent a donc été supposée. En cas d'influence majeure de l'affluent, l'anomalie thermique résultante devrait donc marguer tout le cours d'eau, indistinctement de sa morphologie. Or, les seuils se situant immédiatement après la confluence [470m] et [500m] semblent thermiquement beaucoup moins impactés. Ce faisceau d'indices a donc mené à interpréter ces deux zones comme des exfiltrations de nappe car situées dans des mouilles profondes susceptibles d'intercepter la nappe.



174

La Figure 4-9 présente les flux verticaux calculés en utilisant le code de calcul VFLUX2 (Gordon et al., 2012) le long des trois cannes UIT. Contrairement aux résultats intégrés à la section 4.4 les vitesses verticales ont été calculées entre chaque paire de capteurs voisins (profondeurs : 0cm, -10cm, -20cm, -35cm, -55cm, -85cm et -115cm). Pour rappel, les résultats présentés dans l'article sont tirés de la paire [0cm, -10cm]. Seuls ceux-ci ont été choisis par souci de comparaison avec les calculs menés sur les données FO-DTS (calculés entre 0cm et -3cm). Les vitesses exposées dans la Figure 4-9 sont toutes du même ordre de grandeur  $(10^{-5} \text{ m.s}^{-1})$  et sont donc globalement très inférieures aux vitesses obtenues à partir des mesures de température par FO-DTS sur les points d'exfiltrations (10<sup>-4</sup> m.s<sup>-1</sup>). Similairement, l'examen du flux global dans les sédiments, calculé entre -115cm et 0cm (courbe noir), confirme que les trois cannes sont bien placées sur des points sans exfiltrations de nappe, voire sur des points d'infiltration des eaux de surface (valeurs négatives). Les flux le long des trois cannes évoluent aussi globalement de la même façon dans le temps : les infiltrations sont moins importantes en fin de basses eaux (Octobre 2016), puis s'intensifient légèrement entre Novembre 2016 et Février 2017 avant de revenir à des vitesses quasi-nulles jusqu'en Juin 2017. Cette intensification ponctuelle des infiltrations est encore une fois synchrone des premières crues qui sont susceptibles de déclencher l'inversion des flux évoquée précédemment. Malgré cette apparente homogénéité de comportement entre les cannes, quelques disparités existent cependant le long du bief. De façon générale, on observe des flux descendants plus marqués à l'amont, dans le sous-bief de la zone humide (Fig. 4-9a) et le sous-bief suivant (Fig. 4-9b), qu'à l'aval dans le sous-bief du marais (Fig. 4-9c). Les résultats obtenus dans ce dernier montrent même des flux très légèrement ascendants (exfiltration) en Octobre 2016 et entre Mars et Mai 2017, au plus fort des hautes eaux. A la même échelle mensuelle, l'intensification des infiltrations en Novembre 2016 est également plus flagrante dans le sous-bief de la zone humide (Fig. 4-9a) que dans les autres, confirmant encore la plus grande sensibilité de ce sous-bief perché aux variations de gradient hydraulique. Cette légère hétérogénéité entre les mesures des profils de température localisées en amont et à aval fait écho à la cartographie des exfiltrations (section 4.2) faisant état de davantage d'exfiltrations à l'aval.

Outre ces différences longitudinales entre sous-biefs témoignant de fortes hétérogénéités spatiales, on peut aussi observer une variabilité des flux selon les profondeurs concernées. Si les flux sur toute l'épaisseur des sédiments (0-115cm) oscillent entre -10<sup>-5</sup> et 10<sup>-</sup> <sup>6</sup> m.s<sup>-1</sup>, les flux entre les capteurs voisins peuvent être très variables. Ainsi, les flux entre [0cm, -10cm] (en bleu) et [-20cm, -30cm] (en rouge) montrent des valeurs semblables au flux moyen, mais la zone entre -20cm et - 35cm enregistre des flux compris entre -10<sup>-4</sup> m.s<sup>-1</sup> (non affiché pour tenir dans le cadre) et 1.6 10<sup>-5</sup> m.s<sup>-1</sup>. Inversement, les points les plus profonds (de -35cm à -115cm) enregistrent tous des flux à la fois faibles et très stables dans le temps, voire continus. Cette dichotomie entre sédiments de surface (0cm à -35cm) et plus profonds (-35cm à 115cm) est confirmée lors des échantillonnages : les sédiments superficiels se sont révélés plus grossiers et meubles (mélange de sable, de silts et de matière organique) que les sédiments profonds, plus proches de limons fins et d'argiles. De fait, les calculs de vitesse effectués si profond doivent être relativisés puisqu'ils sont en partie basé sur les propriétés thermiques des sédiments superficiels, seuls facilement accessibles lors de l'échantillonnage (voir Méthodes). Toutefois, il demeure très probable que la majorité des flux concerne les guarante premiers centimètres de la zone hyporhéique. Si la même hypothèse devait être appliquée sur tout le bief – et la Figure 4-9 semble indiquer une certaine homogénéité longitudinale – alors on peut supposer que les exfiltrations repérés dans le thalweg sont effectivement dues à la nappe superficielle de versant, et non à des circulations régionales plus profondes.



# *Caractérisation des exfiltrations diffuses par la méthode O'Driscoll et DeWalle (2006)*

### Localisation des exfiltrations le long du bief

D'autres méthodes de caractérisation des apports de nappe se basant sur les différences avec la température de l'air existent et ont été testées. Celle d'O'Driscoll and DeWalle (2006) a été utilisée pour analyser les différentes sections du cours d'eau (zone humide, bois, prairie et marais) et comparer les résultats aux résultats des sections précédentes. La figure 4-10 offre un rappel de la cartographie des exfiltrations effectuée dans la section 4.2. Par souci de clarté, les zones neutres, considérées comme normales (N) car influencées seulement par l'atmosphère, ont été renommées  $T_{sedN}$  tandis que les points présentant une anomalie (A) thermique liée à la nappe ont été renommé  $T_{sedA}$ .



**Figure 4-10.** cartographie spatio-temporelle des points neutres  $T_{sedN}$  et des points d'exfiltrations de nappe  $T_{sedA}$  (section 4-2).

La figure 4-11 donne un exemple de tracé selon cette méthode. Chaque semaine (pas de temps typique de la méthode), la relation entre  $T_{air}$  et  $T_{sed}$  a pu être décrite en chaque point de la fibre. Ici, seuls deux points types du site ont été utilisés pour l'exemple : un point « neutre » identifié précédemment comme principalement influencé par l'atmosphère (5m), et un point d'exfiltration de nappe (476m) identifié comme tel dans la section 4.2. Le point présentant une arrivé d'eau souterraine potentielle (rouge) a une pente plus douce (a = 0,61) et une ordonnée à l'origine plus grande (b = 4,95°C) que le point influencé par l'atmosphère (a = 0,77 et b = 2,75). Cette pente et cette ordonnée différentes pour le point d'exfiltration sont en accord avec la théorie : la plus faible variabilité temporelle en ce point, due à la nappe, explique la pente plus proche de la droite y=x. La température moyenne de la nappe (12,43°C), supérieure à celle de l'air (9.85°C), explique que l'ordonnée soit également plus élevée : la température en zone d'exfiltration tend davantage vers  $T_{gw}$  que vers  $T_{air}$ .



**Figure 4-11.** Températures moyennes hebdomadaires en deux points dans le sédiment en fonction des températures moyennes hebdomadaires de l'air sur toute la période de mesure (11 mois). Le point illustré en noir, situé à une distance de 5m à partir de l'amont du bief, est influencé par l'atmosphère. Le point illustré en rouge, situé à une distance de 476m à partir de l'amont du bief est influencé par la nappe.

La Figure 4-12 représente la pente et l'ordonnée à l'origine (telles que présentées dans la Figure 4-11) en chaque point du cours d'eau. Les points présentant une zone d'exfiltration – selon la méthode exposée en section 4.2 – durant plus de la moitié de l'année sont représentés en rose. Sachant que les zones ayant la plus forte ordonnée et la pente la plus faible sont considérées comme plus fortement impactées par la nappe, les résultats entre cette méthode et celle présentée, dans la section 4.2., sont très similaires. Ceci confirme que la méthode de cartographie des exfiltrations diffuses développée dans cette thèse est efficace malgré les limites évoquées et discutées plus haut.





#### *Importance relative de la nappe*

Les résultats de quantification selon O'Driscoll et DeWalle sont présentés dans la Figure 4-13. Une discrimination est faite entre zones décrites comme influencées par l'atmosphère seul en bleu (Fig. 4-13a et 4-13b), et les zones influencées par la nappe en rouge (Fig. 4-13b et 4-13d). Une deuxième discrimination est faite entre les résultats pour le cours d'eau entier (Fig. 4-13c et 4-13d) et résultats pour le seul bief à l'amont de la confluence (Fig. 4-13a et 4-13b). Cette dernière a été faite pour comparaison avec les précédentes quantifications qui portaient sur cette section précise. Pour rappel, l'échelle de pourcentage présentée dans ces figures est en fait une comparaison à un point du cours d'eau qui a été supposé comme sans aucune influence de la nappe. C'est la relation pente-ordonnée en ce point qui définit le 0% de participation, au débit de la rivière, de nappe de référence. De fait, les autres participations exposées sont donc des extrapolations reposant sur cette hypothèse.

Les points préalablement décrits comme des exfiltrations de nappe présentent logiquement des pourcentages de participation de nappe bien plus élevés que les autres. Si tout le cours d'eau est considéré (Fig. 4-13c et 4-13d), on observe des pourcentages de participation allant de 0 à 23% du débit total contre 0 à 7% pour les zones influencées par l'atmosphère. Si seul le bief avant la confluence (zone humide + bois + prairie) est pris en compte (Fig. 4-13a et 4-13b), les participations sont globalement plus faibles : 0 à 13% contre 0 à 5% du débit total. Cette différence entre le bief amont et le marais à l'aval est en accord avec les mesures de vitesses verticales menées sur le site (section 4.2) qui montraient des vitesses plus importantes dans le marais. De même, la zone humide est probablement le siège d'infiltrations hyporhéiques en basses eaux (cours d'eau perché), ce qui expliquerait les plus faibles valeurs de la Fig. 4-13a.



**Figure 4-13.** Ordonnée à l'origine en fonction de la pente. Les valeurs théoriques de participation de la nappe sont représentées en noir. (a) Relation ordonnée-pente pour chaque point  $T_{sedN}$  à l'amont de la confluence. (b) Relation ordonnée-pente pour chaque point  $T_{sedA}$  à l'amont de la confluence. (c) Relation ordonnée-pente pour chaque point  $T_{sedN}$  du cours d'eau. (d) Relation ordonnée-pente pour chaque point  $T_{sedA}$  du cours d'eau.
Il convient néanmoins de nuancer les résultats de la méthode d'O'Driscoll présentés ici. Ainsi, la participation moyenne de la nappe à l'année a été estimée à 2.3% pour le bief amont (zone humide + bois + prairie). Le même calcul réalisé sur la base des différences de débit (O<sub>diff</sub>/O<sub>down</sub>) (voir section 4.4) donne une participation movenne de la nappe de 23% (écart-type = 24%). Cet écart très important entre les estimations de nappe est sans doute dû au caractère diffus et disparates des exfiltrations. Celles-ci étant particulièrement faibles, la température du cours d'eau se rééquilibre rapidement avec l'atmosphère. Cela a pour effet d'atténuer la signature thermique de la nappe dans le cours d'eau. Or, la méthode d'O'Driscoll, à l'instar des méthodes basées sur la conservation de la masse (Selker et al., 2006a), suppose des arrivées assez importantes pour modifier durablement la température de la rivière (méthode initialement développée en système karstique). Si celle-ci n'est pas durablement modifiée par les exfiltrations de nappe diffuses, la quantification devient inefficace. Nos mesures étant situées dans le sédiment – avant tout vrai mélange et donc dissipation du signal de la nappe – la méthodologie développée par O'Driscoll et DeWalle surestime la participation effective de la nappe. Malgré cette limite fondamentale qui invite à être prudent sur l'interprétation de cette quantification, la méthode présente l'intérêt d'être simple à utiliser sur des temps longs et peut renseigner sur des tendances générales. Elle pourrait par exemple venir en appui des méthodes déjà exposées dans le section 4.2. En effet, la méthode permet de hiérarchiser les points en fonction de l'importance de l'exfiltration. La Figure 4-14 illustre ce que cela pourrait donner sur des sous-biefs prédéfinis : les sous-biefs amont (Fig. 4-14a, 4-14b et 4-14c) peuvent ainsi être jugés comme moins influencés par la nappe que le marais (Fig. 4-14d). Une telle étude préliminaire sur des données long-terme pourrait par exemple permettre de déterminer l'emplacement adéquat pour des mesures de vitesses verticales sur le long-terme.



**Figure 4-14.** Relation pente-ordonnée à l'origine pour chaque point de chaque sous-bief du site. (a) Sous-bief de la zone humide (b) Sous-bief du bois. (c) Sous-bief de la prairie. (d) Sous-bief du marais. Les ratios théoriques de participation de la nappe sont représentées en noir.

## 4.6.3. Analyse par compartiment hydrologique

Grâce à sa résolution spatiale et temporelle, le FO-DTS permet d'obtenir un grand nombre de mesures qui peuvent ensuite être utilisées pour des analyses statistiques. Les mesures directes (compteur d'exfiltrations ou échantillonnage géochimique) ayant manqué, la moyenne des anomalies  $T_{sedA}$  sur le cours d'eau et la moyenne des points neutres  $T_{sedN}$  ont été comparées aux autres compartiments hydrologiques (air, nappe et cours d'eau) pour confirmer leur nature et suivre leur évolution dans le temps.

La Figure 4-15 compare les différents compartiments en hautes eaux (Novembre 2016 à Mai 2017) et en basses eaux (Juillet 2016 à Octobre 2016). En hautes eaux, les températures moyennes de tous les compartiments - à l'exception de la nappe souterraine T<sub>gw</sub> - sont très proches. Sur la seule base de cette température moyenne, T<sub>sedA</sub>, T<sub>sedN</sub> et T<sub>sw</sub> sont difficilement distinguables les unes des autres. Seul le plus faible écart-type de T<sub>sedA</sub> va dans le sens d'une influence de la nappe. On peut ainsi voir que T<sub>sedN est</sub> relativement variable comparé à T<sub>sedA</sub> et  $T_{hw}$  dans la zone hyporhéique. Dans ce cadre,  $T_{sw}$  se situe entre  $T_{sedA}$  et  $T_{sedN}$ : étant en hautes eaux, on peut supposer que c'est la marque d'une influence de l'atmosphère et de la nappe sur la température globale du cours d'eau. Inversement, en basses eaux, T<sub>sw</sub> est en moyenne plus élevée et plus variable que les mesures FO-DTS. D'ailleurs ces dernières ne se distinguent l'une de l'autre que par un écart-type légèrement inférieur pour T<sub>sedA</sub>. Cette apparente similarité peut s'expliquer par une influence nettement moins marquée de la nappe sur les points T<sub>sedA</sub>. Au passage, il est intéressant de constater qu'une analyse intégrée sur des temps si longs (de l'ordre du semestre) gomme beaucoup de différences entre les compartiments et vient même en contradiction avec d'autres observations. Par exemple, il a été constaté sur les Fig. 4-'4 et 4-8 que T<sub>sw</sub> se trouvait la majeure partie du temps comprise entre T<sub>air</sub> et T<sub>gw</sub>. C'est d'ailleurs sur cette hypothèse qu'est bâtie la méthode de cartographie de la section 4.2. La Figure 4-15 montrant l'inverse, elle illustre la précaution avec laquelle des données moyennées sur des périodes aussi longues doivent être considérées. L'analyse du coefficient de variation (rapport entre moyenne et écart type) serait d'ailleurs plus pertinente.





La Figure 4-16 présente la même analyse que la Figure 4-15, mais à l'échelle saisonnière. Cette analyse sur des temps plus courts tient a priori davantage compte des variations thermiques au cours de l'année. En effet, les températures moyennes suivent globalement la logique saisonnière, avec des températures globalement basses en hiver, hautes en été et intermédiaires en automne et au printemps. Seule la température de la nappe, stable dans le temps, ne suit pas cette tendance. Des différences entre T<sub>sedA</sub> et T<sub>sedN</sub> sont perceptibles surtout en hiver et en été, quand les contrastes thermiques sont les plus importants. Durant ces périodes, les température moyennes ne permettent là encore pas une distinction claire, mais les points d'exfiltrations affichent des écart-type nettement inférieurs au reste du bief. Il en va de même au printemps où les débits de base enregistrés sont les plus importants (fortes exfiltrations). De plus, une différence de comportement entre  $T_{sw}$  et  $T_{sedN}$  – censées être très proches (Fig. 4-7) - est visible sur la plupart des saisons. Un léger décalage peut ainsi être observé en hiver et en été. En été toujours, T<sub>sedN</sub> montre un écart-type très faible comparé à T<sub>sw</sub>, ce qui pourrait être interprété comme des exfiltrations. Pourtant, d'autres explications sont avancées. La première, c'est que la saison estivale n'est en fait représentée que par quelques fragments de mesures en Juillet et Août 2016 car le dispositif a essuyé plusieurs arrêts de mesure (casse, coupure d'électricité). Les données sont donc tronquées dans le temps et la Figure 4-14 rappelle l'importance de prendre en considération ce facteur. Ensuite, ces deux mois correspondent globalement à l'étiage (quelques centimètres d'eau constatés lors de l'installation du câble). Par conséquent, l'eau du cours d'eau est très sensible à l'atmosphère en cette période. La faible variabilité des données T<sub>sedN</sub> est sans doute à mettre au compte de l'effet tampon du sédiment qui limite l'impact des rayonnements et de l'atmosphère (Johnson and Wilby, 2013; Neilson et al., 2010). Cela soulève la question de la représentativité relative des mesures prises dans le sédiment. La caractérisation par O'Driscoll et DeWalle (voir section précédente) a déjà montré que des mesures enterrées étaient certes capables de repérer des exfiltrations faibles, mais que cela prévenait toute méthode qui présuppose un mélange véritable entre nappe et rivière. Outre la faiblesse supposée des exfiltrations sur le site, c'est cette absence de mélange réel entre exfiltrations et eau de surface qui empêche tout quantification par bilan de masse et d'énergie (Selker et al., 2006a). De même, si la cartographie des exfiltrations de la section 4.2 avait reposé sur une comparaison avec T<sub>sw</sub> seule ou tout autre point de mesure dans le tirant d'eau, les résultats auraient probablement été faussés : les données dans le sédiment, même superficielles, doivent être comparées à d'autres données dans le sédiment. C'est pourquoi notre méthode de cartographie normalise les données sur des sections de référence le long de la fibre (Section 2.2.3).

L'analyse spatiale est rendue possible par la décomposition des signaux  $T_{sedA}$  et  $T_{sedN}$  pour chaque bief. On remarque ainsi très clairement que les points  $T_{sedN}$  se comportent assez similairement d'un bief à l'autre. En revanche, l'analyse de  $T_{sedA}$  révèle des disparités le long du cours d'eau. Si tous montrent une variabilité moindre confirmant l'influence de la nappe, on observe également un gradient longitudinal : à chaque saison, les points  $T_{sedA}$  à l'aval du cours d'eau (swamp) sont systématiquement moins variables que leurs homologues à l'amont (wetland et wood). Ces résultats viennent encore confirmer ce qui avait pu être observé par cartographie (section 4-2) et par mesures de flux verticaux (section 4-4 et Fig. 4-9), à savoir que l'aval du cours d'eau est plus impacté par la nappe que l'amont.



185

La Figure 4-17 présente le contraste thermique journalier dans les différents compartiments. Les différences jour-nuit au cours de l'ensemble de l'année y sont compilées. De façon attendue, les différences jour-nuit, dans la nappe, sont nulles tandis que dans l'atmosphère, elles sont très marquées tant en terme de valeur moyenne que d'amplitude. Parallèlement, on n'observe pas de différence moyenne dans les sédiments là où il y a des anomalies T<sub>sedA</sub> alors que T<sub>sedN</sub> montre une légère différence jour nuit. Si les valeurs T<sub>sedN</sub> sont équivalentes dans tous les sous-biefs, on observe clairement un gradient depuis l'amont (wetland) plus variable vers l'aval de plus en stable (swamp) lorsque sont prises en comptes les T<sub>sedA</sub>. Les différences dans le cours d'eau sont moins marquées qu'attendues : la température moyenne est globalement identique. Comme évoqué précédemment, les températures dans le sédiments T<sub>sedA</sub> et T<sub>sedN</sub> ont globalement les mêmes valeurs moyennes, mais sont moins variables. Parmi ceux-là T<sub>sedA</sub> apparaît nettement moins variable que T<sub>sedN</sub>. Cette différence permet de conclure que les anomalies rencontrée le long de la fibre sont effectivement dues à des exfiltrations de nappe et non des recirculations hyporhéiques. Il est communément admis que la plupart des circulations hyporhéiques ont lieu dans les sédiments superficiels et qu'elles conservent plus ou moins la signature thermique du cours d'eau au moment de leur entrée dans le sédiment (Cardenas, 2015). Les recirculations ayant la même signature thermique que le cours d'eau, mais décalée dans le temps, une analyse journalière ou plus longue permet de distinguer la nappe d'une recirculation (Collier, 2008). Par conséquent, avec des mesures subhoraires dans les premiers centimètres du sédiment comme celles menées avec la fibre optique, il est difficile de faire la distinction entre exfiltration de nappe et exfiltration hyporhéique (Norman and Cardenas, 2014). La différence flagrante entre les écarts-type de T<sub>sedA</sub> et T<sub>sedN</sub> n'indiquent certes pas que toutes les anomalies sont le fait d'exfiltrations, mais qu'au moins la majorité d'entre-elles peuvent leur être imputées.



187

# 4.7. Synthèse et perspectives

En parallèle des nouvelles méthodologies de cartographie des exfiltrations (partie I) et de leur quantification (partie II), des analyses de données complémentaires ont été menées. Une partie de ces analyses a permis de décrire plus en détail les échanges à l'échelle du versant, à l'amont du bief instrumenté. D'autres ont permis de compléter la caractérisation longitudinale des échanges qui avait été faite dans les articles précédents (en préparation). Enfin, une étude comparée des données de fibre optique avec les autres compartiments hydrologiques a permis d'éclaircir les limites des méthodes exposées au début du chapitre.

La première partie de ces résultats complémentaires s'est concentrée sur les mesures piézométriques et thermiques dans la zone humide à l'amont du bief. Le versant à cet endroit est lourdement instrumenté et permet de rendre compte de la complexité des processus hydrologiques et la spécificité des éléments de contexte. L'année hydrologique pendant laquelle a été menée la campagne de mesure est ainsi apparue comme particulièrement sèche. En outre, l'étude des chroniques piézométriques et du profil topographique met clairement en lumière que le sous-bief de la zone humide est perché la majeure partie de l'année par rapport au point bas de la zone humide. Ce résultat associé à des travaux antérieurs (Kolbe et al., 2016) a mené à l'hypothèse suivante : les rares exfiltrations constatées dans ce sous-bief sont très probablement issues de la nappe du versant opposé, beaucoup plus proche. Cette nappe s'écoule elle-même probablement vers le point bas de la zone humide et, en basses eaux, le lit perché ne fait qu'intercepter les circulations les plus superficielles (Fig. 4-18). En outre, les gains constatés sur cette période sont probablement le fruit d'exfiltrations à l'amont du site. Enfin, l'hypothèse d'une interception des flux latéraux par le lit du cours d'eau expliquerait que la plupart des exfiltrations d'importances sont localisées dans les mouilles - plus susceptibles d'intercepter le toit de la nappe. Cette hypothèse expliquerait également la sous-estimation des flux en hautes eaux : la majorité des exfiltrations se dérouleraient bien le long des berges. Dans l'optique de futurs suivis sur site, l'installation de piézomètres sur le versant de la rive droite et le déploiement de câbles de fibre optique dans les berges seraient souhaitables pour vérifier ces hypothèses. Les nombreuses mesures de température du site couplées à des mesures dans le sédiment pourraient permettre une étude du déphasage thermique et ainsi déduire le sens des écoulements à l'échelle du versant.



*Figure 4-17.* Schéma transversale de la zone humide et de son fonctionnement supposé sur la base des résultats. A noter que la topographie du versant droit est grossièrement approximée.

En complément à cette étude locale des échanges nappe rivière à proximité de la zone humide, l'analyse des températures dans le sédiment a permis de mieux caractériser le fonctionnement longitudinal de la zone hyporhéique. L'examen des profils complets de vitesse le long des cannes thermométriques UIT confirme ainsi le gradient longitudinal révélé par la cartographie des exfiltrations. Si toutes les cannes révèlent des flux globalement faibles, l'amont se montre plus souvent sujet à des infiltrations que l'aval (sous-bief du marais) caractérisé plutôt par des exfiltrations. L'évolution temporelle des profils de température confirme également une inversion des flux en début de basses eaux à laquelle l'amont se révèle encore une fois plus sensible en raison du sous-bief recalibré et perché. Ces profils révèlent également que les flux sont surtout concentrés dans les quarante premiers centimètres supérieurs de la zone hyporhéique. Une analyse pédologique plus précise et une meilleure utilisation du programme VFLUX2 permettraient d'affiner les calculs des vitesses verticales, notamment en profondeur et ainsi déterminer s'il y a bien une stratification des flux entre superficiel et profond (Fig. 4-9).

La caractérisation des échanges par la méthode d'O'Driscoll et DeWalle s'est avérée capable de localiser des exfiltrations aux mêmes points que la méthode proposée dans cette thèse. Néanmoins, la méthode s'est avéré incapable de quantifier ces exfiltrations car elle requiert un vrai mélange entre les eaux de surface et de nappe. Mélange que l'enfouissement du câble dans le sédiment ne permet pas. Si la méthode est relativement peu utile en cas de mesures ponctuelles, elle permet de hiérarchiser les points d'un bief selon l'influence de la nappe pour des suivis long-terme. Dans ce cadre, l'établissement d'une mesure de référence dans une section contrôlée et isolée de la nappe permettrait d'affiner cette hiérarchisation. Notons qu'une telle mesure de référence pourrait également affiner la cartographie des exfiltrations (section 4.2) puisque les deux méthodes reposent sur une analyse du contraste entre sédiment et atmosphère.

La dernière partie, de cette analyse complémentaire, a été consacrée à la comparaison entre compartiments hydrologiques et données FO-DTS sur différentes périodes de temps. De manière générale, quelle que soit la période considérée, les données FO-DTS collectées sur les exfiltrations sont toujours moins variables dans le temps que celles prises au-dessus de points

neutres. Cette différence dans les amplitudes moyennes constatées permet d'affirmer que la majeure partie des anomalies repérées le long de la fibre est bien due à des exfiltrations de nappe, et non à des recirculations hyporhéiques comme cela avait pu être supposé dans la section 4.2.

Pour conclure, les analyses complémentaires, menées en intégrant les processus hydrologiques pour mieux caractériser les échanges nappe-rivière confortent les résultats obtenus en utilisant les nouvelles méthodes développées dans les sections précédentes. Toutes ont mis au jour un gradient longitudinal d'exfiltrations de nappe depuis l'amont globalement peu influencé par la nappe jusqu'à l'aval très influencé. Les hypothèses formulées pour expliquer les sous-estimations de débit en hautes eaux et les inversions de flux se sont trouvées, sinon confirmées définitivement, du moins appuyées par un faisceau d'arguments. De nouvelles mesures comblant les défauts méthodologiques soulevés précédemment (meilleure couverture spatiale, calcul automatique des vitesses) et ceux soulignés dans cette section (instrumentation de la berge opposée, points de référence, prise en compte de l'hétérogénéité verticale des sédiments) permettraient de mieux évaluer toutes les potentialités offertes par ces nouvelles méthodes. De plus, une comparaison à des mesures plus directes de ces exfiltrations ponctuelles – telles que des compteurs d'exfiltrations ou des prélèvements géochimiques – serait souhaitable afin de s'assurer de l'exactitude des estimations.

**Conclusion générale** 

Les exfiltrations des eaux souterraines en rivière assurent généralement au cours d'eau son débit de base (Freeze, 1974; Winter, 1998). Elles fournissent un refuge à certaines espèces, stabilisent la signature chimique et thermique des cours d'eau; elles peuvent être le point d'entrée ou de dégradation de certains polluants (Dugdale et al., 2015; Ebersole et al., 2003b; Kroeze et al., 2016; Van der Bruggen and Vandecasteele, 2003). Les localiser et les quantifier efficacement constituent des enjeux importants en hydrologie, que ce soit pour la gestion des ressources en eau, la modélisation des flux d'eau et d'énergie ou l'écologie aquatique. Une des techniques les plus efficaces pour caractériser les arrivées d'eaux souterraines en rivière, consiste à utiliser la température comme traceur (Anderson, 2005; Constantz, 2008; Stonestrom and Constantz, 2003; Suárez et al., 2011; Wildemeersch et al., 2014). Le récent développement des mesures distribuées de température par fibre optique permet de disposer d'une haute résolution spatiale et temporelle. Cette résolution fine a permis de mieux appréhender l'hétérogénéité spatiale des interactions entre nappe et rivière à l'échelle du kilomètre. La multiplication des études sur le sujet a mis en évidence la grande hétérogénéité spatiale des échanges (Hare et al., 2015; Krause and Blume, 2013; Mamer and Lowry, 2013; Selker et al., 2006d; Tyler et al., 2009) et a même permis le développement de méthodes de quantification efficaces (Briggs et al., 2012b; Selker et al., 2006b). Cette thèse s'inscrit dans ce contexte en cherchant à mieux définir les potentialités et limites de l'utilisation de la température comme traceur. Les travaux qui y sont présentés ont été menés avec la volonté de développer des méthodes opérationnelles qui puissent apporter des éléments de compréhension des processus et des outils pour cartographier les exfiltrations de nappe en milieu naturel. Ainsi, les simulations numériques utilisées sont basées sur des expérimentations en milieu contrôlé tandis que les nouvelles méthodes proposées ont été testées en conditions naturelles.

# Rôle du régime d'écoulement

Concernant l'effet du régime d'écoulement et du tirant d'eau sur l'estimation des flux, les résultats obtenus ont permis d'affiner les limites généralement admises de la méthode usuelle de quantification des exfiltrations de nappe par fibre optique. Plus exactement, il s'est agi de mieux comprendre comment le régime d'écoulement, le contraste thermique entre les eaux souterraines et les eaux de surface ainsi que le tirant d'eau influaient sur la quantification des flux de nappe. Cette première phase de la thèse s'est appuyée sur des mesures en milieu contrôlé – canal hydraulique – et des simulations numériques afin de tester l'effet de ces nombreux paramètres. Les résultats obtenus ont permis de mettre en évidence le rôle du régime d'écoulement sur l'amplitude des anomalies thermiques. La comparaison de nos travaux à ceux obtenus par Lauer et al. (2013) sur la base des travaux de Selker et al. (2006b), permet d'obtenir des résultats comparables seulement en régime turbulent. L'hypothèse de mélange parfait des eaux permet d'appliquer la théorie de la conservation de masse et d'énergie, valable uniquement dans ce type d'écoulement.

Pour un écoulement laminaire, à débit d'injection équivalent, l'amplitude de l'anomalie thermique est plus faible que celle observée et simulées en régime turbulent. Deux hypothèses ont été formulées pour expliquer cette différence d'intensité du signal. La première l'attribue à une remontée partielle de l'eau injectée vers l'aval, évoquant une dispersion du signal et laissant moins d'énergie au niveau de la mesure. La deuxième hypothèse, privilégiée, attribue cette différence en laminaire à une dissipation de la chaleur lors de l'injection quand le tirant d'eau est anormalement élevé. En effet, les expériences et simulations ont été menées avec un tirant d'eau minimum de 20cm, imposé à l'aval par un déversoir. Sans ce dernier, le tirant d'eau dans le canal en écoulement laminaire ne devrait pas dépasser quelques centimètres contre une dizaine ou plus en écoulement turbulent. Il s'agit en quelque sorte d'un apport artificiel de volume (tirant à 20cm au lieu d'1 ou 2cm) pour une quantité fixe d'énergie, d'où une amplitude d'anomalie plus faible en régime laminaire. La transposition de ce résultat à de très petits cours d'eau suggère une sous-estimation des flux souterrains pour de très faibles débits de surface associés à des tirants d'eau anormalement élevés (type embâcle ou seuil). Aussi, les injections mimant les exfiltrations de nappe en régime laminaire s'avèrent très sensibles aux apports d'énergie par l'atmosphère. Les apports de chaleur dus aux radiations solaires peuvent s'avérer non négligeables en cas de contraste thermique déjà faible entre la nappe et le cours d'eau. L'utilisation de la température comme traceur basée sur des mesures FO-DTS reste toutefois efficace à condition de bien connaître le milieu dans lequel elle est utilisée. Les exfiltrations de nappe doivent être suffisamment importantes pour qu'elles modifient la température du cours d'eau. Pour une précision de 0,05°C du FO-DTS, ces exfiltrations doivent représenter environ 5% du flux total du cours d'eau pour être détectées avec certitude ; 10% en cas d'écoulement laminaire.

## Cartographie des exfiltrations diffuses de nappe

La cartographie des exfiltrations de nappe en rivière a été effectuée sur un petit cours d'eau de la Zone Atelier Armorique (35). La fibre optique a été placée dans le sédiment à environ 3 cm de profondeur pour pouvoir détecter des arrivées très faibles et rester en place sur toute l'année de mesure. La différence de température entre l'atmosphère et les sédiments a été calculée en chaque point de la fibre le long d'un linéaire de 615m. 4 biefs, considérés comme relativement uniformes en terme de végétation et de géomorphologie ont été identifiés : zone humide, bois, prairie et marécage. A l'amont de chaque bief, des segments considérés comme uniquement influencés par l'atmosphère, sans aucune arrivée souterraine ont été utilisés comme section de référence. Les points dont les différences de température avec l'atmosphère dépassent un seuil calculé à partir de la moyenne des différences – T<sub>sed</sub>-T<sub>air</sub> – sont considérés comme des exfiltrations souterraines. Cette analyse a permis de réaliser une cartographie des exfiltrations de nappe à chaque pas de temps (40min), tous les 25cm, sur toute l'année hydrologique. Ces résultats - moyennés sur l'année - ont été comparés avec la variabilité annuelle le long de la fibre en supposant que les points les moins variables au cours de l'année étaient fortement influencés par la nappe (Moffett et al., 2008). Cette comparaison indique que la majorité des anomalies thermiques détectées correspondent effectivement à des exfiltrations souterraines. Le informations hydrauliques et géomorphologiques du site permettent de formuler quelques hypothèses sur les processus en jeu. La topographie du lit apparait ainsi comme un critère déterminant de l'apparition ou non des exfiltrations au cours de l'année. Le tronçon en amont du site – dont le tracé a été modifié et surélevé – montre très peu d'anomalies thermiques tout au long de l'année. A l'inverse, le tronçon situé dans la zone marécageuse à l'aval et présentant de nombreuses mouilles présente plusieurs anomalies thermiques témoignant d'une influence forte de la nappe. La zone intermédiaire (bois et prairie) a, quant à elle, montré peu d'anomalies au cours de la période de basses eaux et davantage en hautes eaux.

Toutefois, la méthode proposée souffre de quelques défauts. Le premier d'entre eux étant la difficulté à attribuer les anomalies à des exfiltrations de nappe ou à des recirculations hyporhéiques. L'examen de la variabilité annuelle semble indiquer que la plupart des anomalies détectées sont bien due à une exfiltration de la nappe, mais les quelques points présentant des différences n'ont pas pu être investigués. Il a tout aussi bien pu s'agir d'exfiltrations trop intermittentes pour être repérées par analyse de variance que de recirculations hyporhéiques (Norman and Cardenas, 2014).

Le seuil proposé ici pour caractériser les effets respectifs de l'atmosphère ou de la nappe est valable tant que la fibre est installée dans une zone superficielle des sédiments (~3cm). En

effet, une section de câble installée plus en profondeur que les autres donnera des signatures thermiques très tamponnées et montrera une différence avec l'atmosphère qui peut être considéré comme une exfiltration de nappe. Enfin, la nature changeante du lit au cours de l'année – notamment après les crues- rend les interprétations plus complexes. D'où la nécessité de bien caractériser les gradients de température dans la zone hyporhéique. Le recours à des méthodes de traitement de signal pourrait être intéressant pour filtrer les données d'une manière automatique. A titre d'exemple, l'utilisation des ondelettes (Henderson et al., 2009; Mwakanyamale et al., 2012) permettrait de définir des patterns pour identifier d'une manière automatique les effets combinés de l'atmosphère, de la nappe et de la géomorphologie. Nous n'avons pas étudié les effets d'ombrage car la ripisylve le long du bief étudié n'induit pas de contraste significatif sur l'ombrage. Les résultats présentés ici offrent une résolution spatiotemporelle particulièrement fine (tous les 25 à 50cm pour une période de 40min sur onze mois). Elle permet de localiser et cartographier les lieux où des échanges nappe-rivière très locaux s'opèrent. Cette cartographie, couplée à des données biogéochimiques pourrait être utilisée pour modéliser les flux de certains nutriments à une échelle fine. L'utilisation du radon (Annexe 1) pour quantifier la dénitrification ouvre des perspectives intéressantes. Des mesures radon ont été effectuées sur 6km de linéaire du petit Hermitage. Couplées à des mesures par fibre optique, sur le bief étudié ici, et à des mesures biogéochimiques (nitrate et carbone organique), elles permettraient de comprendre l'origine des hétérogénéités des exfiltrations le long du bief et identifier les sources et puits de ces deux éléments. Ce travail se poursuit dans le cadre d'une collaboration en cours avec l'Université de Bayreuth.

# Quantification des exfiltrations diffuses de nappe

L'utilisation des profils de température mesurés dans la zone hyporhéique a permis d'évaluer les flux verticaux entre les sédiments et le cours d'eau. Les mesures de température, effectuées en utilisant des cannes thermométriques permettent de caractériser les gradients thermiques dans la zone hyporhéique et dans la colonne d'eau. La modélisation des flux verticaux a été réalisée en utilisant des mesures de température effectuées au niveau de deux profondeurs. Nous avons couplé les profils ponctuels de température aux mesures continues par fibre optique, effectuées dans les sédiments (T<sub>sed-FO-DTS</sub>) pour calculer des flux verticaux en chaque point de la fibre. Ce couplage n'est valide qu'en supposant la température, à une certaine profondeur de la zone hyporhéique assez uniforme d'une canne à l'autre. Le nombre de points de mesure FO-DTS étant très élevé (un point tous les 25 cm sur 610m de bief), réaliser le calcul en chaque serait consommateur en temps de calcul, cela demanderait une adaptation du code de calcul utilisé. Dans un premier temps, il a été décidé de ne réaliser que quelques estimations de flux verticaux en des points représentatifs. Les vitesses obtenues pour deux typologies de points –avec ou sans anomalie - ont ensuite été appliquées à tous les points semblables le long du câble. La nature du sédiment jouant un rôle central dans les calculs des vitesses, quatre tronçons, d'occupation du sol contrastée, ont été identifiés (zone humide, bois, prairie et marais). Une fois ces grands sous-biefs identifiés, le choix de points représentatifs – avec ou sans anomalie thermique – dans chacun d'eux s'est basé sur la cartographie des exfiltrations. Pour chaque tronçon, la localisation où l'amplitude de l'anomalie est la plus importante, et la plus pérenne a été utilisée comme point de référence pour les vitesses d'exfiltrations dans tout le tronçon. Le débit final attribué à la nappe sur un bief donné est la somme des flux individuels sur le bief.

L'estimation des flux entre la zone hyporhéique et le cours d'eau a été comparée à deux méthodes de quantification plus intégratives dans l'espace, à savoir le jaugeage différentiel et la méthode de conservation de la masse et de l'énergie développée par (Selker et al., 2006b). Cette dernière a été appliquée à une longueur plus grande (400m) que celles utilisées lors des travaux antérieurs (quelques mètres). La comparaison entre ces trois méthodes a donné des

résultats cohérents en période de basses eaux et en fin de période des hautes eaux. Toutefois, la méthode de quantification des exfiltrations, développée lors de cette thèse, sous-estime fortement la contribution de la nappe en hautes eaux (entre -65% et -90% par rapport au jaugeage différentiel sur les périodes les plus claires). Cette sous-estimation, même si elle peut être relativisée (incertitude du jaugeage, difficulté d'estimation du débit de base par séparation d'hydrogramme, etc.), a été imputée à la méthodologie employée. En effet, une des limites de la mesure par fibre optique est son caractère local, notamment dans la direction transversale. Le calcul des exfiltrations à partir des gradients de température a été appliqué à une section d'écoulement dont la largeur correspond à la résolution de la fibre. Cette section est relativement réduite alors que l'estimation du débit de base est extraite par séparation d'hydrogramme à partir des débits mesurés, soit sur toute la section de l'écoulement. En basses eaux, cela ne pose pas de problème puisque la section d'écoulement est très étroite. L'installation de la fibre en serpentin et dans les berges pourrait permettre de couvrir des surfaces plus importantes au niveau du lit du cours d'eau, ce qui devrait améliorer l'estimation des exfiltrations. Ce type d'installation est très lourd sur le terrain et ne peut être donc appliqué qu'à quelques sections transversales. Par ailleurs, l'automatisation des calculs de vitesses verticales le long de la fibre ou, du moins, une augmentation du nombre de points représentatifs, permettrait de mieux tenir compte des hétérogénéités spatio-temporelles et d'ainsi mieux estimer les échanges à l'échelle du bief. Malgré les limites discutées ici, la méthode développée permet d'identifier à la fois des exfiltrations de nappe, mais aussi des flux descendants très locaux ou ponctuels qui seraient invisibles pour un jaugeage ou les méthodes FO-DTS classiques. En effet, des inversions ponctuelles des flux à l'aplomb de point d'exfiltrations ont été observées en fin d'automne, alors que les jaugeages ne peuvent pas rendre compte de ce type de processus. Ces inversions sont synchrones des premières crues hivernales. Nos résultats montrent que ces crues brusques avaient momentanément modifié les gradients hydrauliques entre la nappe et la rivière (Figure 4-5).

Il est important de souligner que les méthodes utilisées sur le terrain, basées sur l'étude de contrastes thermiques entre deux capteurs ou deux compartiments, sont très sensibles aux paramètres du milieu souvent mal caractérisés (diffusivité thermique, porosité, etc.). Qu'il s'agisse de la localisation ( $T_{sed}-T_{air}$ ) ou de la mesure des flux verticaux dans le sédiment (entre 0 et -3cm), les résultats finaux sont dépendants de la finesse avec laquelle les amplitudes thermiques sont estimées. La prise en compte des variables impactant ces amplitudes (nature du sédiment, profondeurs d'enfouissement, température de la nappe, ...) ainsi que l'estimation des incertitudes de mesures sont donc nécessaires pour définir le cadre dans lequel les exfiltrations de nappe es un quantifiées. C'est particulièrement vrai quand les différences de température entre la nappe et la rivière sont de l'ordre de quelques dixièmes de degré comme cela a pu être observé au printemps, pendant la période de hautes eaux. Un travail sur les incertitudes de mesures et leur propagation sur les flux calculés est à envisager pour mieux cibler les limites et points d'achoppement de la méthode.

Mes travaux ont permis d'ouvrir des pistes méthodologiques pour le suivi haute résolution d'exfiltrations de nappe intermittentes et hétérogènes le long du cours d'eau, difficilement accessibles par les méthodes ponctuelles. Les méthodes proposées ici requièrent toutefois certaines améliorations et développements complémentaires, notamment en terme de couverture spatiale des câbles de fibre optique pour affiner les effets des échanges latéraux – section transversale – et améliorer la quantification. Le couplage à des méthodes de traçage chimique constitue une piste intéressante, pour réaliser des multi-traçages et conforter les résultats propres à chacune des méthodes. Des études plus approfondies sur tout le tirant d'eau sont également nécessaires, pour déterminer si de telles arrivées diffuses seraient détectables en surface par d'autres moyens de mesures tels que l'imagerie infrarouge thermique (IRT)

(Banks et al., 1996; Bejannin et al., 2017; Cristea and Burges, 2009). Des essais de couplage entre FO-DTS et infrarouge thermique ont déjà été opérés en canal hydraulique lors d'un stage de master (Rotrou, 2017). L'utilisation de la méthode du flot optique (Horn and Schunck, 1981; Meinhardt-Llopis et al., 2013) pour déduire le champ de vitesse, à partir du champ de température, et estimer le débit le long du linéaire est prometteuse. Toutefois, ces tests sont encore préliminaires et de plus amples développements seront nécessaires pour une application en milieu ouvert (Antonelli et al., 2017; Chickadel et al., 2011). La mise en œuvre conjointe des méthodes de flot optique et d'algorithmes d'assimilation de données qui utiliseraient les mesures FO-DTS permettra de modéliser l'écoulement à surface libre et mieux caractériser le transfert de chaleur. De tels modèles permettraient de mieux caractériser les échanges napperivière et accéder à la compréhension de processus aujourd'hui encore inconnus.

# **Bibliographie**

- A. Zwieniecki, M., Newton, M., 1999. Influence of Streamside Cover and Stream Features on Temperature Trends in Forested Streams of Western Oregon, 14, 106-113 pp.
- Abrol, I., Palta, J., 1968. Bulk density determination of soil clods using rubber solution as a coating material. Soil Science, 106(6): 465-468.
- Alexander, M., MacQuarrie, K., Caissie, D., Butler, K., 2003. The thermal regime of shallow groundwater and a small Atlantic salmon stream bordering a clearcut with a forested streamside buffer, Annual Conference of the Canadian Society for Civil Engineering. Canadian Society for Civil Engineering, Montreal, Quebec, pp. 4-7.
- Alexander, M.D., Caissie, D., 2003. Variability and comparison of hyporheic water temperatures and seepage fluxes in a small Atlantic salmon stream. Ground Water, 41(1): 72-82.
- Anderson, M., Burt, T., 1982. The contribution of throughflow to storm runoff: an evaluation of a chemical mixing model. Earth Surface Processes and Landforms, 7(6): 565-574.
- Anderson, M.P., 2005. Heat as a ground water tracer. Ground Water, 43(6): 951-968.
- Antonelli, M., Klaus, J., Smettem, K., Teuling, A.J., Pfister, L., 2017. Exploring Streamwater Mixing Dynamics via Handheld Thermal Infrared Imagery. Water, 9(5).
- Armstrong, J.B. et al., 2013. Diel horizontal migration in streams: Juvenile fish exploit spatial heterogeneity in thermal and trophic resources. Ecology, 94(9): 2066-2075.
- Arnell, N.W., 1999. Climate change and global water resources. Global environmental change, 9: S31-S49.
- Arnold, J.G., Allen, P.M., 1999. Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records 1. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 35(2): 411-424.
- Ayotte, J.D. et al., 2015. Factors affecting temporal variability of arsenic in groundwater used for drinking water supply in the United States. Science of the Total Environment, 505: 1370-1379.
- Azizian, M. et al., 2015. Bedforms as biocatalytic filters: A pumping and streamline segregation model for nitrate removal in permeable sediments. Environmental science & technology, 49(18): 10993-11002.
- Baattrup-Pedersen, A. et al., 2013. Effects of stream flooding on the distribution and diversity of groundwater-dependent vegetation in riparian areas. Freshwater Biology, 58(4): 817-827.
- Baird, O.E., Krueger, C.C., 2003. Behavioral thermoregulation of brook and rainbow trout: Comparison of summer habitat use in an Adirondack River, New York. Transactions of the American Fisheries Society, 132(6): 1194-1206.
- Bakker, M., Calje, R., Schaars, F., van der Made, K.J., de Haas, S., 2015. An active heat tracer experiment to determine groundwater velocities using fiber optic cables installed with direct push equipment. Water Resources Research, 51(4): 2760-2772.
- Baldy, V., Gessner, M.O., Chauvet, E., 1995. Bacteria, fungi and the breakdown of leaf litter in a large river. Oikos: 93-102.
- Banks, W.S.L., Paylor, R.L., Hughes, W.B., 1996. Using thermal-infrared imagery to delineate ground-water discharge. Ground Water, 34(3): 434-443.
- Barra Caracciolo, A. et al., 2009. The role of a groundwater bacterial community in the degradation of the herbicide terbuthylazine. FEMS microbiology ecology, 71(1): 127-136.

- Bartolino, J.R., Niswonger, R.G., 1999. Numerical simulation of vertical ground-water flux of the Rio Grande from ground-water temperature profiles, central New Mexico, US Dept. of the Interior, US Geological Survey; Branch of Information ....
- Baxter, C.V., Hauer, F.R., 2000. Geomorphology, hyporheic exchange, and selection of spawning habitat by bull trout (Salvelinus confluentus). Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 57(7): 1470-1481.
- Bayley, P.B., 1991. The flood pulse advantage and the restoration of river-floodplain systems. Regulated Rivers: Research & Management, 6(2): 75-86.
- Beamish, R.J., Harvey, H.H., 1972. Acidification of the La Cloche Mountain Lakes, Ontario, and resulting fish mortalities. Journal of the Fisheries Board of Canada, 29(8): 1131-1143.
- Beaufort, A. et al., 2016. River Temperature Modelling by Strahler Order at the Regional Scale in the Loire River Basin, France. River Research and Applications, 32(4): 597-609.
- Bejannin, S., van Beek, P., Stieglitz, T., Souhaut, M., Tamborski, J., 2017. Combining airborne thermal infrared images and radium isotopes to study submarine groundwater discharge along the French Mediterranean coastline. J. Hydrol.-Reg. Stud., 13: 72-90.
- Benito, E., Santiago, J., De Blas, E., Varela, M., 2003. Deforestation of water-repellent soils in Galicia (NW Spain): effects on surface runoff and erosion under simulated rainfall. Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group, 28(2): 145-155.
- Benneton, J.-P., 1984. The eutrophization of water surfaces, inventory of the principal sources of nitrogenous and phosphorous substances. Bibliographic study [lake, watershed, cycle, farming, soil, erosion, pollution, atmosphere, waste, running-off; with special references to France]. LCPC.
- Benotti, M.J. et al., 2008. Pharmaceuticals and endocrine disrupting compounds in US drinking water. Environmental science & technology, 43(3): 597-603.
- Benson, N.G., 1953. The importance of groundwater to trout populations in the Pigeon River, Michigan, Transactions of the North American Wildlife Conference, pp. 260-281.
- Benyahya, L., Caissie, D., Satish, M.G., El-Jabi, N., 2012. Long-wave radiation and heat flux estimates within a small tributary in Catamaran Brook (New Brunswick, Canada). Hydrological Processes, 26(4): 475-484.
- Beschta, R.L., Taylor, R.L., 1988. Stream temperature increases and land-use in a forested oregon watershed. Water Resour. Bull., 24(1): 19-25.
- Betson, R.P., 1964. What is watershed runoff? Journal of Geophysical research, 69(8): 1541-1552.
- Bonell, M., Barnes, C., Grant, C., Howard, A., Burns, J., 1998. Oxygen and hydrogen isotopes in rainfall–runoff studies. Isotope Tracers in Catchment Hydrology: 347-390.
- Booth, D.B., Jackson, C.R., 1997. Urbanization of aquatic systems: degradation thresholds, stormwater detection, and the limits of mitigation. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 33(5): 1077-1090.
- Bornette, G., Puijalon, S., 2011. Response of aquatic plants to abiotic factors: a review. Aquat. Sci., 73(1): 1-14.
- Boulton, A.J., Findlay, S., Marmonier, P., Stanley, E.H., Valett, H.M., 1998. The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. Annual Review of Ecology and Systematics, 29(1): 59-81.
- Brahana, J., Hollyday, E., 1988. Dry stream reaches in carbonate terranes: surface indicators of ground-water reservoirs. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 24(3): 577-580.
- Bredehoeft, J.D., Papaopulos, I., 1965. Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile. Water Resources Research, 1(2): 325-328.

- Briggs, M.A., Lautz, L.K., Buckley, S.F., Lane, J.W., 2014. Practical limitations on the use of diurnal temperature signals to quantify groundwater upwelling. Journal of Hydrology, 519: 1739-1751.
- Briggs, M.A., Lautz, L.K., McKenzie, J.M., 2012a. A comparison of fibre-optic distributed temperature sensing to traditional methods of evaluating groundwater inflow to streams. Hydrological Processes, 26(9): 1277-1290.
- Briggs, M.A., Lautz, L.K., McKenzie, J.M., Gordon, R.P., Hare, D.K., 2012b. Using high-resolution distributed temperature sensing to quantify spatial and temporal variability in vertical hyporheic flux. Water Resources Research, 48: 16.
- Briggs, M.A., Voytek, E.B., Day-Lewis, F.D., Rosenberry, D.O., Lane, J.W., 2013. Understanding Water Column and Streambed Thermal Refugia for Endangered Mussels in the Delaware River. Environmental Science & Technology, 47(20): 11423-11431.
- Brown, A.G. et al., 2018. Natural vs anthropogenic streams in Europe: History, ecology and implications for restoration, river-rewilding and riverine ecosystem services. Earth-Sci. Rev., 180: 185-205.
- Brown, L., Cooper, L., Holden, J., Ramchunder, S., 2010. A comparison of stream water temperature regimes from open and afforested moorland, Yorkshire Dales, northern England. Hydrological Processes, 24(22): 3206-3218.
- Brunke, M., Gonser, T., 1997. The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. Freshwater Biology, 37(1): 1-33.
- Brunke, M., Hoehn, E., Gonser, T., 2003. Patchiness of river-groundwater interactions within two floodplain landscapes and diversity of aquatic invertebrate communities. Ecosystems, 6(8): 707-722.
- Bucak, T. et al., 2017. Future water availability in the largest freshwater Mediterranean lake is at great risk as evidenced from simulations with the SWAT model. Science of the Total Environment, 581: 413-425.
- Burgin, A.J., Hamilton, S.K., 2007. Have we overemphasized the role of denitrification in aquatic ecosystems? A review of nitrate removal pathways. Frontiers in Ecology and the Environment, 5(2): 89-96.
- Burkholder, B.K., Grant, G.E., Haggerty, R., Khangaonkar, T., Wampler, P.J., 2008. Influence of hyporheic flow and geomorphology on temperature of a large, gravel-bed river, Clackamas River, Oregon, USA. Hydrological Processes, 22(7): 941-953.
- Burnett, W.C. et al., 2006. Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. Science of the Total Environment, 367(2-3): 498-543.
- Buttle, J.M. et al., 2012. An Overview of Temporary Stream Hydrology in Canada. Can. Water Resour. J., 37(4): 279-310.
- Caissie, D., 2006. The thermal regime of rivers: a review. Freshwater Biology, 51(8): 1389-1406.
- Caissie, D., Satish, M.G., El-Jabi, N., 2005. Predicting river water temperatures using the equilibrium temperature concept with application on Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). Hydrological Processes, 19(11): 2137-2159.
- Calkins, D., Dunne, T., 1970. A salt tracing method for measuring channel velocities in small mountain streams. Journal of Hydrology, 11(4): 379-392.
- Cardenas, M.B., 2009. Stream-aquifer interactions and hyporheic exchange in gaining and losing sinuous streams. Water Resources Research, 45(6).
- Cardenas, M.B., 2015. Hyporheic zone hydrologic science: A historical account of its emergence and a prospectus. Water Resources Research, 51(5): 3601-3616.
- Cardenas, M.B., Harvey, J.W., Packman, A.I., Scott, D.T., 2008. Ground-based thermography of fluvial systems at low and high discharge reveals potential complex thermal

heterogeneity driven by flow variation and bioroughness. Hydrological Processes, 22(7): 980-986.

- Carey, C., Alexander, M.A., 2003. Climate change and amphibian declines: is there a link? Divers. Distrib., 9(2): 111-121.
- Chatelier, M., Ruelleu, S., Bour, O., Porel, G., Delay, F., 2011. Combined fluid temperature and flow logging for the characterization of hydraulic structure in a fractured karst aquifer. Journal of Hydrology, 400(3-4): 377-386.
- Cherkauer, K.A. et al., 2005. Assessing satellite-based and aircraft-based thermal infrared remote sensing for monitoring Pacific Northwest river temperature. Journal of the American Water Resources Association, 41(5): 1149-1159.
- Chickadel, C.C., Talke, S.A., Horner-Devine, A.R., Jessup, A.T., 2011. Infrared-Based Measurements of Velocity, Turbulent Kinetic Energy, and Dissipation at the Water Surface in a Tidal River. IEEE Geosci. Remote Sens. Lett., 8(5): 849-853.
- Cho, J.-C., Kim, S.-J., 2000. Increase in bacterial community diversity in subsurface aquifers receiving livestock wastewater input. Applied and Environmental Microbiology, 66(3): 956-965.
- Christensen, N.S., Wood, A.W., Voisin, N., Lettenmaier, D.P., Palmer, R.N., 2004. The effects of climate change on the hydrology and water resources of the Colorado River basin. Climatic change, 62(1-3): 337-363.
- Chu, C., Jones, N.E., Allin, L., 2009. Linking the thermal regimes of streams in the Great Lakes Basin, Ontario, to landscape and climate variables. River Research and Applications: n/a-n/a.
- Ciocca, F., Lunati, I., Van de Giesen, N., Parlange, M.B., 2012. Heated Optical Fiber for Distributed Soil-Moisture Measurements: A Lysimeter Experiment. Vadose Zone Journal, 11(4): 10.
- Clément, J.C. et al., 2003. Hydrological flowpaths and nitrate removal rates within a riparian floodplain along a fourth-order stream in Brittany (France). Hydrological processes, 17(6): 1177-1195.
- Coleman, T.I., Parker, B.L., Maldaner, C.H., Mondanos, M.J., 2015. Groundwater flow characterization in a fractured bedrock aquifer using active DTS tests in sealed boreholes. Journal of Hydrology, 528: 449-462.
- Collier, M.W., 2008. Demonstration of fiber optic distributed temperature sensing to differentiate cold water refuge between ground water inflows and hyporheic exchange.
- Collins, M. et al., 2014. Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Cambridge Univ Press, Cambridge, 1029-1136 pp.
- Comte, L., Buisson, L., Daufresne, M., Grenouillet, G., 2013. Climate-induced changes in the distribution of freshwater fish: observed and predicted trends. Freshwater Biology, 58(4): 625-639.
- Comte, L., Grenouillet, G., 2015. Distribution shifts of freshwater fish under a variable climate: comparing climatic, bioclimatic and biotic velocities. Divers. Distrib., 21(9): 1014-1026.
- Conant, B., 2004. Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures. Ground Water, 42(2): 243-257.
- Constantz, J., 1998. Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in Alpine streams. Water Resources Research, 34(7): 1609-1615.
- Constantz, J., 2008. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. Water Resources Research, 44: 20.
- Constantz, J., Cox, M.H., Su, G.W., 2003. Comparison of heat and bromide as ground water tracers near streams. Groundwater, 41(5): 647-656.

- Constantz, J., Niswonger, R.G., Stewart, A.E., 2008. Analysis of temperature gradients to determine stream exchanges with ground water. Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water: 4-D2.
- Conti, L., Comte, L., Hugueny, B., Grenouillet, G., 2015. Drivers of freshwater fish colonisations and extirpations under climate change. Ecography, 38(5): 510-519.
- Coutant, C.C., 1977. COMPILATION OF TEMPERATURE PREFERENCE DATA. Journal of the Fisheries Research Board of Canada, 34(5): 739-745.
- Cox, M.H., Su, G.W., Constantz, J., 2007. Heat, chloride, and specific conductance as ground water tracers near streams. Ground Water, 45(2): 187-195.
- Cristea, N.C., Burges, S.J., 2009. Use of Thermal Infrared Imagery to Complement Monitoring and Modeling of Spatial Stream Temperatures. J. Hydrol. Eng., 14(10): 1080-1090.
- Danielopol, D.L., 1997. La colonisation d'environnements contraignants: Exemple des eaux souterraines. Geobios, 30: 55-66.
- Darcy, H., 1856. Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application. Victor Dalmont.
- de Vries, D., Peck, A., 1958. On the Cylindrical Probe Method of Measuring Thermal Conductivity with Special Reference to Soils. I. Extension of Theory and Discussion of Probe Characteristics. Australian Journal of Physics, 11(2): 255-271.
- Deser, C., Phillips, A., Bourdette, V., Teng, H.Y., 2012. Uncertainty in climate change projections: the role of internal variability. Clim. Dyn., 38(3-4): 527-546.
- Dierberg, F., DeBusk, T., Jackson, S., Chimney, M., Pietro, K., 2002. Submerged aquatic vegetation-based treatment wetlands for removing phosphorus from agricultural runoff: response to hydraulic and nutrient loading. Water research, 36(6): 1409-1422.
- Dincer, T., Payne, B., Florkowski, T., Martinec, J., Tongiorgi, E., 1970. Snowmelt runoff from measurements of tritium and oxygen-18. Water Resources Research, 6(1): 110-124.
- Dingman, S.L., 1966. Characteristics of summer runoff from a small watershed in central Alaska. Water Resources Research, 2(4): 751-754.
- Dogwiler, T., Wicks, C., 2006. Thermal variations in the hyporheic zone of a karst stream. International Journal of Speleology, 35(2): 1.
- Dole-Olivier, M.-J., Wawzyniak, V., Des Chatelliers, M.C., Marmonier, P., 2019. Do thermal infrared (TIR) remote sensing and direct hyporheic measurements (DHM) similarly detect river-groundwater exchanges? Study along a 40 km-section of the Ain River (France). Science of the Total Environment, 646: 1097-1110.
- Domenico, P.A., Schwartz, F.W., 1998. Physical and chemical hydrogeology, 506. Wiley New York.
- Drake, J., Bradford, A., Joy, D., 2010. Application of HEC-RAS 4.0 temperature model to estimate groundwater contributions to Swan Creek, Ontario, Canada. Journal of Hydrology, 389(3-4): 390-398.
- Duff, J.H., Toner, B., Jackman, A.P., Avanzino, R.J., Triska, F.J., 2000. Determination of groundwater discharge into a sand and gravel bottom river: A comparison of chloride dilution and seepage meter techniques. Internationale Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie: Verhandlungen, 27(1): 406-411.
- Dugdale, S.J., 2016. A practitioner's guide to thermal infrared remote sensing of rivers and streams: recent advances, precautions and considerations. Wiley Interdiscip. Rev.-Water, 3(2): 251-268.
- Dugdale, S.J., Bergeron, N.E., St-Hilaire, A., 2013. Temporal variability of thermal refuges and water temperature patterns in an Atlantic salmon river. Remote Sensing of Environment, 136: 358-373.

- Dugdale, S.J., Bergeron, N.E., St-Hilaire, A., 2015. Spatial distribution of thermal refuges analysed in relation to riverscape hydromorphology using airborne thermal infrared imagery. Remote Sensing of Environment, 160: 43-55.
- Dunmall, K.M., Mochnacz, N.J., Zimmerman, C.E., Lean, C., Reist, J.D., 2016. Using thermal limits to assess establishment of fish dispersing to high-latitude and high-elevation watersheds. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 73(12): 1750-1758.
- Dunne, T., Black, R.D., 1970a. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. Water Resources Research, 6(2): 478-490.
- Dunne, T., Black, R.D., 1970b. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. Water resources research, 6(5): 1296-1311.
- Dybkjaer, J.B., Baattrup-Pedersen, A., Kronvang, B., Thodsen, H., 2012. Diversity and Distribution of Riparian Plant Communities in Relation to Stream Size and Eutrophication. J. Environ. Qual., 41(2): 348-354.
- Earman, S., Campbell, A.R., Phillips, F.M., Newman, B.D., 2006. Isotopic exchange between snow and atmospheric water vapor: Estimation of the snowmelt component of groundwater recharge in the southwestern United States. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 111(D9).
- Ebersole, J.L., Liss, W.J., Frissell, C.A., 2003a. Cold water patches in warm streams: Physicochemical characteristics and the influence of shading. Journal of the American Water Resources Association, 39(2): 355-368.
- Ebersole, J.L., Liss, W.J., Frissell, C.A., 2003b. Thermal heterogeneity, stream channel morphology, and salmonid abundance in northeastern Oregon streams. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences, 60(10): 1266-1280.
- Ebersole, J.L. et al., 2006. Juvenile coho salmon growth and survival across stream network seasonal habitats. Transactions of the American Fisheries Society, 135(6): 1681-1697.
- Evans, E.C., Greenwood, M.T., Petts, G.E., 1995. SHORT COMMUNICATION THERMAL PROFILES WITHIN RIVER BEDS. Hydrological Processes, 9(1): 19-25.
- Evans, E.C., McGregor, G.R., Petts, G.E., 1998. River energy budgets with special reference to river bed processes. Hydrological Processes, 12(4): 575-595.
- Evans, E.C., Petts, G.E., 1997. Hyporheic temperature patterns within riffles. Hydrol. Sci. J.-J. Sci. Hydrol., 42(2): 199-213.
- Fernald, A.G., Landers, D.H., Wigington, P.J., 2006. Water quality changes in hyporheic flow paths between a large gravel bed river and off-channel alcoves in Oregon, USA. River Research and Applications, 22(10): 1111-1124.
- Ficke, A.D., Myrick, C.A., Hansen, L.J., 2007. Potential impacts of global climate change on freshwater fisheries. Rev. Fish. Biol. Fish., 17(4): 581-613.
- Findlay, S., 1995. Importance of surface-subsurface exchange in stream ecosystems: The hyporheic zone. Limnology and oceanography, 40(1): 159-164.
- Flipo, N. et al., 2004. Biogeochemical modelling at the river scale: plankton and periphyton dynamics: Grand Morin case study, France. Ecological Modelling, 176(3-4): 333-347.
- Flipo, N. et al., 2014. Continental hydrosystem modelling: the concept of nested stream-aquifer interfaces. Hydrology and Earth System Sciences, 18(8): 3121-3149.
- Fox, A., Laube, G., Schmidt, C., Fleckenstein, J.H., Arnon, S., 2016. The effect of losing and gaining flow conditions on hyporheic exchange in heterogeneous streambeds. Water Resources Research, 52(9): 7460-7477.
- Freeze, R.A., 1972. Role of subsurface flow in generating surface runoff: 1. Base flow contributions to channel flow. Water Resources Research, 8(3): 609-623.
- Freeze, R.A., 1974. Streamflow generation. Reviews of Geophysics, 12(4): 627-647.

- Frei, S., Gilfedder, B., 2015. FINIFLUX: An implicit finite element model for quantification of groundwater fluxes and hyporheic exchange in streams and rivers using radon. Water Resources Research, 51(8): 6776-6786.
- Fullerton, A.H. et al., 2015. Rethinking the longitudinal stream temperature paradigm: regionwide comparison of thermal infrared imagery reveals unexpected complexity of river temperatures. Hydrological Processes, 29(22): 4719-4737.
- Gardner, J.L., Peters, A., Kearney, M.R., Joseph, L., Heinsohn, R., 2011. Declining body size: a third universal response to warming? Trends Ecol. Evol., 26(6): 285-291.
- Garner, G., Malcolm, I.A., Sadler, J.P., Millar, C.P., Hannah, D.M., 2015. Inter-annual variability in the effects of riparian woodland on micro-climate, energy exchanges and water temperature of an upland Scottish stream. Hydrological Processes, 29(6): 1080-1095.
- Garnier, J., Billen, G., Hanset, P., Testard, P., Coste, M., 1998. Développement algal et eutrophisation dans le réseau hydrographique de la Seine. La Seine en son bassin: Fonctionnement écologique d'un systeme fluvial anthropisé. Elsevier, Paris: 593-626.
- Gaume, E., 2004. Draughts and river low waters: some comments. Houille Blanche-Rev. Int.(4): 77-83.
- Gaynor, J., MacTavish, D., Findlay, W., 1995. Atrazine and metolachlor loss in surface and subsurface runoff from three tillage treatments in corn. J. Environ. Qual., 24(2): 246-256.
- Geist, D.R. et al., 2002. Physicochemical characteristics of the hyporheic zone affect redd site selection by chum salmon and fall chinook salmon in the Columbia River. North Am. J. Fish Manage., 22(4): 1077-1085.
- Genereux, D.P., 1998. Quantifying uncertainty in tracer-based hydrograph separations. Water Resources Research, 34(4): 915-919.
- Genereux, D.P., Hemond, H.F., Mulholland, P.J., 1993. Use of radon-222 and calcium as tracers in a three-end-member mixing model for streamflow generation on the West Fork of Walker Branch Watershed. Journal of Hydrology, 142(1-4): 167-211.
- Genereux, D.P., Leahy, S., Mitasova, H., Kennedy, C.D., Corbett, D.R., 2008. Spatial and temporal variability of streambed hydraulic conductivity in West Bear Creek, North Carolina, USA. Journal of Hydrology, 358(3-4): 332-353.
- George, S.D., Baldigo, B.P., Smith, M.J., McKeown, D.M., Faulring, J.W., 2016. Variations in water temperature and implications for trout populations in the Upper Schoharie Creek and West Kill, New York, USA. J. Freshw. Ecol., 31(1): 93-108.
- Gershunov, A. et al., 2013. Future Climate: Projected Extremes. Assessment of Climate Change in the Southwest United States: A Report Prepared for the National Climate Assessment. Island Press, Washington, 126-147 pp.
- Gibbs, R.J., 1970. Mechanisms controlling world water chemistry. Science, 170(3962): 1088-1090.
- Giménez-Morera, A., Sinoga, J.R., Cerdà, A., 2010. The impact of cotton geotextiles on soil and water losses from Mediterranean rainfed agricultural land. Land Degradation & Development, 21(2): 210-217.
- Gimeno, L., Drumond, A., Nieto, R., Trigo, R.M., Stohl, A., 2010. On the origin of continental precipitation. Geophysical Research Letters, 37(13).
- Gomez-Velez, J.D., Harvey, J., Cardenas, M.B., Kiel, B., 2015. Denitrification in the Mississippi River network controlled by flow through river bedforms. Nature Geoscience, 8(12): 941-U75.
- Gonzalez-Pinzon, R. et al., 2015. A field comparison of multiple techniques to quantify groundwater-surface-water interactions. Freshwater Science, 34(1): 139-160.

- Gordon, R.P., Lautz, L.K., Briggs, M.A., McKenzie, J.M., 2012. Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program. Journal of Hydrology, 420: 142-158.
- Greve, P., Gudmundsson, L., Orlowsky, B., Seneviratne, S.I., 2016. A two-parameter Budyko function to represent conditions under which evapotranspiration exceeds precipitation. Hydrology and Earth System Sciences, 20(6): 2195-2205.
- Gribovszki, Z., Kalicz, P., Szilágyi, J., Kucsara, M., 2008. Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations. Journal of Hydrology, 349(1-2): 6-17.
- Griebler, C., Lueders, T., 2009. Microbial biodiversity in groundwater ecosystems. Freshwater Biology, 54(4): 649-677.
- Hagerthey, S.E., Kerfoot, W.C., 2005. Spatial variation in groundwater-related resource supply influences freshwater benthic algal assemblage composition. J. N. Am. Benthol. Soc., 24(4): 807-819.
- Handcock, R.N. et al., 2006. Accuracy and uncertainty of thermal-infrared remote sensing of stream temperatures at multiple spatial scales. Remote Sensing of Environment, 100(4): 427-440.
- Hannah, D.M., Malcolm, I.A., Bradley, C., 2009. Seasonal hyporheic temperature dynamics over riffle bedforms. Hydrological Processes, 23(15): 2178-2194.
- Hannah, D.M., Malcolm, I.A., Soulsby, C., Youngson, A.F., 2008. A comparison of forest and moorland stream microclimate, heat exchanges and thermal dynamics. Hydrological Processes, 22(7): 919-940.
- Hare, D.K., Briggs, M.A., Rosenberry, D.O., Boutt, D.F., Lane, J.W., 2015. A comparison of thermal infrared to fiber-optic distributed temperature sensing for evaluation of groundwater discharge to surface water. Journal of Hydrology, 530: 153-166.
- Hassan, M.A., Tonina, D., Beckie, R.D., Kinnear, M., 2015. The effects of discharge and slope on hyporheic flow in step-pool morphologies. Hydrological Processes, 29(3): 419-433.
- Hatch, C.E., Fisher, A.T., Revenaugh, J.S., Constantz, J., Ruehl, C., 2006. Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development. Water Resources Research, 42(10): 14.
- Hausner, M.B. et al., 2011. Calibrating Single-Ended Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. Sensors, 11(11): 10859-10879.
- Hebert, C., Caissie, D., Satish, M.G., El-Jabi, N., 2011. Study of stream temperature dynamics and corresponding heat fluxes within Miramichi River catchments (New Brunswick, Canada). Hydrological Processes, 25(15): 2439-2455.
- Henderson, R.D., Day-Lewis, F.D., Harvey, C.F., 2009. Investigation of aquifer-estuary interaction using wavelet analysis of fiber-optic temperature data. Geophysical Research Letters, 36: 6.
- Hendrickx, F., Sauquet, E., 2013. Impact of warming climate on water management for the Ariege River basin (France). Hydrol. Sci. J.-J. Sci. Hydrol., 58(5): 976-993.
- Hester, E.T., Brooks, K.E., Scott, D.T., 2018. Comparing reach scale hyporheic exchange and denitrification induced by instream restoration structures and natural streambed morphology. Ecol. Eng., 115: 105-121.
- Hester, E.T., Doyle, M.W., 2011. Human Impacts to River Temperature and Their Effects on Biological Processes: A Quantitative Synthesis. Journal of the American Water Resources Association, 47(3): 571-587.
- Hester, E.T., Doyle, M.W., Poole, G.C., 2009. The influence of in-stream structures on summer water temperatures via induced hyporheic exchange. Limnology and Oceanography, 54(1): 355-367.

- Hester, E.T., Gooseff, M.N., 2010. Moving Beyond the Banks: Hyporheic Restoration Is Fundamental to Restoring Ecological Services and Functions of Streams. Environmental Science & Technology, 44(5): 1521-1525.
- Hewlett, J.D., 1970. The varying source area of streamflow from upland basins, Proceedings of the Symposium on Interdisciplinary Aspects of Watershed Management. Montana State University, Bozeman, American S, pp. 65-83.
- Hewlett, J.D., Hibbert, A.R., 1963. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. Journal of geophysical research, 68(4): 1081-1087.
- Hewlett, J.D., Hibbert, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. Forest hydrology, 1: 275-290.
- Hillyard, R.W., Keeley, E.R., 2012. Temperature-Related Changes in Habitat Quality and Use by Bonneville Cutthroat Trout in Regulated and Unregulated River Segments. Transactions of the American Fisheries Society, 141(6): 1649-1663.
- Hinkle, S.R., Bohlke, J.K., Duff, J.H., Morgan, D.S., Weick, R.J., 2007. Aquifer-scale controls on the distribution of nitrate and ammonium in ground water near La Pine, Oregon, USA. Journal of Hydrology, 333(2-4): 486-503.
- Hirabayashi, Y. et al., 2013. Global flood risk under climate change. Nat. Clim. Chang., 3(9): 816-821.
- Hjelmfelt Jr, A.T., Burwell, R.E., 1984. Spatial variability of runoff. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 110(1): 46-54.
- Hoes, O.A.C., Schilperoort, R.P.S., Luxemburg, W.M.J., Clemens, F., de Giesen, N.C.V., 2009. Locating illicit connections in storm water sewers using fiber-optic distributed temperature sensing. Water Research, 43(20): 5187-5197.
- Hollis, G., 1975. The effect of urbanization on floods of different recurrence interval. Water Resources Research, 11(3): 431-435.
- Hoover, M., Hursh, C., 1943. Influence of topography and soil-depth on runoff from forest land. Eos, Transactions American Geophysical Union, 24(2): 693-698.
- Horn, B.K., Schunck, B.G., 1981. Determining optical flow. Artificial intelligence, 17(1-3): 185-203.
- Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Eos, Transactions American Geophysical Union, 14(1): 446-460.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins : hydrophysical approach to quantitative morphology. GSA Bulletin, 56(3): 275-370.
- Hurtig, E., Grosswig, S., Kuhn, K., 1997. Distributed fibre optic temperature sensing: A new tool for long-term and short-term temperature monitoring in boreholes. Energy Sources, 19(1): 55-62.
- Imholt, C., Soulsby, C., Malcolm, I., Gibbins, C., 2013. Influence of contrasting riparian forest cover on stream temperature dynamics in salmonid spawning and nursery streams. Ecohydrology, 6(3): 380-392.
- Iribar, A., Sánchez-Pérez, J.M., Lyautey, E., Garabétian, F., 2008. Differentiated free-living and sediment-attached bacterial community structure inside and outside denitrification hotspots in the river–groundwater interface. Hydrobiologia, 598(1): 109-121.
- Iwamoto, T. et al., 2000. Monitoring impact of in situ biostimulation treatment on groundwater bacterial community by DGGE. FEMS Microbiology Ecology, 32(2): 129-141.
- Jaunat, J. et al., 2012. Hydrochemical data and groundwater dating to infer differential flowpaths through weathered profiles of a fractured aquifer. Appl. Geochem., 27(10): 2053-2067.
- Johansson, J., Bolmgren, K., Jonze'n, N., 2013. Climate change and the optimal flowering time of annual plants in seasonal environments. Glob. Change Biol., 19(1): 197-207.

- Johnson, M., Wilby, R., 2013. Shield or not to Shield: Effects of Solar Radiation on Water Temperature Sensor Accuracy. Water, 5(4): 1622-1637.
- Jouzel, J., Lorius, C., 1999. Climate evolution: from the recent past to the future. Comptes Rendus Acad. Sci. Ser II-A, 328(4): 229-239.
- Junk, W.J., Bayley, P.B., Sparks, R.E., 1989. The flood pulse concept in river-floodplain systems. Canadian special publication of fisheries and aquatic sciences, 106(1): 110-127.
- Kalbus, E., Reinstorf, F., Schirmer, M., 2006. Measuring methods for groundwater? surface water interactions: a review. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 10(6): 873-887.
- Käser, D.H., Binley, A., Heathwaite, A.L., Krause, S., 2009. Spatio-temporal variations of hyporheic flow in a riffle-step-pool sequence. Hydrological Processes: An International Journal, 23(15): 2138-2149.
- Kim, H., Lee, J.-Y., Park, Y., Hyun, Y., Lee, K.-K., 2014. Groundwater and stream water exchange revealed by water chemistry in a hyporheic zone of agricultural area. Paddy and water environment, 12(1): 89-101.
- Kim, S.D., Cho, J., Kim, I.S., Vanderford, B.J., Snyder, S.A., 2007. Occurrence and removal of pharmaceuticals and endocrine disruptors in South Korean surface, drinking, and waste waters. Water research, 41(5): 1013-1021.
- Kinouchi, T., Yagi, H., Miyamoto, M., 2007. Increase in stream temperature related to anthropogenic heat input from urban wastewater. Journal of Hydrology, 335(1-2): 78-88.
- Kirchner, J.W., 2016. Aggregation in environmental systems–Part 2: Catchment mean transit times and young water fractions under hydrologic nonstationarity. Hydrology and Earth System Sciences, 20(1): 299-328.
- Kobayashi, D., 1985. Separation of the snowmelt hydrograph by stream temperatures. Journal of Hydrology, 76(1-2): 155-162.
- Kolbe, T. et al., 2016. Coupling 3D groundwater modeling with CFC-based age dating to classify local groundwater circulation in an unconfined crystalline aquifer. Journal of Hydrology, 543: 31-46.
- Koster, R. et al., 1986. Global sources of local precipitation as determined by the NASA/GISS GCM. Geophysical Research Letters, 13(2): 121-124.
- Kothandaraman, V., 1971. Analysis of water temperature variations in large river. Journal of the Sanitary Engineering Division, 97(1): 19-31.
- Kramer, D.L., McClure, M., 1982. Aquatic surface respiration, a widespread adaptation to hypoxia in tropical fresh-water fishes. Environ. Biol. Fishes, 7(1): 47-55.
- Krause, S., Blume, T., 2013. Impact of seasonal variability and monitoring mode on the adequacy of fiber- optic distributed temperature sensing at aquifer- river interfaces. Water Resources Research, 49(5): 2408-2423.
- Krause, S., Blume, T., Cassidy, N., 2012. Investigating patterns and controls of groundwater up-welling in a lowland river by combining Fibre-optic Distributed Temperature Sensing with observations of vertical hydraulic gradients. Hydrology and Earth System Sciences, 16(6): 1775-1792.
- Krause, S., Tecklenburg, C., Munz, M., Naden, E., 2013a. Streambed nitrogen cycling beyond the hyporheic zone: Flow controls on horizontal patterns and depth distribution of nitrate and dissolved oxygen in the upwelling groundwater of a lowland river. J. Geophys. Res.-Biogeosci., 118(1): 54-67.
- Krause, S., Tecklenburg, C., Munz, M., Naden, E., 2013b. Streambed nitrogen cycling beyond the hyporheic zone: Flow controls on horizontal patterns and depth distribution of nitrate

and dissolved oxygen in the upwelling groundwater of a lowland river. Journal of Geophysical Research, 118(1): 54-67.

- Kroeze, C. et al., 2016. Global modelling of surface water quality: a multi-pollutant approach. Curr. Opin. Environ. Sustain., 23: 35-45.
- Kruitbos, L.M. et al., 2012. Hydroclimatic and hydrochemical controls on Plecoptera diversity and distribution in northern freshwater ecosystems. Hydrobiologia, 693(1): 39-53.
- Kunkle, G.R., 1965. Computation of ground-water discharge to streams during floods, or to individual reaches during base flow, by use of specific conductance. US Geol. Surv., Prof. Pap: 207-210.
- Kurth, A.M., Weber, C., Schirmer, M., 2015. How effective is river restoration in reestablishing groundwater-surface water interactions? - A case study. Hydrology and Earth System Sciences, 19(6): 2663-2672.
- Lachassagne, P., Wyns, R., Dewandel, B., 2011. The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. Terr. Nova, 23(3): 145-161.
- Lalot, E. et al., 2015. Quantification of the contribution of the Beauce groundwater aquifer to the discharge of the Loire River using thermal infrared satellite imaging. Hydrology and Earth System Sciences, 19(11): 4479-4492.
- Lane, C.R., Flotemersch, J.E., Blocksom, K.A., Decelles, S., 2007a. Effect of sampling method on diatom composition for use in monitoring and assessing large river condition. River Research and Applications, 23(10): 1126-1146.
- Lane, P.N.J., Feikema, P.M., Sherwin, C.B., Peel, M.C., Freebairn, A., 2007b. Physically-Based Prediction of Water Yield from Disturbed Forested Water Supply Catchments. Modsim 2007: International Congress on Modelling and Simulation: Land, Water and Environmental Management: Integrated Systems for Sustainability. Modelling & Simulation Soc Australia & New Zealand Inc, Christchurch, 2953-2959 pp.
- Lane, S.N., 2007. Assessment of rainfall-runoff models based upon wavelet analysis. Hydrological Processes, 21(5): 586-607.
- Lapham, W.W., 1989. Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. 2337.
- Lauer, F., Frede, H.G., Breuer, L., 2013. Uncertainty assessment of quantifying spatially concentrated groundwater discharge to small streams by distributed temperature sensing. Water Resources Research, 49(1): 400-407.
- Lawler, J.J., Shafer, S.L., Blaustein, A.R., 2010. Projected Climate Impacts for the Amphibians of the Western Hemisphere. Conserv. Biol., 24(1): 38-50.
- LeBlanc, R.T., Brown, R.D., FitzGibbon, J.E., 1997. Modeling the effects of land use change on the water temperature in unregulated urban streams. J. Environ. Manage., 49(4): 445-469.
- Lee, D.R., Hynes, H., 1978. Identification of groundwater discharge zones in a reach of Hillman Creek in southern Ontario. Water Quality Research Journal, 13(1): 121-134.
- Leonard, B.P., 1991. The ultimate conservative difference scheme applied to unsteady onedimensional advection. Comput. Meth. Appl. Mech. Eng., 88(1): 17-74.
- Lerner, D.N., Issar, A.S., Simmers, I., 1990. Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge, 8. Heise Hannover.
- Leung, L.R., Wigmosta, M.S., 1999. Potential climate chance impacts on mountain watersheds in the Pacific Northwest. Journal of the American Water Resources Association, 35(6): 1463-1471.
- Li, G., Jackson, C.R., Kraseski, K.A., 2012. Modeled riparian stream shading: Agreement with field measurements and sensitivity to riparian conditions. Journal of Hydrology, 428-429: 142-151.

- Libelo, E.L., MacIntyre, W.G., 1994. Effects of surface-water movement on seepage-meter measurements of flow through the sediment-water interface. Applied Hydrogeology, 2(4): 49-54.
- Lisi, P.J., Schindler, D.E., Bentley, K.T., Pess, G.R., 2013. Association between geomorphic attributes of watersheds, water temperature, and salmon spawn timing in Alaskan streams. Geomorphology, 185: 78-86.
- Lisi, P.J., Schindler, D.E., Cline, T.J., Scheuerell, M.D., Walsh, P.B., 2015. Watershed geomorphology and snowmelt control stream thermal sensitivity to air temperature. Geophysical Research Letters, 42(9): 3380-3388.
- Loheide, S.P., Gorelick, S.M., 2006. Quantifying stream-aquifer interactions through the analysis of remotely sensed thermographic profiles and in situ temperature histories. Environmental Science & Technology, 40(10): 3336-3341.
- Lowry, C.S., Walker, J.F., Hunt, R.J., Anderson, M.P., 2007. Identifying spatial variability of groundwater discharge in a wetland stream using a distributed temperature sensor. Water Resources Research, 43(10): 9.
- Lupon, A., Bernal, S., Poblador, S., Martí, E., Sabater, F., 2016. The influence of riparian evapotranspiration on stream hydrology and nitrogen retention in a subhumid Mediterranean catchment. Hydrology and Earth System Sciences, 20(9): 3831-3842.
- Lupon, A., Ledesma, J.L., Bernal, S., 2018. Riparian evapotranspiration is essential to simulate streamflow dynamics and water budgets in a Mediterranean catchment. Hydrology and Earth System Sciences, 22(7): 4033-4045.
- Macknick, J., Newmark, R., Heath, G., Hallett, K.C., 2012. Operational water consumption and withdrawal factors for electricity generating technologies: a review of existing literature. Environ. Res. Lett., 7(4): 045802.
- Madden, N., Lewis, A., Davis, M., 2013. Thermal effluent from the power sector: an analysis of once-through cooling system impacts on surface water temperature. Environ. Res. Lett., 8(3): 035006.
- Magoulick, D.D., Kobza, R.M., 2003. The role of refugia for fishes during drought: a review and synthesis. Freshwater Biology, 48(7): 1186-1198.
- Mahe, G., Paturel, J.-E., Servat, E., Conway, D., Dezetter, A., 2005. The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. Journal of Hydrology, 300(1-4): 33-43.
- Maheu, A., Caissie, D., St-Hilaire, A., El-Jabi, N., 2014. River evaporation and corresponding heat fluxes in forested catchments. Hydrological Processes, 28(23): 5725-5738.
- Malard, F., Hervant, F., 1999. Oxygen supply and the adaptations of animals in groundwater. Freshwater Biology, 41(1): 1-30.
- Malcolm, I.A., Hannah, D.M., Donaghy, M.J., Soulsby, C., Youngson, A.F., 2004. The influence of riparian woodland on the spatial and temporal variability of stream water temperatures in an upland salmon stream. Hydrology and Earth System Sciences, 8(3): 449-459.
- Maloszewski, P., Stichler, W., Zuber, A., Rank, D., 2002. Identifying the flow systems in a karstic-fissured-porous aquifer, the Schneealpe, Austria, by modelling of environmental 18O and 3H isotopes. Journal of Hydrology, 256(1-2): 48-59.
- Mamer, E.A., Lowry, C.S., 2013. Locating and quantifying spatially distributed groundwater/surface water interactions using temperature signals with paired fiber-optic cables. Water Resources Research, 49(11): 7670-7680.
- Martínez-Mena, M., Albaladejo, J., Castillo, V., 1998. Factors influencing surface runoff generation in a Mediterranean semi-arid environment: Chicamo watershed, SE Spain. Hydrological processes, 12(5): 741-754.

- Matheswaran, K., Blemmer, M., Thorn, P., Rosbjerg, D., Boegh, E., 2015. Investigation of Stream Temperature Response to Non-Uniform Groundwater Discharge in a Danish Lowland Stream. River Research and Applications, 31(8): 975-992.
- Matthews, K.R., Berg, N.H., Azuma, D.L., Lambert, T.R., 1994. Cool water formation and trout habitat use in a deep pool in the sierra-nevada, california. Transactions of the American Fisheries Society, 123(4): 549-564.
- McCallum, J.L., Cook, P.G., Berhane, D., Rumpf, C., McMahon, G.A., 2012. Quantifying groundwater flows to streams using differential flow gaugings and water chemistry. Journal of Hydrology, 416: 118-132.
- McDonnell, J.J. et al., 2010. How old is streamwater? Open questions in catchment transit time conceptualization, modelling and analysis. Hydrological Processes, 24(12): 1745-1754.
- McGuire, K. et al., 2005. The role of topography on catchment-scale water residence time. Water Resources Research, 41(5).
- Meehl, G.A. et al., 2012. Relative outcomes of climate change mitigation related to global temperature versus sea-level rise. Nat. Clim. Chang., 2(8): 576-580.
- Meinhardt-Llopis, E., Pérez, J.S., Kondermann, D., 2013. Horn-schunck optical flow with a multi-scale strategy. Image Processing on line, 2013: 151-172.
- Meyer, A., Meyer, E.I., 2000. Discharge regime and the effect of drying on macroinvertebrate communities in a temporary karst stream in East Westphalia (Germany). Aquat. Sci., 62(3): 216-231.
- Middelkoop, H. et al., 2001. Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. Climatic change, 49(1-2): 105-128.
- Moatar, F., Gailhard, J., 2006. Water temperature behaviour in the River Loire since 1976 and 1881. Comptes Rendus Geoscience, 338(5): 319-328.
- Moatar, F., Meybeck, M., Poirel, A., 2009. Daily variability and its implication on long term river water quality surveys: the Middle Loire example. Houille Blanche-Rev. Int.(4): 91-99.
- Moffett, K.B. et al., 2008. Processes controlling the thermal regime of saltmarsh channel beds. Environmental Science & Technology, 42(3): 671-676.
- Mohseni, O., Stefan, H.G., 1999. Stream temperature air temperature relationship: a physical interpretation. Journal of Hydrology, 218(3-4): 128-141.
- Mohseni, O., Stefan, H.G., 2001. Water budgets of two watersheds in different climatic zones under projected climate warming. Climatic Change, 49(1-2): 77-104.
- Mohseni, O., Stefan, H.G., Eaton, J.G., 2003. Global warming and potential changes in fish habitat in US streams. Climatic Change, 59(3): 389-409.
- Molina-Navarro, E., Andersen, H.E., Nielsen, A., Thodsen, H., Trolle, D., 2018. Quantifying the combined effects of land use and climate changes on stream flow and nutrient loads: A modelling approach in the Odense Fjord catchment (Denmark). Science of the Total Environment, 621: 253-264.
- Monk, W.A., Wilbur, N.M., Curry, R.A., Gagnon, R., Faux, R.N., 2013. Linking landscape variables to cold water refugia in rivers. J. Environ. Manage., 118: 170-176.
- Moss, B., 2010. Climate change, nutrient pollution and the bargain of Dr Faustus. Freshwater Biology, 55: 175-187.
- Mouhri, A. et al., 2013. Designing a multi-scale sampling system of stream–aquifer interfaces in a sedimentary basin. Journal of Hydrology, 504: 194-206.
- Mullinger, N.J., Pates, J.M., Binley, A.M., Crook, N.P., 2009. Controls on the spatial and temporal variability of Rn-222 in riparian groundwater in a lowland Chalk catchment. Journal of Hydrology, 376(1-2): 58-69.

- Munz, M., Oswald, S.E., Schmidt, C., 2016. Analysis of riverbed temperatures to determine the geometry of subsurface water flow around in-stream geomorphological structures. Journal of Hydrology, 539: 74-87.
- Mutz, M., Rohde, A., 2003. Processes of surface-subsurface water exchange in a low energy sand-bed stream. Int. Rev. Hydrobiol., 88(3-4): 290-303.
- Mwakanyamale, K., Slater, L., Day-Lewis, F., Elwaseif, M., Johnson, C., 2012. Spatially variable stage-driven groundwater-surface water interaction inferred from time-frequency analysis of distributed temperature sensing data. Geophysical Research Letters, 39: 6.
- Naden, P.S., 1992. Spatial variability in flood estimation for large catchments: the exploitation of channel network structure. Hydrological Sciences Journal, 37(1): 53-71.
- Nathan, R., McMahon, T., 1990. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. Water resources research, 26(7): 1465-1473.
- Neilson, B.T., Hatch, C.E., Ban, H., Tyler, S.W., 2010. Solar radiative heating of fiber-optic cables used to monitor temperatures in water. Water Resources Research, 46(8).
- Newell, A.D., Skjelkvåle, B.L., 1997. Acidification trends in surface waters in the international program on acidification of rivers and lakes. Water, air, and soil pollution, 93(1-4): 27-57.
- Nielsen, J.L., Lisle, T.E., Ozaki, V., 1994. Thermally stratified pools and their use by steelhead in northern california streams. Transactions of the American Fisheries Society, 123(4): 613-626.
- Nijssen, B., O'Donnell, G.M., Hamlet, A.F., Lettenmaier, D.P., 2001. Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change. Climatic Change, 50(1-2): 143-175.
- Norman, F.A., Cardenas, M.B., 2014. Heat transport in hyporheic zones due to bedforms: An experimental study. Water Resources Research, 50(4): 3568-3582.
- O'Driscoll, M.A., DeWalle, D.R., 2006. Stream-air temperature relations to classify streamground water interactions. Journal of Hydrology, 329(1-2): 140-153.
- Onda, Y., Komatsu, Y., Tsujimura, M., Fujihara, J.i., 2001. The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation. Hydrological Processes, 15(10): 1693-1706.
- Ouellet, V., Secretan, Y., St-Hilaire, A., Morin, J., 2014. Water temperature modelling in a controlled environment: comparative study of heat budget equations. Hydrological Processes, 28(2): 279-292.
- Pagliai, M., Vignozzi, N., Pellegrini, S., 2004. Soil structure and the effect of management practices. Soil and Tillage Research, 79(2): 131-143.
- Pascoal, C., Cássio, F., Marcotegui, A., Sanz, B., Gomes, P., 2005. Role of fungi, bacteria, and invertebrates in leaf litter breakdown in a polluted river. J. N. Am. Benthol. Soc., 24(4): 784-797.
- Petrides, A.C. et al., 2011. Shade estimation over streams using distributed temperature sensing. Water Resources Research, 47: 4.
- Piao, S. et al., 2010. The impacts of climate change on water resources and agriculture in China. Nature, 467(7311): 43.
- Pimm, S.L. et al., 2014. The biodiversity of species and their rates of extinction, distribution, and protection. Science, 344(6187): 987-+.
- Pittroff, M., Frei, S., Gilfedder, B., 2017. Quantifying nitrate and oxygen reduction rates in the hyporheic zone using 222Rn to upscale biogeochemical turnover in rivers. Water Resources Research, 53(1): 563-579.
- Poblador, S., Thomas, Z., Rousseau-Gueutin, P., Sabaté, S., Sabater, F., 2018. Riparian forest transpiration under the current and projected Mediterranean climate: Effects on soil water and nitrate uptake. Ecohydrology, 0(0): e2043.

- Polade, S.D., Gershunov, A., Cayan, D.R., Dettinger, M.D., Pierce, D.W., 2017. Precipitation in a warming world: Assessing projected hydro-climate changes in California and other Mediterranean climate regions. Sci Rep, 7.
- Poole, G.C., Berman, C.H., 2001. An ecological perspective on in-stream temperature: Natural heat dynamics and mechanisms of human-caused thermal degradation. Environ. Manage., 27(6): 787-802.
- Postel, S.L., Daily, G.C., Ehrlich, P.R., 1996. Human appropriation of renewable fresh water. Science, 271(5250): 785-788.
- Poulsen, J.R., Sebok, E., Duque, C., Tetzlaff, D., Engesgaard, P.K., 2015. Detecting groundwater discharge dynamics from point-to-catchment scale in a lowland stream: combining hydraulic and tracer methods. Hydrology and Earth System Sciences, 19(4): 1871-1886.
- Puleo, J.A., McKenna, T.E., Holland, K.T., Calantoni, J., 2012. Quantifying riverine surface currents from time sequences of thermal infrared imagery. Water Resources Research, 48: 20.
- Raptis, C.E., Pfister, S., 2016. Global freshwater thermal emissions from steam-electric power plants with once-through cooling systems. Energy, 97: 46-57.
- Raptis, C.E., van Vliet, M.T.H., Pfister, S., 2016. Global thermal pollution of rivers from thermoelectric power plants. Environ. Res. Lett., 11(10).
- Rawitz, E., Engman, E.T., Cline, G.D., 1970. Use of the mass balance method for examining the role of soils in controlling watershed performance. Water Resources Research, 6(4): 1115-1123.
- Read, T. et al., 2014. Active-Distributed Temperature Sensing to continuously quantify vertical flow in boreholes. Water Resources Research, 50(5): 3706-3713.
- Reid, I.S., 2007. Influence of motorboat use on thermal refuges and implications to salmonid physiology in the lower Rogue river, Oregon. North Am. J. Fish Manage., 27(4): 1162-1173.
- Reid, J., MacLeod, D., Cresser, M.S., 1981. Factors affecting the chemistry of precipitation and river water in an upland catchment. Journal of Hydrology, 50: 129-145.
- Reist, J.D. et al., 2006. Effects of climate change and UV radiation on fisheries for Arctic freshwater and anadromous species. Ambio, 35(7): 402-410.
- Rosenberry, D.O., Briggs, M.A., Delin, G., Hare, D.K., 2016. Combined use of thermal methods and seepage meters to efficiently locate, quantify, and monitor focused groundwater discharge to a sand-bed stream. Water Resources Research, 52(6): 4486-4503.
- Rosenqvist, I.T., 1978. Acid precipitation and other possible sources for acidification of rivers and lakes. Science of the Total Environment, 10: 271-272.
- Roshan, H., Young, M., Andersen, M.S., Acworth, R.I., 2014. Limitations of fibre optic distributed temperature sensing for quantifying surface water groundwater interactions. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 11(7): 8167-8190.
- Rost, S. et al., 2008. Agricultural green and blue water consumption and its influence on the global water system. Water Resources Research, 44(9).
- Rowe, L.K., Taylor, C.H., 1994. Hydrology and related changes after harvesting native forest catchments and establishing pinus-radiata plantations. 3. stream temperatures. Hydrological Processes, 8(4): 299-310.
- Ruehl, C. et al., 2006. Differential gauging and tracer tests resolve seepage fluxes in a stronglylosing stream. Journal of Hydrology, 330(1-2): 235-248.
- Ruprecht, J.K., Schofield, N.J., 1989. Analysis of streamflow generation following deforestation in southwest western-australia. Journal of Hydrology, 105(1-2): 1-17.

- Rushton, K., 2007. Representation in regional models of saturated river–aquifer interaction for gaining/losing rivers. Journal of Hydrology, 334(1-2): 262-281.
- Russo, S. et al., 2014. Magnitude of extreme heat waves in present climate and their projection in a warming world. J. Geophys. Res.-Atmos., 119(22): 12500-12512.
- Sahin, V., Hall, M.J., 1996. The effects of afforestation and deforestation on water yields. Journal of hydrology, 178(1-4): 293-309.
- Savary, S., Rousseau, A.N., Quilbe, R., 2009. Assessing the Effects of Historical Land Cover Changes on Runoff and Low Flows Using Remote Sensing and Hydrological Modeling. J. Hydrol. Eng., 14(6): 575-587.
- Sawyer, R., 1963. Effect of urbanization on storm discharge and ground-water recharge in Nassau County, New York. US Geological Survey Professional Paper, 475: 185-187.
- Sayde, C., Thomas, C.K., Wagner, J., Selker, J., 2015. High-resolution wind speed measurements using actively heated fiber optics. Geophysical Research Letters, 42(22): 10064-10073.
- Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeology journal, 10(1): 18-39.
- Scanlon, B.R. et al., 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. Hydrological Processes: An International Journal, 20(15): 3335-3370.
- Scanlon, B.R., Mace, R.E., Barrett, M.E., Smith, B., 2003. Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. Journal of hydrology, 276(1-4): 137-158.
- Schneider, P., Hook, S.J., 2010. Space observations of inland water bodies show rapid surface warming since 1985. Geophysical Research Letters, 37: 5.
- Sebok, E., Duque, C., Engesgaard, P., Boegh, E., 2015. Application of Distributed Temperature Sensing for coupled mapping of sedimentation processes and spatio-temporal variability of groundwater discharge in soft-bedded streams. Hydrological Processes, 29(15): 3408-3422.
- Sebok, E. et al., 2013. High-resolution distributed temperature sensing to detect seasonal groundwater discharge into Lake Vaeng, Denmark. Water Resources Research, 49(9): 5355-5368.
- Selker, F., Selker, J.S., 2014. Flume testing of underwater seep detection using temperature sensing on or just below the surface of sand or gravel sediments. Water Resources Research, 50(5): 4530-4534.
- Selker, J., van de Giesen, N., Westhoff, M., Luxemburg, W., Parlange, M.B., 2006a. Fiber optics opens window on stream dynamics. Geophysical Research Letters, 33(24).
- Selker, J., van de Giesen, N., Westhoff, M., Luxemburg, W., Parlange, M.B., 2006b. Fiber optics opens window on stream dynamics. Geophys. Res. Lett., 33(24): L24401.
- Selker, J.S. et al., 2006c. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. Water Resources Research, 42(12): 8.
- Selker, J.S. et al., 2006d. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. Water Resources Research, 42(12).
- Selker, J.S., Tyler, S., van de Giesen, N., 2014. Comment on "Capabilities and limitations of tracing spatial temperature patterns by fiber-optic distributed temperature sensing" by Liliana Rose et al. Water Resources Research, 50(6): 5372-5374.
- Selker, J.S., van de Giesen, N., Westhoff, M., Luxemburg, W., Parlange, M.B., 2006e. Fiber optics opens window on stream dynamics. Geophysical Research Letters, 33(24).
- Sellwood, S.M., Hart, D.J., Bahr, J.M., 2015. Evaluating the Use of In-Well Heat Tracer Tests to Measure Borehole Flow Rates. Ground Water Monitoring and Remediation, 35(4): 85-94.

- Sharpley, A.N. et al., 1994. Managing agricultural phosphorus for protection of surface waters: Issues and options. J. Environ. Qual., 23(3): 437-451.
- Shi, P.-J. et al., 2007. The effect of land use/cover change on surface runoff in Shenzhen region, China. Catena, 69(1): 31-35.
- Shope, C.L. et al., 2012. Influence of a large fluvial island, streambed, and stream bank on surface water-groundwater fluxes and water table dynamics. Water Resources Research, 48: 18.
- Silliman, S.E., Booth, D.F., 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.
- Sillmann, J., Donat, M.G., Fyfe, J.C., Zwiers, F.W., 2014. Observed and simulated temperature extremes during the recent warming hiatus. Environ. Res. Lett., 9(6).
- Sims, J.T., Simard, R.R., Joern, B.C., 1998. Phosphorus loss in agricultural drainage: Historical perspective and current research. J. Environ. Qual., 27(2): 277-293.
- Sinan, M., Belhouji, A., 2016. Impact of the Climate Change on the climate and the water resources of Morocco on horizons 2020, 2050 and 2080 and measures of adaptation. Houille Blanche-Rev. Int.(4): 32-39.
- Sinclair, J., Ghiorse, W., 1989. Distribution of aerobic bacteria, protozoa, algae, and fungi in deep subsurface sediments. Geomicrobiology Journal, 7(1-2): 15-31.
- Skaggs, R.W., Breve, M., Gilliam, J., 1994. Hydrologic and water quality impacts of agricultural drainage. Critical reviews in environmental science and technology, 24(1): 1-32.
- Slater, L.D. et al., 2010. Use of electrical imaging and distributed temperature sensing methods to characterize surface water-groundwater exchange regulating uranium transport at the Hanford 300 Area, Washington. Water Resources Research, 46: 13.
- Slichter, C.S., 1905. Field measurements of the rate of movement of underground waters. United States Geological Survey Water-Supply and Irrigation Paper, 140.
- Sloto, R.A., Crouse, M.Y., 1996. HYSEP, a computer program for streamflow hydrograph separation and analysis.
- Smith, J.W.N. et al., 2008. Groundwater-surface water interactions, nutrient fluxes and ecological response in river corridors: Translating science into effective environmental management. Hydrological Processes, 22(1): 151-157.
- Souchon, Y., Tissot, L., 2012. Synthesis of thermal tolerances of the common freshwater fish species in large Western Europe rivers. Knowl. Manag. Aquat. Ecosyst.(405).
- Soulsby, C., Tetzlaff, D., Rodgers, P., Dunn, S., Waldron, S., 2006. Runoff processes, stream water residence times and controlling landscape characteristics in a mesoscale catchment: an initial evaluation. Journal of Hydrology, 325(1-4): 197-221.
- St-Hilaire, A., Morin, G., El-Jabi, N., Caissie, D., 2000. Water temperature modelling in a small forested stream: implication of forest canopy and soil temperature. Canadian Journal of Civil Engineering, 27(6): 1095-1108.
- Stallman, W.R., 1965. Steady One-Dimensional Fluid Flow in a Semi-Infinite Porous Medium With Sinusoidal Surface Temperature, 70, 2821-2827 pp.
- Stanford, J.A., Ward, J.V., 1993. An ecosystem perspective of alluvial rivers connectivity and the hyporheic corridor. J. N. Am. Benthol. Soc., 12(1): 48-60.
- Steele-Dunne, S.C. et al., 2010. Feasibility of soil moisture estimation using passive distributed temperature sensing. Water Resources Research, 46: 12.
- Stefan, H.G., Sinokrot, B.A., 1993. Projected global climate-change impact on water temperatures in 5 north central united-states streams. Climatic Change, 24(4): 353-381.
- Stoddard, J.L. et al., 1999. Regional trends in aquatic recovery from acidification in North America and Europe. Nature, 401(6753): 575.

- Stonestrom, D.A., Constantz, J., 2003. Heat as a tool for studying the movement of ground water near streams, 1260. US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Stonestrom, D.A., Constantz, J., 2004. Using temperature to study stream-ground water exchanges. 2327-6932.
- Story, A., Moore, R.D., Macdonald, J.S., 2003. Stream temperatures in two shaded reaches below cutblocks and logging roads: downstream cooling linked to subsurface hydrology. Can. J. For. Res.-Rev. Can. Rech. For., 33(8): 1383-1396.
- Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. GSA Bulletin, 63(11): 1117-1142.
- Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. Eos, Transactions American Geophysical Union, 38(6): 913-920.
- Suárez, F., Hausner, M.B., Dozier, J., Selker, J.S., Tyler, S.W., 2011. Heat transfer in the environment: Development and use of fiber-optic distributed temperature sensing, Developments in Heat Transfer. InTech.
- Swansburg, E., Chaput, G., Moore, D., Caissie, D., El-Jabi, N., 2002. Size variability of juvenile Atlantic salmon: links to environmental conditions. Journal of Fish Biology, 61(3): 661-683.
- T. Larned, S., Unwin, M.J., Boustead, N.C., 2014. Ecological dynamics in the riverine aquifers of a gaining and losing river. Freshwater Science, 34(1): 245-262.
- T. Macan, T., 1958. The temperature of a small stony stream, 12, 89-106 pp.
- Tague, C., Grant, G.E., 2009. Groundwater dynamics mediate low-flow response to global warming in snow-dominated alpine regions. Water Resources Research, 45(7).
- Tang, T. et al., 2018. Dynamical response of Mediterranean precipitation to greenhouse gases and aerosols. Atmos. Chem. Phys., 18(11): 8439-8452.
- Taniguchi, M. et al., 1999a. Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate change and subsurface water flow: 1. An effect of linear increase in surface temperature caused by global warming and urbanization in the Tokyo metropolitan area, Japan. Water Resources Research, 35(5): 1507-1517.
- Taniguchi, M., Uemura, T., Sakura, Y., 2005. Effects of urbanization and groundwater flow on subsurface temperature in three megacities in Japan. Journal of Geophysics and Engineering, 2(4): 320-325.
- Taniguchi, M., Williamson, D.R., Peck, A.J., 1999b. Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate change and subsurface water flow: 2. An effect of step increase in surface temperature caused by forest clearing in southwest Western Australia. Water Resources Research, 35(5): 1519-1529.
- Theurer, F.D., Lines, I., Nelson, T., 1985. Interaction between riparian vegetation, water temperature, and salmonid habitat in the tucannon river. Water Resour. Bull., 21(1): 53-64.
- Thierfelder, C., Wall, P.C., 2009. Effects of conservation agriculture techniques on infiltration and soil water content in Zambia and Zimbabwe. Soil and tillage research, 105(2): 217-227.
- Thodsen, H., 2007. The influence of climate change on stream flow in Danish rivers. Journal of Hydrology, 333(2-4): 226-238.
- Thomas, Z., Abbott, B., Troccaz, O., Baudry, J., Pinay, G., 2016a. Proximate and ultimate controls on carbon and nutrient dynamics of small agricultural catchments. Biogeosciences, 13(6): 1863-1875.
- Thomas, Z. et al., 2019. Long-term ecological observatories needed to understand ecohydrological systems in the Anthropocene: a catchment-scale case study in Brittany, France. Regional Environmental Change.

- Thomas, Z. et al., 2016b. Constitution of a catchment virtual observatory for sharing flow and transport models outputs. Journal of Hydrology, 543: 59-66.
- Tilman, D., Cassman, K.G., Matson, P.A., Naylor, R., Polasky, S., 2002. Agricultural sustainability and intensive production practices. Nature, 418: 671.
- Tonolla, D., Acuna, V., Uehlinger, U., Frank, T., Tockner, K., 2010. Thermal Heterogeneity in River Floodplains. Ecosystems, 13(5): 727-740.
- Tonolla, D., Wolter, C., Ruhtz, T., Tockner, K., 2012. Linking fish assemblages and spatiotemporal thermal heterogeneity in a river-floodplain landscape using high-resolution airborne thermal infrared remote sensing and in-situ measurements. Remote Sensing of Environment, 125: 134-146.
- Torgersen, C.E., Faux, R.N., McIntosh, B.A., Poage, N.J., Norton, D.J., 2001. Airborne thermal remote sensing for water temperature assessment in rivers and streams. Remote Sensing of Environment, 76(3): 386-398.
- Toth, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. Journal of geophysical research, 68(16): 4795-4812.
- Tristram, D.A. et al., 2015. Identifying spatial and temporal dynamics of proglacial groundwater-surface-water exchange using combined temperature-tracing methods. Freshwater Science, 34(1): 99-110.
- Trolle, D. et al., 2015. Projecting the future ecological state of lakes in Denmark in a 6 degree warming scenario. Clim. Res., 64(1): 55-72.
- Tyler, S.W. et al., 2009. Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiberoptic methods. Water Resources Research, 45: 11.
- van Balen, R.T., Kasse, C., De Moor, J., 2008. Impact of groundwater flow on meandering; example from the Geul River, The Netherlands. Earth Surface Processes and Landforms, 33(13): 2010-2028.
- van Bochove, E. et al., 2006. Indicator of risk of water contamination by phosphorus from Canadian agricultural land. Water Sci. Technol., 53(2): 303-310.
- van de Giesen, N. et al., 2012. Double-Ended Calibration of Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. Sensors, 12(5): 5471-5485.
- Van der Bruggen, B., Vandecasteele, C., 2003. Removal of pollutants from surface water and groundwater by nanofiltration: overview of possible applications in the drinking water industry. Environ. Pollut., 122(3): 435-445.
- 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: 19.
- van Vliet, M.T.H., Sheffield, J., Wiberg, D., Wood, E.F., 2016. Impacts of recent drought and warm years on water resources and electricity supply worldwide. Environ. Res. Lett., 11(12).
- Vatland, S.J., Gresswell, R.E., Poole, G.C., 2015. Quantifying stream thermal regimes at multiple scales: Combining thermal infrared imagery and stationary stream temperature data in a novel modeling framework. Water Resources Research, 51(1): 31-46.
- Vidon, P. et al., 2010a. Hot spots and hot moments in riparian zones: Potential for improved water quality management. JAWRA Journal of the American Water Resources Association, 46(2): 278-298.
- Vidon, P. et al., 2010b. Hot Spots and Hot Moments in Riparian Zones: Potential for Improved Water Quality Management1. Journal of the American Water Resources Association, 46(2): 278-298.
- Viessman Jr, W., 1966. The hydrology of small impervious areas. Water Resources Research, 2(3): 405-412.
Vörösmarty, C.J., Green, P., Salisbury, J., Lammers, R.B., 2000. Global water resources: vulnerability from climate change and population growth. Science, 289(5477): 284-288.

Vörösmarty, C.J. et al., 2005. Fresh water. Millennium ecosystem assessment, 1: 165-207.

- Wada, Y., Van Beek, L.P., Wanders, N., Bierkens, M.F., 2013. Human water consumption intensifies hydrological drought worldwide. Environ. Res. Lett., 8(3): 034036.
- Wake, D.B., Vredenburg, V.T., 2008. Are we in the midst of the sixth mass extinction? A view from the world of amphibians. Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A., 105: 11466-11473.
- Ward, J., 1963. Annual variation of stream water temperature. Journal of the Sanitary Engineering Division, 89(6): 1-16.
- Wawrzyniak, V. et al., 2016. Effects of geomorphology and groundwater level on the spatiotemporal variability of riverine cold water patches assessed using thermal infrared (TIR) remote sensing. Remote Sensing of Environment, 175: 337-348.
- Wawrzyniak, V., Piegay, H., Poirel, A., 2012. Longitudinal and temporal thermal patterns of the French Rhne River using Landsat ETM plus thermal infrared images. Aquat. Sci., 74(3): 405-414.
- Webb, B.W., Hannah, D.M., Moore, R.D., Brown, L.E., Nobilis, F., 2008. Recent advances in stream and river temperature research. Hydrological Processes, 22(7): 902-918.
- Webb, B.W., Walling, D.E., 1993. Longer-term water temperature behaviour in an upland stream. Hydrological Processes, 7(1): 19-32.
- Webb, B.W., Walling, D.E., 1996. Long-term variability in the thermal impact of river impoundment and regulation. Applied Geography, 16(3): 211-223.
- Webb, B.W., Walling, D.E., 1997. Complex summer water temperature behaviour below a UK regulating reservoir. Regul. Rivers-Res. Manage., 13(5): 463-477.
- Webb, B.W., Zhang, Y., 1997. Spatial and seasonal variability in the components of the river heat budget. Hydrological Processes, 11(1): 79-101.
- Webb, B.W., Zhang, Y., 1999. Water temperatures and heat budgets in Dorset chalk water courses. Hydrological Processes, 13(3): 309-321.
- Weekes, A.A., Torgersen, C.E., Montgomery, D.R., Woodward, A., Bolton, S.M., 2015. Hydrologic response to valley-scale structure in alpine headwaters. Hydrological Processes, 29(3): 356-372.
- Wenderoth, D., Rosenbrock, P., Abraham, W.-R., Pieper, D., Höfle, M., 2003. Bacterial community dynamics during biostimulation and bioaugmentation experiments aiming at chlorobenzene degradation in groundwater. Microbial ecology, 46(2): 161-176.
- Westhoff, M.C., Bogaard, T.A., Savenije, H.H.G., 2011a. Quantifying spatial and temporal discharge dynamics of an event in a first order stream, using distributed temperature sensing. Hydrology and Earth System Sciences, 15(6): 1945-1957.
- Westhoff, M.C., Gooseff, M.N., Bogaard, T.A., Savenije, H.H.G., 2011b. Quantifying hyporheic exchange at high spatial resolution using natural temperature variations along a first-order stream. Water Resources Research, 47: 13.
- Westhoff, M.C. et al., 2007. A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. Hydrology and Earth System Sciences, 11(4): 1469-1480.
- White, W.B., 2002. Karst hydrology: recent developments and open questions. Engineering geology, 65(2-3): 85-105.
- Wildemeersch, S. et al., 2014. Coupling heat and chemical tracer experiments for estimating heat transfer parameters in shallow alluvial aquifers. Journal of Contaminant Hydrology, 169: 90-99.
- Winslow, J., 1962. Effect of stream infiltration on ground water temperatures near Schenectady. NYUS Geol. Surv. Prof. Paper, 450: C125-C128.
- Winter, T.C., 1995. A landscape approach to identifying environments where ground water and surface water are closely interrelated. Groundwater Management: 139-144.

- Winter, T.C., 1998. Ground water and surface water: a single resource, 1139. DIANE Publishing Inc.
- Wittenberg, H., 1999. Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes. Hydrological Processes, 13(5): 715-726.
- Wrona, F.J., Prowse, T.D., Reist, J.D., 2006. Special issue Climate change inpacts on Arctic freshwater ecosystems and fisheries. Ambio, 35(7): 325-325.
- Wu, P.L., Christidis, N., Stott, P., 2013. Anthropogenic impact on Earth's hydrological cycle. Nat. Clim. Chang., 3(9): 807-810.
- Wycisk, P., Weiss, H., Kaschl, A., Heidrich, S., Sommerwerk, K., 2003. Groundwater pollution and remediation options for multi-source contaminated aquifers (Bitterfeld/Wolfen, Germany). Toxicology Letters, 140: 343-351.
- Zarnetske, J.P., Haggerty, R., Wondzell, S.M., Baker, M.A., 2011a. Dynamics of nitrate production and removal as a function of residence time in the hyporheic zone. Journal of Geophysical Research, 116: G01025.
- Zarnetske, J.P., Haggerty, R., Wondzell, S.M., Baker, M.A., 2011b. Dynamics of nitrate production and removal as a function of residence time in the hyporheic zone. J. Geophys. Res.-Biogeosci., 116.
- Zeeman, M.J., Selker, J.S., Thomas, C.K., 2015. Near-Surface Motion in the Nocturnal, Stable Boundary Layer Observed with Fibre-Optic Distributed Temperature Sensing. Boundary-Layer Meteorology, 154(2): 189-205.
- Zhang, Y.-K., Schilling, K., 2006. Effects of land cover on water table, soil moisture, evapotranspiration, and groundwater recharge: a field observation and analysis. Journal of Hydrology, 319(1-4): 328-338.

Annexe 1

## Annexe 1.