

Estimation des flux d'énergie à l'interface nappe-rivière des Avenelles

Asma Berrhouma^{1,*}, Agnès Rivière¹, Karina Cucchi^{1,2}, Patrick Goblet¹, Nicolas Flipo¹

¹Centre de Géosciences, Mines ParisTech, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau.

²University of California, Department of Civil and Environmental Engineering, Berkeley

*asma.berrhouma@mines-paristech.fr

Résumé

La compréhension de l'évolution de la température de l'eau et des flux d'énergie associés est importante pour décrire l'évolution des habitats aquatiques et pouvoir prédire les modifications liées au changement climatique. La dynamique spatio-temporelle du bilan d'énergie à l'interface nappe-rivière est complexe du fait de la multitude des paramètres physiques, géométriques et météorologiques dont elle dépend. Cette zone de mélange des eaux de surface et des eaux souterraines est le lieu de nombreux processus physiques et géochimiques se déroulant à différentes échelles de temps. L'estimation du bilan d'énergie à cette interface dépend principalement de la quantité et de la direction des flux d'eau, de la variation de la température de la rivière et de l'aquifère ainsi que des propriétés thermiques du milieu.

Cette étude a pour but de déterminer les propriétés hydrodynamiques et thermiques de la zone hyporhéique (ZH) ainsi que des couches géologiques sous-jacentes par inversion à l'aide d'un modèle hydrothermique 2D couplé à un script de balayage de l'espace des paramètres afin de quantifier les flux d'eau et les flux conductif et advectif à l'interface nappe-rivière le long d'un corridor hydraulique. Ceci a été appliqué au droit de cinq stations de mesure des échanges nappe-rivière présentant différents types de contact entre la rivière et le substrat géologique.

Les résultats du modèle montrent un très bon accord entre les valeurs de températures simulées et observées à différentes profondeurs de la ZH avec des critères statistiques satisfaisants. Les flux conductifs montrent en général des variabilités nyctémérales corrélées à des forçages atmosphériques et modulés par les propriétés thermiques du milieu alors que les flux advectifs montrent une corrélation avec l'intensité des pics des flux hydriques. Les résultats obtenus ont permis également de remettre en cause le schéma de fonctionnement hydrogéologique du bassin.

1 Introduction

La température de l'eau est un indicateur important de l'état des écosystèmes. Elle joue un rôle dans le conditionnement des cinétiques des réactions chimiques tel que le contrôle du taux de décomposition de la matière organique, la teneur en oxygène dissous ainsi que le contrôle du fonctionnement physiologique des espèces aquatiques et leurs zones de distribution. Il est important de comprendre la variabilité spatio-temporelle des processus physiques influençant la température de l'eau dont les variations sont fortement liées aux conditions météorologiques et hydro-géophysiques. Des études ont montré que l'utilisation de la température comme traceur des écoulements est une technique très efficace dans l'étude des interactions d'eaux de surface et des eaux souterraines Anderson(2005), Keery et al.(2007), Luce et al.(2013) and Silliman and Booth(1993). Récemment, de nombreuses études se sont intéressées à l'analyse des séries temporelles de température à différentes profondeurs de la ZH afin d'estimer la quantité et la direction des flux d'eaux souterraines. (Hatch et al.(2006), Keery et al.(2007) and McCallum et al.(2012)) ont utilisé les variations d'amplitude et de déphasage des séries temporelles de températures afin d'estimer les flux d'eau verticaux.

La plupart de ces études ont utilisé la température de la ZH afin de quantifier les flux d'eaux échangés entre la nappe et la rivière. Cependant, ces méthodes ne permettent pas de faire face à de plausibles équifinalités entre les paramètres contrôlant la diffusion (conductivité thermique et capacité calorifique) et les paramètres responsables de l'advection (vitesse de Darcy, capacité calorifique), d'où de possibles erreurs de calcul des flux d'échange d'eau (Duque et al., 2016). De plus peu d'études se sont intéressées à la quantification des flux de chaleur conductif et advectif permettant de comprendre l'évolution temporelle et spatiale du bilan thermique de l'interface. Caissie et al.(2014) ont utilisé un modèle monodimensionnel de chaleur afin de comparer la contribution relative des flux d'énergie conductif et advectif sur 2 sites avec des apports d'eaux souterraines différents à des échelles de temps journalières et saisonnières.

Dans la présente étude, un modèle de transport d'eau et de chaleur 2D couplé à un script d'inversion a été utilisé afin de déterminer les propriétés hydrodynamiques et thermiques locales du milieu poreux. Une fois que les modèles sont calibrés, des séries temporelles mesurées entre 2012 et 2015 ont été utilisées afin de quantifier les flux d'eau et de chaleur conductif et advectif au droit des cinq stations de mesure des échanges nappe-rivière (Stations MOLONARI). Ces stations, situées dans le bassin versant des Avenelles, présentent différents types de connectivité locale du réseau hydrographique avec l'unité aquifère sous-jacente.

2 Le bassin des Avenelles

2.1 Présentation

Le bassin des Avenelles est un sous bassin de l'Orgeval de superficie 46 km² situé dans le département de Seine et Marne à 70 km à l'Est de Paris. Le bassin de l'Orgeval fait partie de l'Observatoire de Recherche en Environnement géré par le GIS ORACLE (Figure 1). Il est soumis à un climat océanique tempéré. La pluviométrie annuelle est d'environ 658 mm. La température moyenne de l'air est d'environ 10°C avec des valeurs minimales de l'ordre de 4°C en hiver et maximale de l'ordre de 19°C en été (Loumagnes and Tallec, 2013). L'évapotranspiration potentielle est d'environ 642 mm calculée à partir des températures et du rayonnement global (Loumagnes and Tallec, 2013). Les altitudes du bassin des Avenelles varient entre 80 m et 186 m. Les altitudes sont décroissantes du nord au sud vers l'exutoire.

En ce qui concerne l'occupation du sol, le bassin des Avenelles présente 81% de sa surface en terres agricoles, 18% en forêts et 1% en zones urbaines (Loumagnes and Tallec, 2013). Le bassin des Avenelles est un site expérimental privilégié tout d'abord parce qu'il dispose de longues séries de données météorologiques, hydrologiques et hydrogéologiques et aussi parce qu'il est représentatif de l'hydrosystème Seine du point de vue des pratiques agricoles et de la morphologie des bassins versants.

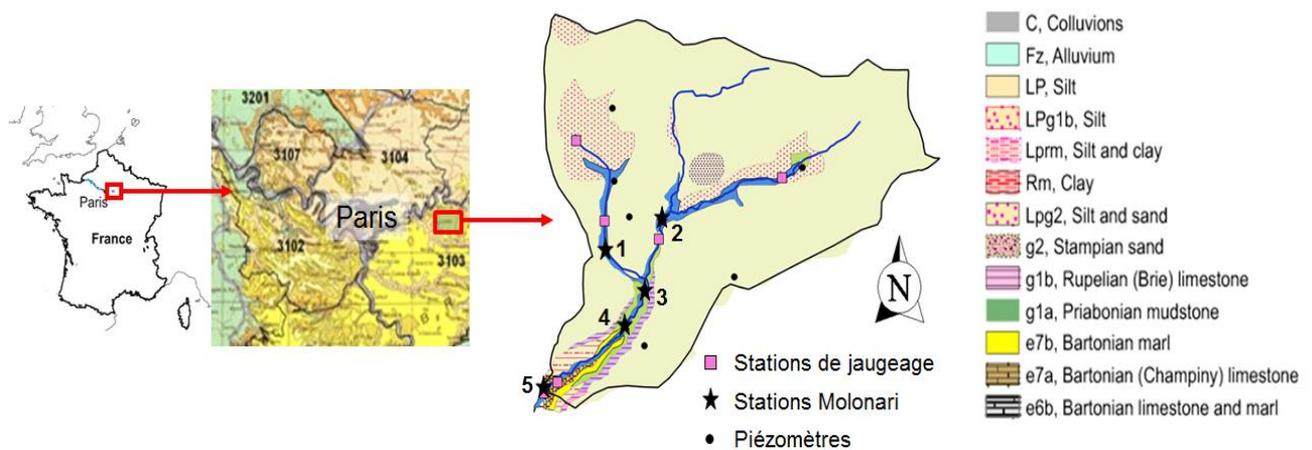


Figure 1: Bassin versant des Avenelles

2.2 Dispositif expérimental : Les stations de Monitoring Local des échanges Nappe-Rivière (MOLONARI)

Cinq stations de mesure hydrothermique des échanges nappe-rivière (stations MOLONARI) ont été mises en place en 2012 (Mouhri et al., 2013) le long du corridor hydraulique du bassin des Avenelles (2 stations en amont (1) et (2) ; 2 stations intermédiaires (3) et (4) et une station en aval (5)) (Figure 1).

Chaque station MOLONARI comprend un ou deux piézomètres de bordure équipés par des sondes de mesure de température et de pression, une sonde qui mesure la température et le niveau d'eau de la colonne d'eau du cours d'eau et deux dispositifs de mesure de profils verticaux de température sur une profondeur de 40 à 60cm avec une discrétisation de 10 à 20 cm. Le pas de temps d'enregistrement est de 15min. Ce dispositif permet de suivre l'évolution des échanges d'eau et de chaleur entre les différents compartiments du système (Figure 2).

Une grande partie de l'année 2016 a été consacrée à remettre en route ce dispositif expérimental qui s'est arrêté vers la fin de l'année 2015 par défaut d'étanchéité des boîtes qui contiennent les enregistreurs de température reliés aux sondes. Au final, nous avons réussi à développer nos propres boîtes qui résistent à l'eau afin d'assurer l'étanchéité du dispositif même pour de fortes crues comme celles du mois de juin 2016.

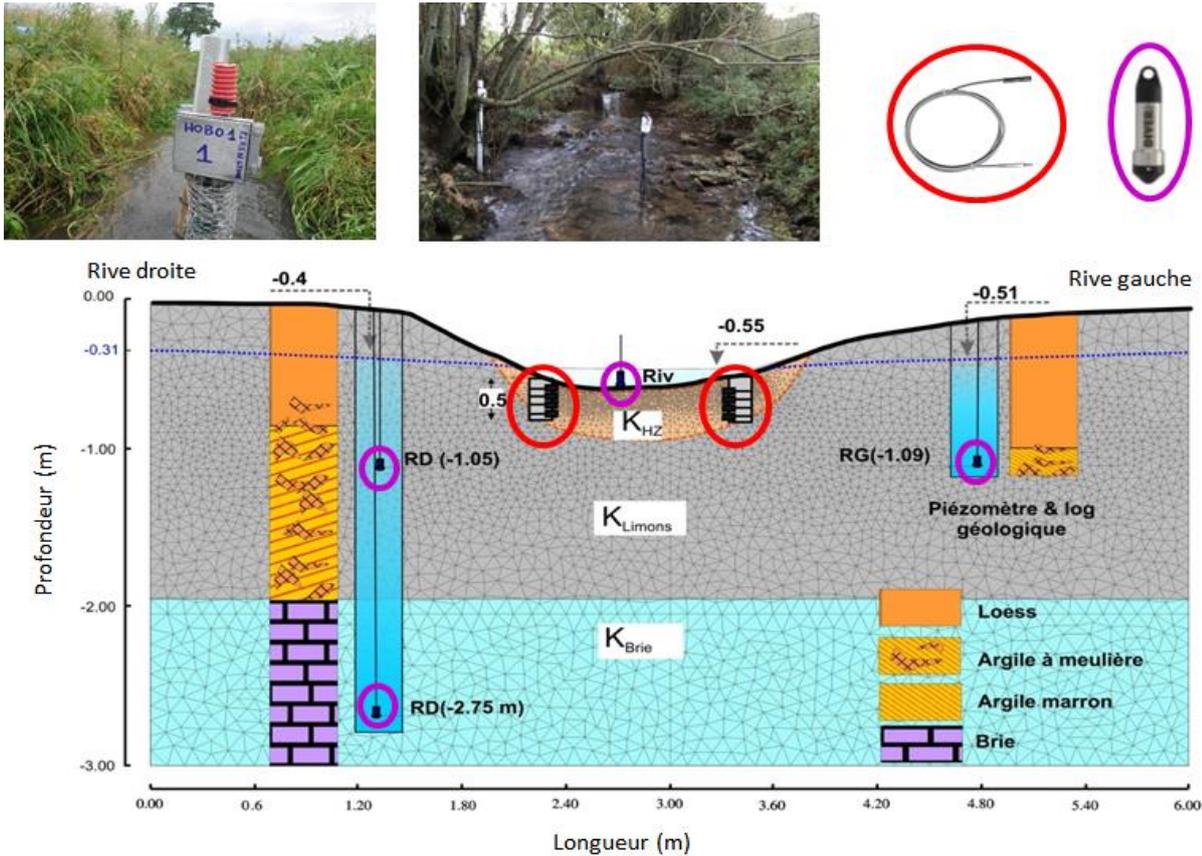


Figure 2: Station de mesures des échanges nappe-rivière (Stations MOLONARI)

2.3 Contexte hydrogéologique

2.3.1 Évolution des sections géologiques le long du corridor hydraulique des Avenelles

Le bassin versant des Avenelles est constitué d'un système aquifère multi-couches formé par deux formations aquifères principales : l'Oligocène (Calcaires de Brie) et l'Eocène (Calcaires de Champigny) séparés par un aquitard marno-argileux. Au niveau des sections amont 1 et 2, la rivière est en contact avec l'aquifère supérieur de Brie. Au niveau des sections 3 et 4, la rivière coule sur des substrats imperméables qui sont définis respectivement par des argiles vertes et des marnes supragypseuses. La section 5, située en aval, est en contact avec l'aquifère profond qui est l'aquifère de Champigny (Figure 3). Les affluents amont (ru de Yaiche, ru de l'étang de la motte, ru de fosse Rognon) ont un lit de rivière constitué de matériaux silteux, hormis la source du ru de fosse Rognon. La partie centrale et aval est recouverte par des colluvions (Figure 4). L'épaisseur de colluvion semble augmenter de la station 2 jusqu'à la station 5.

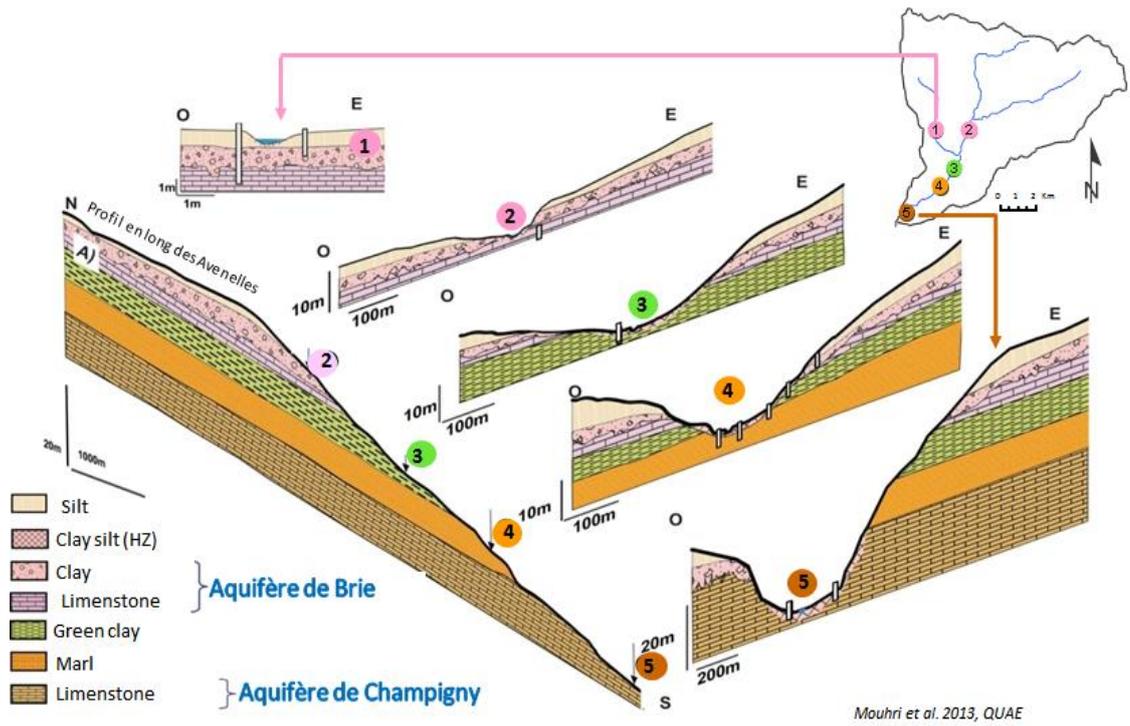


Figure 3: Évolution des sections géologiques le long des Avenelles (Mouhri et al., 2013)

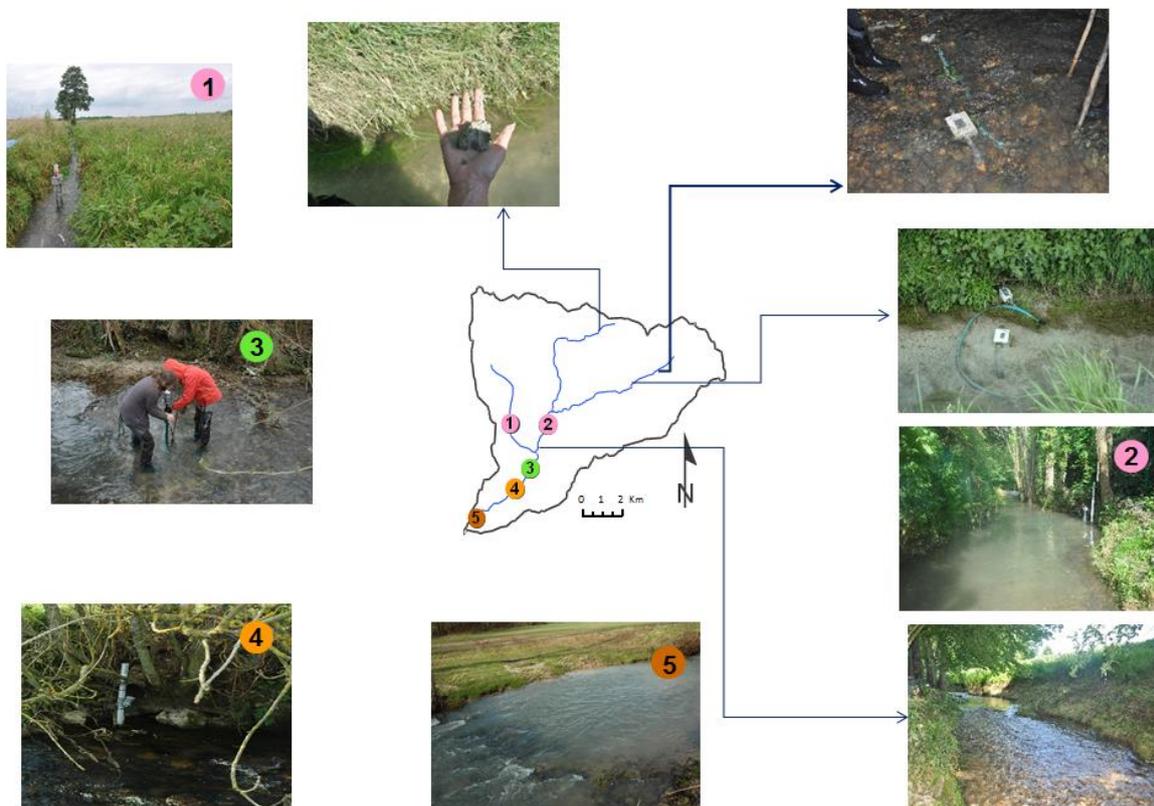


Figure 4: Évolution spatiale du lit des Avenelles

2.3.2 Évolution spatiale et temporelle de la connectivité entre la nappe et la rivière

Une exfiltration se produit lorsque la nappe alimente la rivière ($h_{\text{nappe}} - h_{\text{rivière}} > 0$) alors qu'une infiltration se produit lorsque la nappe draine la rivière ($h_{\text{nappe}} - h_{\text{rivière}} < 0$). La figure 5 montre la variabilité spatio-temporelle du niveau d'eau entre la rivière et la nappe sous forme des différences de charges calculées entre ces deux compartiments pour les 5 stations étudiées. Les dernières études réalisées dans le cadre du PIREN ont montré que les sections amont 1 et 2 sont caractérisées par des exfiltrations, les sections 3 et 5 sont caractérisées par des alternances entre infiltrations et exfiltrations alors que la section 4 est plutôt caractérisée par des infiltrations. Cette variabilité spatio-temporelle des échanges d'eau entre les différentes sections est liée à la différence de nature du contact entre la nappe et la rivière (nature du substrat géologique sur lequel coule la rivière, variation topographique du lit de la rivière) et à la variabilité spatio-temporelle des forçages météorologiques sur le bassin, combinée aux hétérogénéités du domaine souterrain, desquelles résulte le gradient hydrogéologique.

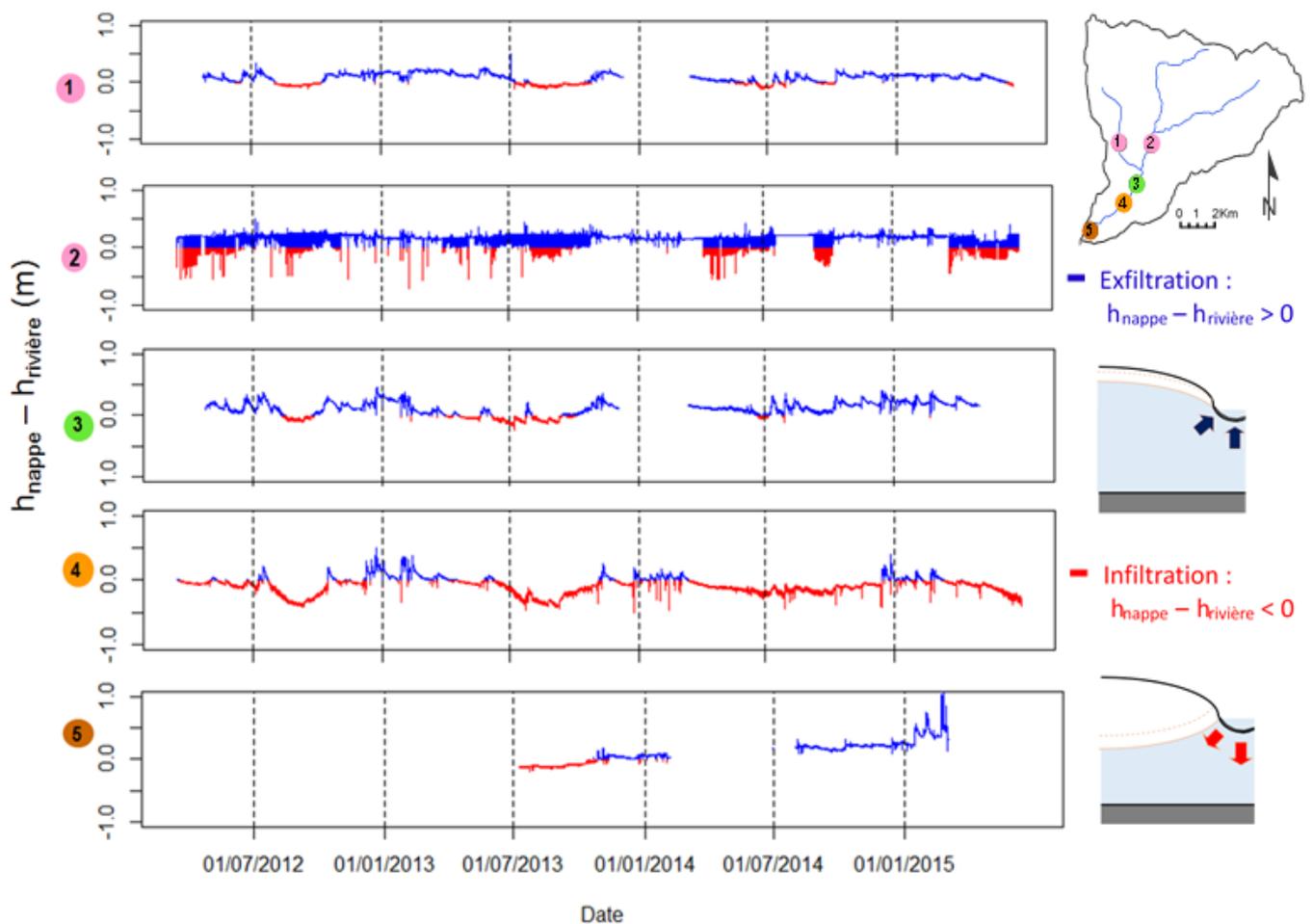


Figure 5: Évolution spatiale et temporelle de la différence de charge entre la nappe et la rivière (exfiltration illustrée en bleue et infiltration illustrée en rouge)

2.4 Analyse de la variabilité spatio-temporelle de la température sur le bassin des Avenelles

La figure 6 montre les variations des valeurs minimales et maximales de la température au niveau des deux compartiments rivière et aquifère pour les 5 stations Molonari pendant l'année 2013. L'année 2013 a été choisie parce qu'elle dispose de plus longues séries de données de températures. Les températures au niveau des aquifères varient en général entre 5°C et 18°C. La température des aquifères est quasi-stable et relève des propriétés thermiques du milieu poreux. Ceci a déjà été montré dans la littérature (Chen et al.,

1997; Kim and Chapra, 1997; Boyd and Kasper, 2003; Johnson, 2003; Danehy et al., 2005; Moore et al., 2005; Caissie, 2006; Constantz, 2008; Roth et al., 2010). Cependant, des valeurs de température minimales de l'ordre de 3°C et maximales de l'ordre de 20°C sont observées au niveau du piézomètre de la station 2. Ce puits est affecté par des pompes fréquents par une pépinière.

Les températures en rivière présentent des variations plus importantes. Les valeurs varient en général entre 0°C et 30°C. La figure 7 montre que la température de la rivière est marquée par des fluctuations journalières importantes influencées par les variations nyctémérales de la température de l'air avec des amplitudes qui peuvent atteindre 15°C alors que celle de l'aquifère est plus stable et affectée par des variabilités saisonnières. Nous remarquons que la variabilité de la température du cours d'eau diminue de l'amont (station 1) vers l'aval (station 5) et cela s'explique par une plus grande influence des facteurs atmosphériques sur les cours d'eau en amont. Les valeurs minimales et maximales de température sont observées au niveau du cours d'eau de la station 1 (ru de Yaiche), ce cours d'eau est très réactif aux variations de la température de l'air. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer sa réactivité :

i) sa géométrie (faible largeur et faible hauteur d'eau) (Brown, 1969; Webb and Walling, 1996; Poole and Berman, 2000; Solomon, 2005).

ii) Le déboisement de ses berges (Sinokrot and Stephan, 1993; Bartholow, 2000; Webb and Crisp, 2006).

iii) D'autres facteurs, non étudiés à ce jour sur le bassin, peuvent influencer la variabilité du cours d'eau des Avenelles sur le bassin comme la variation spatiale sur le bassin du rayonnement, du vent, de l'humidité et température de l'air et du fonctionnement hydraulique du cours d'eau. Afin de déterminer les facteurs les plus déterminants, des corrélations seront faites (Chen et al., 1997; Kim and Chapra, 1997; Boyd and Kasper, 2003; Moore et al., 2005; Caissie, 2006).

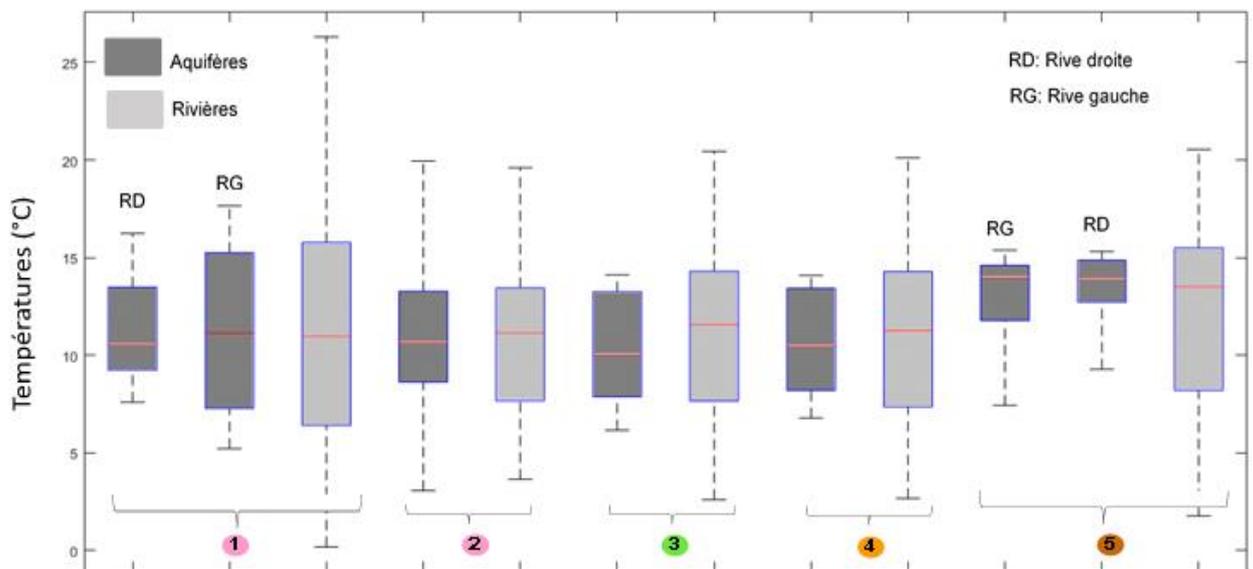


Figure 6: Variation de la température au niveau de la rivière et des aquifères de chaque section Molonari (année 2013)

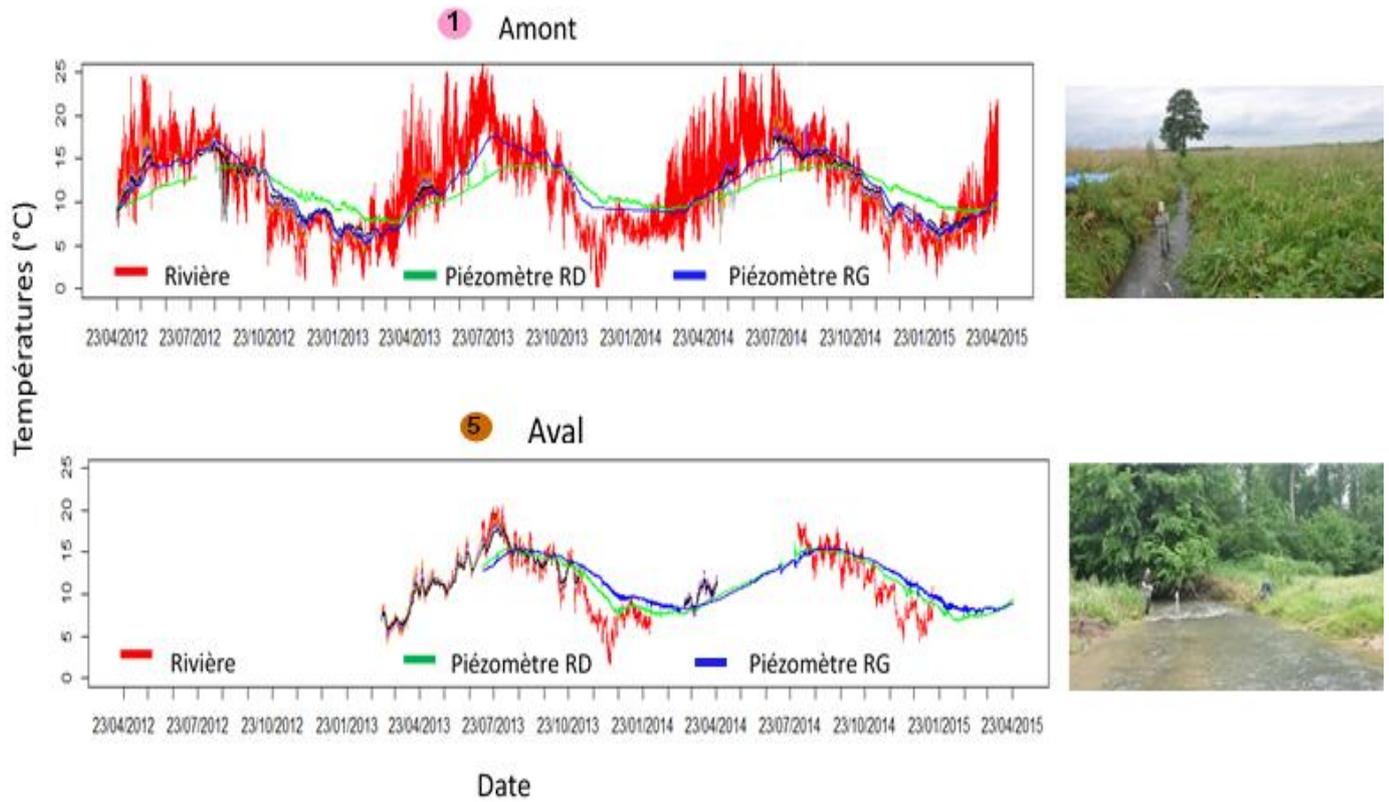


Figure 7: Variabilité spatio-temporelle de la température de l'amont (1) vers l'aval (5)

2.5 Transfert thermique entre la nappe et la rivière (La température comme traceur des écoulements)

La température journalière du cours d'eau, au droit des 5 stations, indique des variabilités élevées alors que les températures au niveau de la ZH révèlent une variabilité diminuant avec la profondeur accompagnée d'un temps de déphasage par rapport à la température du cours d'eau comme le décrivent Hatch et al., 2006, Keery et al., 2007 et Caissie et al., 2014. Les oscillations thermiques journalières et annuelles du cours d'eau sont atténuées et déphasées en fonction de la profondeur dans la ZH par la dynamique de stockage/déstockage de la chaleur dans le milieu poreux. Le déphasage est contrôlé par le gradient thermique régulé par la diffusion thermique (ratio entre la conductivité thermique et la capacité calorifique) des sédiments ainsi que par la vitesse de l'écoulement à l'échelle du pore (Constantz, 2008). L'atténuation peut être contrôlée par la capacité calorifique volumétrique des sédiments et la vitesse d'écoulement des eaux. Nous utilisons ce processus afin de caractériser l'écoulement de l'eau au sein de la zone hyporhéique.

Le fonctionnement hydrogéologique permet de comprendre, en partie le fonctionnement thermique de la ZH comme le présente la figure 8. La station 1 est caractérisée par une **exfiltration** (la rivière est drainée par la nappe) sur une grande partie de l'année, dans ce cas les variations de température de la ZH sont rapidement atténuées avec la profondeur (Figure 8).

La station 4 est caractérisée par une infiltration (la nappe alimente la rivière). Les températures de la ZH présentent des fluctuations importantes qui tendent à suivre les fluctuations journalières de la température de la rivière et même à une profondeur de 40 cm sous le lit de la rivière (Figure 8).

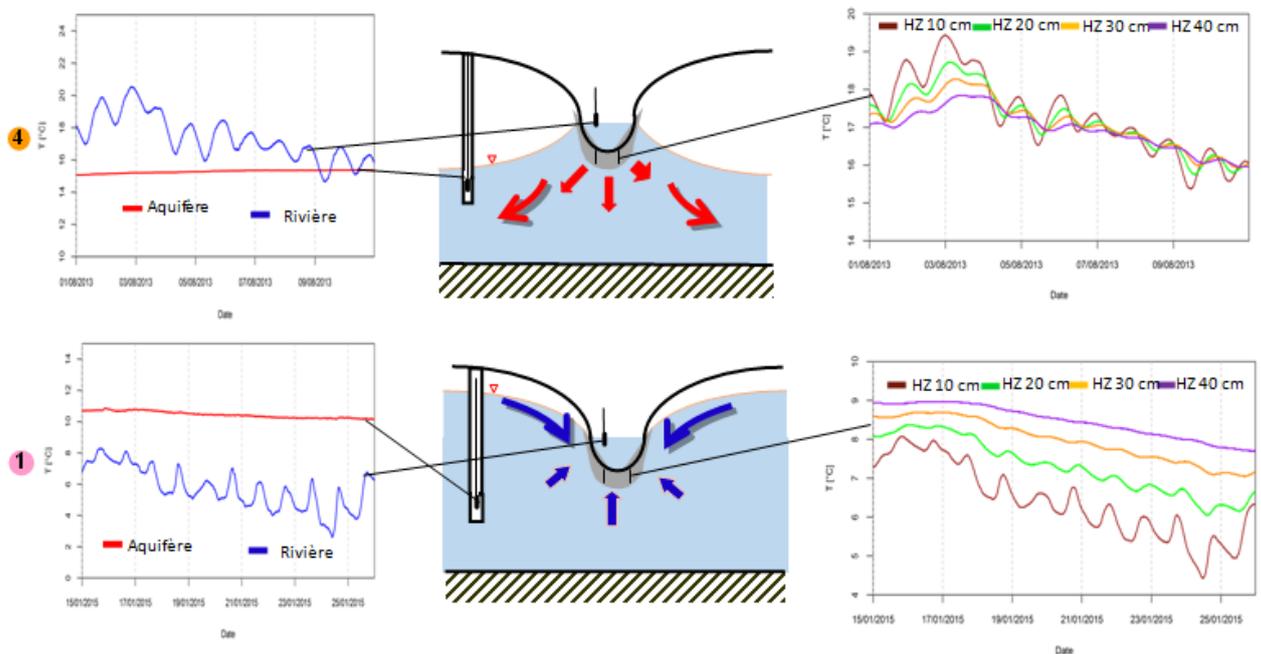


Figure 8: Transfert de chaleur entre la nappe et la rivière pour deux cas (1 : exfiltration, 4 : infiltration)

3 Modélisation hydrothermique des échanges nappe-rivière

Afin de quantifier les flux d'eau et de chaleur échangés au droit des cinq stations MOLONARI, un modèle de transport d'eau et de chaleur 2D (Goblet, 2011) a été utilisé. Le transfert de chaleur s'effectue par conduction dans la matrice solide-liquide et par advection qui suit le mouvement de l'eau. Ces processus sont décrits à travers le couplage des équations (1) et (2) :

$$\text{div} [\overline{\lambda} \overrightarrow{\text{grad}} (T)] - \rho_w C_w \text{div} (\vec{U}T) = \rho C \frac{\partial T}{\partial t} \quad (1)$$

Où λ : Conductivité thermique du milieu poreux ($\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$), ρC : Capacité calorifique volumétrique du milieu poreux ($\text{W.m}^{-1}\text{K}^{-1}$), C_w : la capacité calorifique de l'eau ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), T : la température (K), et U : la vitesse de Darcy (m.s^{-1})

$$\text{div} \left[\frac{k\rho g}{\mu} (\overrightarrow{\text{grad}} (P) + \rho g \overrightarrow{\text{grad}}(z)) \right] = \omega \frac{\partial P}{\partial t} \quad (2)$$

Où k : la perméabilité intrinsèque (m^2), t : le temps (s), ω : coefficient d'emmagasinement spécifique (m^{-1}), ρ : masse volumique du fluide (kg.m^{-3}).

3.1 Construction des modèles hydrothermiques 2D

Les sections modélisées ont une largeur qui varie entre 4 et 13.2m et une profondeur qui varie entre 3 et 5m. La géométrie et les différents faciès ont été définis grâce à des logs de forage et aux mesures géophysiques réalisés lors de l'installation des stations (Mouhri et al., 2013). Le nombre de couches des modèles est de l'ordre de quatre couches par section. La résolution du maillage des modèles varie entre 5 et 20 cm pour les différentes couches géologiques avec une résolution plus fine du maillage de la ZH qui varie entre 1 et 2 cm. Les conditions aux limites imposées pour chaque section sont :

- À la surface : la température mesurée en rivière, un flux nul en écoulement pour l'interface atmosphère-sol et la hauteur d'eau mesurée en rivière pour l'interface rivière-ZH,
- Sur les bords latéraux : la température et la charge mesurée dans les piézomètres de bordures,
- À la limite inférieure : un flux nul en écoulement et en thermique.

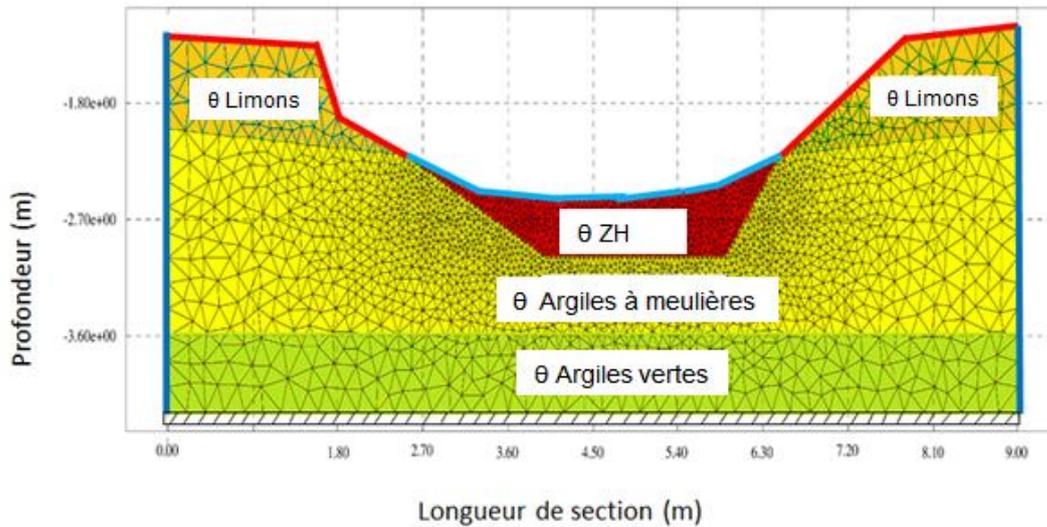


Figure 9: Maillage du modèle hydrothermique 2D (Station 3) avec les conditions aux limites imposées et les paramètres appliqués pour chaque couche ($\theta : k, \omega, \lambda, C \rho$)

Différents paramètres hydrothermiques ont été appliqués pour chaque couche. Une fois que les modèles sont calibrés, des simulations en régimes hydraulique et thermique transitoires pour toutes les sections pendant la période (2012-2015) ont été réalisées afin de quantifier les flux d'eau et de chaleur locaux à l'interface nappe-rivière.

3.2 Script d'inversion : Script de balayage de l'espace des paramètres

Un script d'inversion par « balayage de l'espace des paramètres » a été développé et couplé avec le modèle hydro-thermique 2D METIS (Goblet, 2011) afin de déterminer la combinaison des paramètres optimale permettant au modèle de reproduire les variations des profils de températures à différentes profondeurs dans la ZH.

Les paramètres hydrothermiques à calibrer sont :

- **k** Conductivité hydraulique ($m.s^{-1}$)
- **ω** Coefficient d'emménagement spécifique (m^{-1})
- **λ** Conductivité thermique du milieu poreux ($J.m^{-3}.K^{-1}$)
- **ρC** Capacité calorifique volumétrique du milieu poreux ($W.m^{-1}.K^{-1}$)

Le choix des gammes de variations des paramètres (k , ω , λ , C_p) s'est fait à la fois grâce à des valeurs de la littérature et aussi à l'aide des mesures des slug tests. Le script tourne en boucle jusqu'à l'obtention d'une solution optimale à travers laquelle l'utilisateur juge que son modèle est calibré. Les modèles sont validés par comparaison des chroniques des températures observées et simulées au niveau de la ZH à l'aide des critères statistiques tels que la racine carrée de la moyenne de l'erreur quadratique (RMSE), et le coefficient de corrélation. La figure 10 indique les différentes étapes de fonctionnement du script d'inversion.

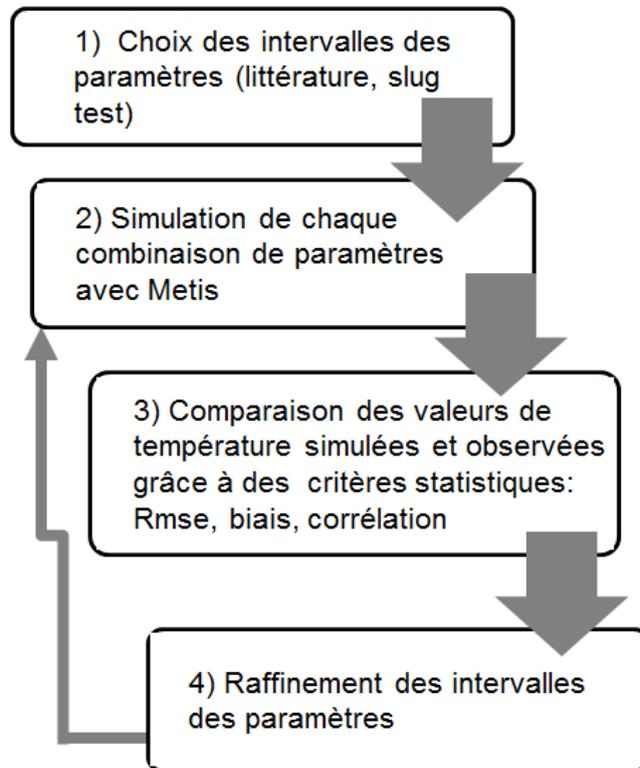


Figure 10: Étapes de fonctionnement du script d'inversion
«balayage de l'espace des paramètres»

4 Résultats

4.1 Calibration des modèles hydrothermiques

Les résultats de la calibration ont permis de reproduire les profils de températures à différentes profondeurs de la zone hyporhéique avec des critères statistiques satisfaisants. Les RMSE globales varient entre 0.1 et 0.8°C, et les coefficients de corrélation entre 0.89 et 0.99 (tableau 1).

Les modèles ont été calibrés en périodes d'infiltration et validés en périodes d'exfiltration (Figure 11, Figure 12)

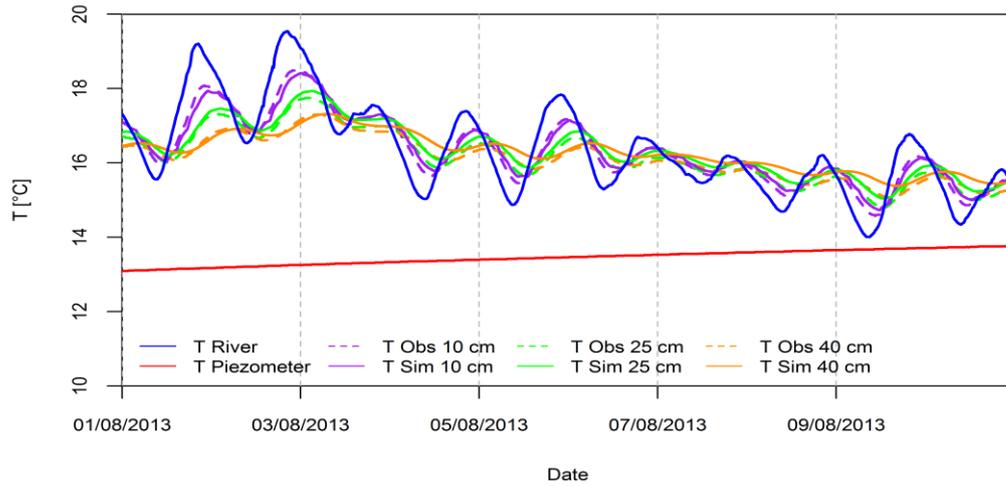


Figure 11: Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 3 (Calibration dans le cas d'une infiltration)

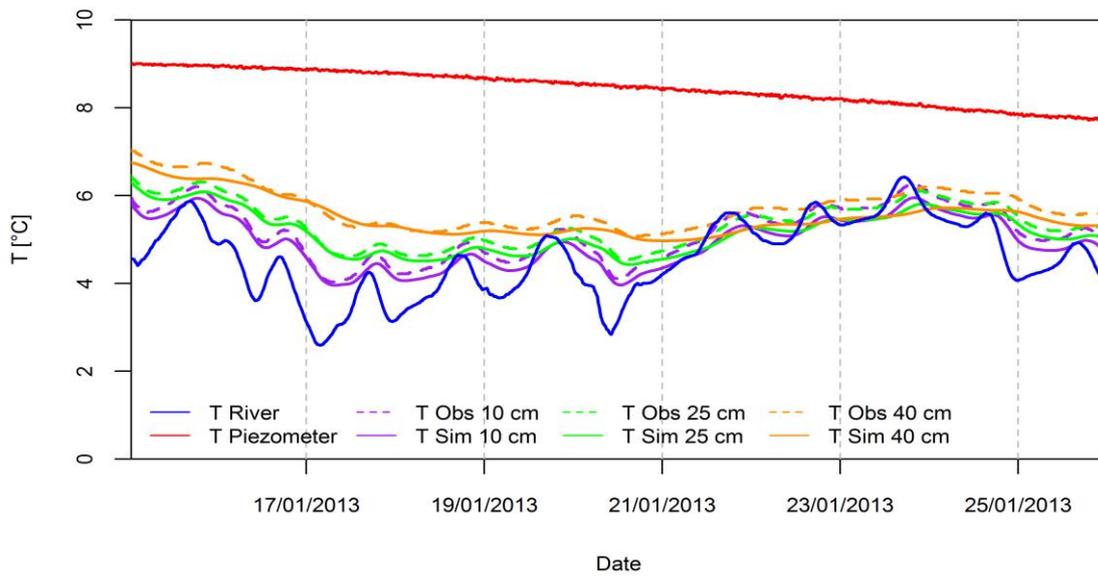


Figure 12: Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 3 (Validation dans le cas d'une exfiltration)

Table 1: Critères statistiques de la simulation des sections Molonari

		Infiltration		Exfiltration	
Station	Profondeur ZH	Rmse (°C)	Corrélation	Rmse (°C)	Corrélation
Station 1	Profondeur 15 cm	0.23	0.89	0.38	0.90
	Profondeur 25 cm	0.5	0.92	0.56	0.92
	Profondeur 35 cm	0.8	0.97	0.2	0.97
	Profondeur ZH	Rmse (°C)	Corrélation	Rmse (°C)	Corrélation
Station 2	Profondeur 10 cm	0.16	0.98	0.15	0.99
	Profondeur 20 cm	0.13	0.99	0.16	0.98
	Profondeur 30 cm	0.18	0.97	0.22	0.92
	Profondeur ZH	Rmse (°C)	Corrélation	Rmse (°C)	Corrélation
Station 3	Profondeur 10 cm	0.17	0.98	0.12	0.99
	Profondeur 25 cm	0.11	0.99	0.15	0.98
	Profondeur 40 cm	0.16	0.99	0.2	0.97
	Profondeur ZH	Rmse (°C)	Corrélation	Rmse (°C)	Corrélation
Station 4	Profondeur 10 cm	0.21	0.91	0.19	0.92
	Profondeur 25 cm	0.13	0.99	0.15	0.97
	Profondeur 40 cm	0.11	0.99	0.2	0.97
	Profondeur ZH	Rmse (°C)	Corrélation	Rmse (°C)	Corrélation
Station 5	Profondeur 10 cm	0.13	0.99	0.15	0.99
	Profondeur 20 cm	0.15	0.99	0.16	0.98
	Profondeur 30 cm	0.55	0.92	0.2	0.97
	Profondeur ZH	Rmse (°C)	Corrélation	Rmse (°C)	Corrélation

Les simulations reproduisent de manière satisfaisante les fluctuations journalières ainsi que les variabilités saisonnières des températures au niveau des 4 profondeurs de la zone hyporhéique (Figure 11, Figure 12). Les RMSE les plus élevées sont observées au niveau des capteurs situés à des profondeurs moins élevées. Une explication plausible serait la présence d'un milieu plus hétérogène en surface de la ZH, ainsi qu'une variabilité très élevée des températures de surface. Les résultats des autres sections sont présentés en annexes avec leurs critères statistiques.

4.2 Détermination des paramètres hydrothermiques des couches

Les inversions effectuées nous ont permis de déterminer les propriétés hydrodynamiques et thermiques au niveau des 5 sections étudiées. Le tableau 2 indique les paramètres hydrothermiques au niveau des couches de la section 3.

Les résultats des paramètres hydrothermiques calibrés pour les autres sections sont présentés en annexes.

Tableau 2 : Paramètres hydrothermiques calibrés de la section 3

Couche	ZH	Argiles vertes	Limons	Blocs de meulière
Conductivité hydraulique (m.s ⁻¹)	5.10 ⁻⁵	2.8.10 ⁻⁷	1.5.10 ⁻⁶	3.8.10 ⁻⁵
Coefficient d'emmagasinement spécifique (m ⁻¹)	0.2	0.015	0.01	0.02
Capacité calorifique volumétrique du milieu poreux (J.m ⁻³ .K ⁻¹)	2.10 ⁶	2.5.10 ⁶	2.5.10 ⁶	2.10 ⁶
Conductivité thermique du milieu poreux (W.m ⁻¹ .K ⁻¹)	2.5	1.5	1.5	2.5

En consultant les tableaux des paramètres hydrothermiques calibrés (voir annexes), les valeurs de conductivités hydrauliques les plus faibles de la ZH sont observées au niveau des stations 1 et 4 par contre les valeurs les plus élevées sont observées au niveau des stations 2,3 et 5. Cela peut être expliqué par la nature des faciès présents au niveau du lit de la rivière de chaque station. La station 1 est caractérisée par la présence des matériaux silteux, la station 4 est caractérisée par la présence des colluvions mais aussi par la présence des substrats imperméables d'après la modélisation par contre au niveau des stations 2, 3 et 5, le lit de la rivière est généralement caractérisé par la présence des colluvions.

La valeur de la capacité calorifique volumétrique du milieu poreux la plus élevée au niveau de la ZH est observée au niveau de la station 1 (4.10⁶J.m⁻³.K⁻¹) et cela est en accord avec la présence des matériaux silteux. La valeur de la conductivité thermique du milieu poreux la plus élevée au niveau de la ZH est observée au niveau de la station 4 (5.5 W.m⁻¹.K⁻¹). Cela peut être expliqué par la présence des matériaux siliceux au niveau de cette zone.

En ce qui concerne les couches géologiques sous-jacentes, les valeurs des paramètres hydrothermiques de chaque faciès sont assez proches d'une station à l'autre et varient entre 10⁻⁵ et 10⁻⁸ m.s⁻¹ pour les conductivités hydrauliques, 2.10⁶ et 3.10⁶J.m⁻³.k⁻¹ pour les capacités calorifiques volumétriques du milieu poreux, 1.5 et 4W. m⁻¹. k⁻¹ pour les conductivités thermiques du milieu poreux. Les argiles et les limons présentent les capacités calorifiques volumétriques les plus élevées et les blocs de meulière présentent les conductivités thermiques les plus élevées.

4.3 Estimation des flux d'eau et de chaleur échangés au droit des 5 stations MOLONARI

La figure 13 illustre les résultats de la quantification des flux hydriques et thermiques pour la période (2012-2015) pour la station 3. Un flux de chaleur positif correspond à une perte de chaleur de la nappe par contre un flux négatif correspond à un gain de chaleur de la nappe. On remarque une alternance entre infiltration et exfiltration pour les flux hydriques. La section présente un comportement hydrothermique caractérisé par le processus d'advection, puisqu'à chaque exfiltration de la nappe, un flux thermique positif de la nappe vers la rivière apparaît. Le fonctionnement contraire apparaît dans le cas infiltrant. La figure 14 et la figure 15 montrent les résultats de la quantification des flux d'eau et de chaleur pour les 5 sections.

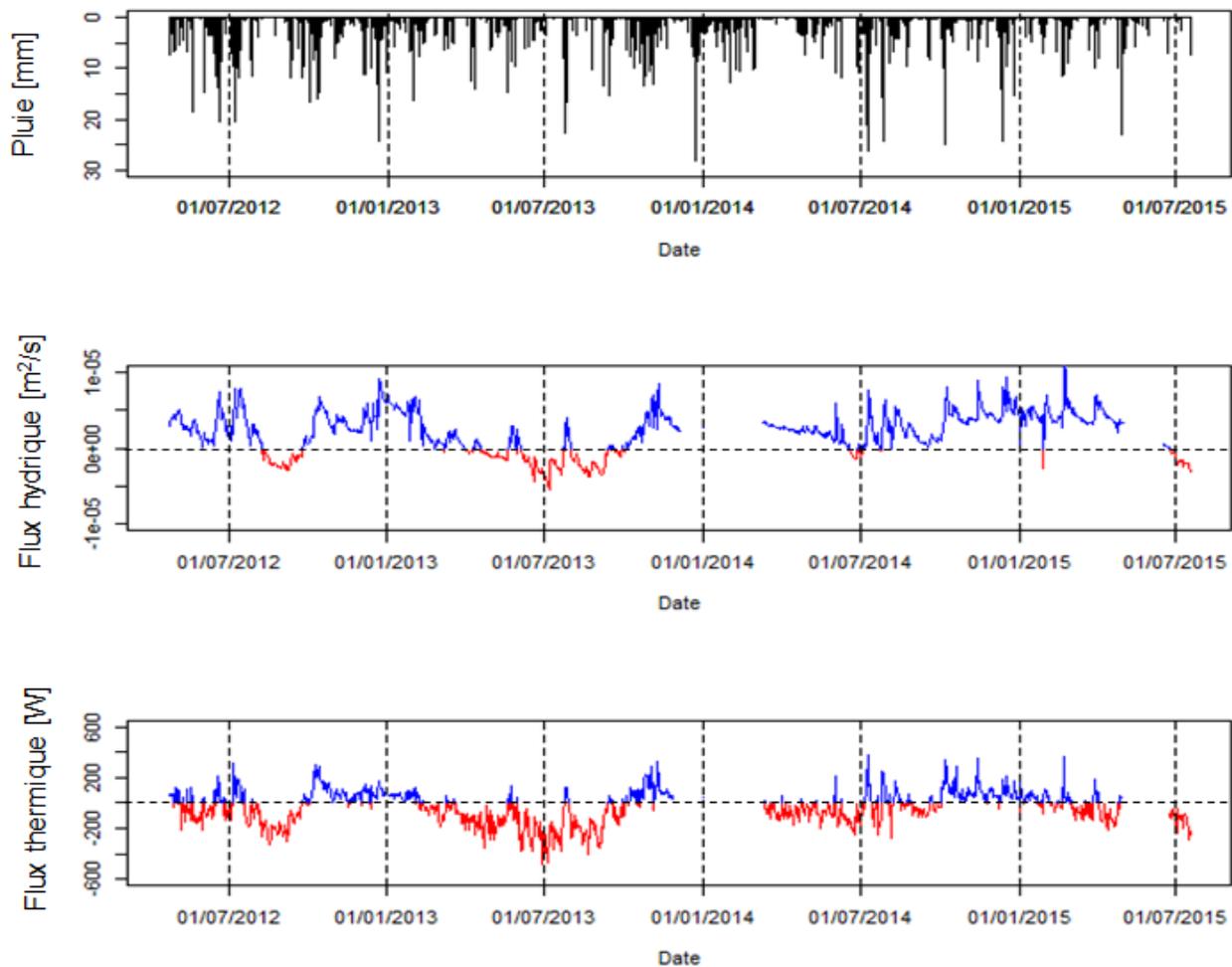


Figure 13: Quantification des flux hydriques (trait bleu : exfiltration/ trait rouge : infiltration) et flux thermiques ((trait bleu : perte de chaleur de la nappe/ trait rouge : gain de chaleur de la nappe) pendant la période (2012-2015) pour la section 3

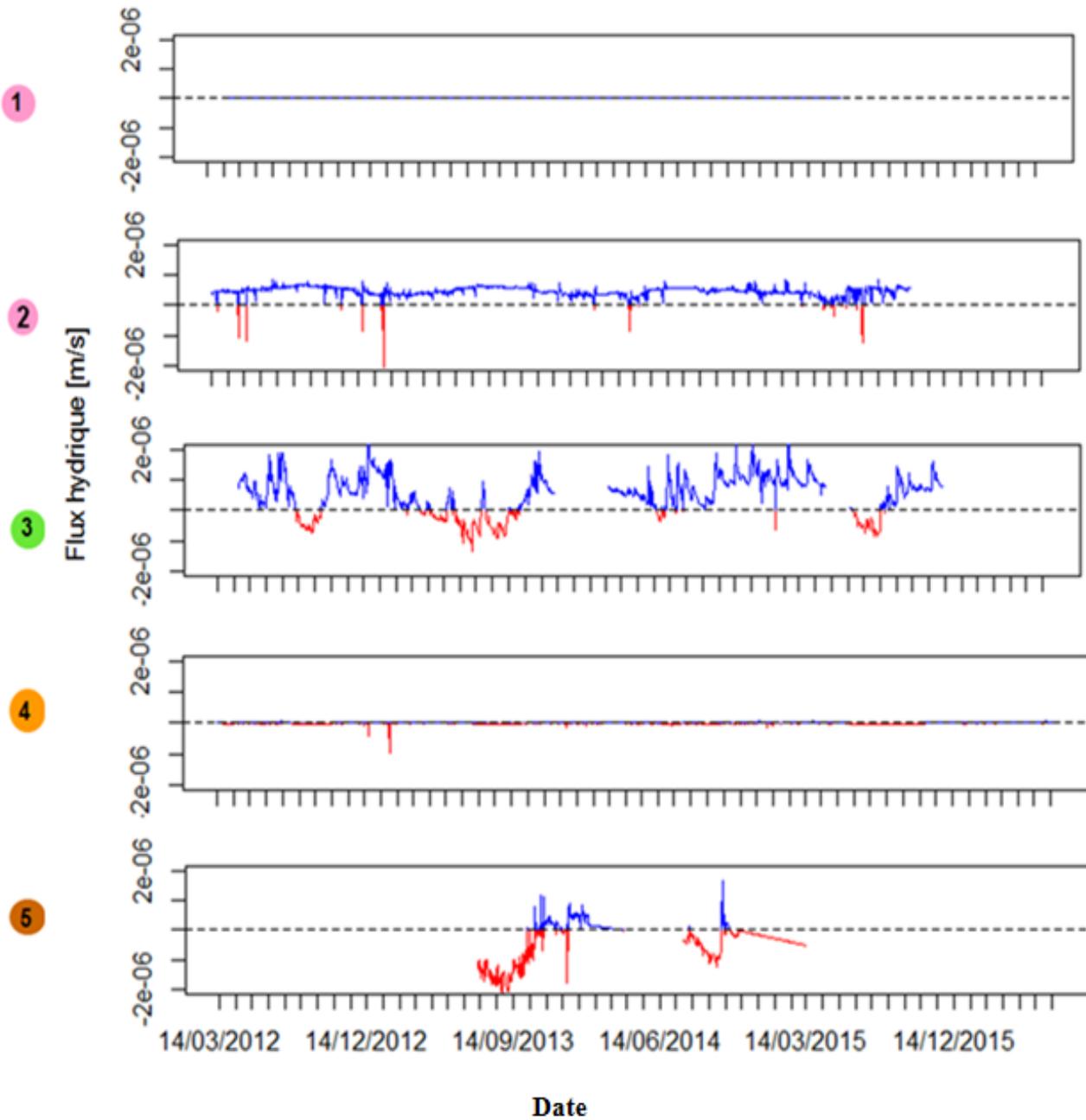


Figure 14: Quantification des flux hydriques pour les 5 stations (trait bleu : exfiltration ; trait rouge : infiltration) pendant la période (2012-2015)

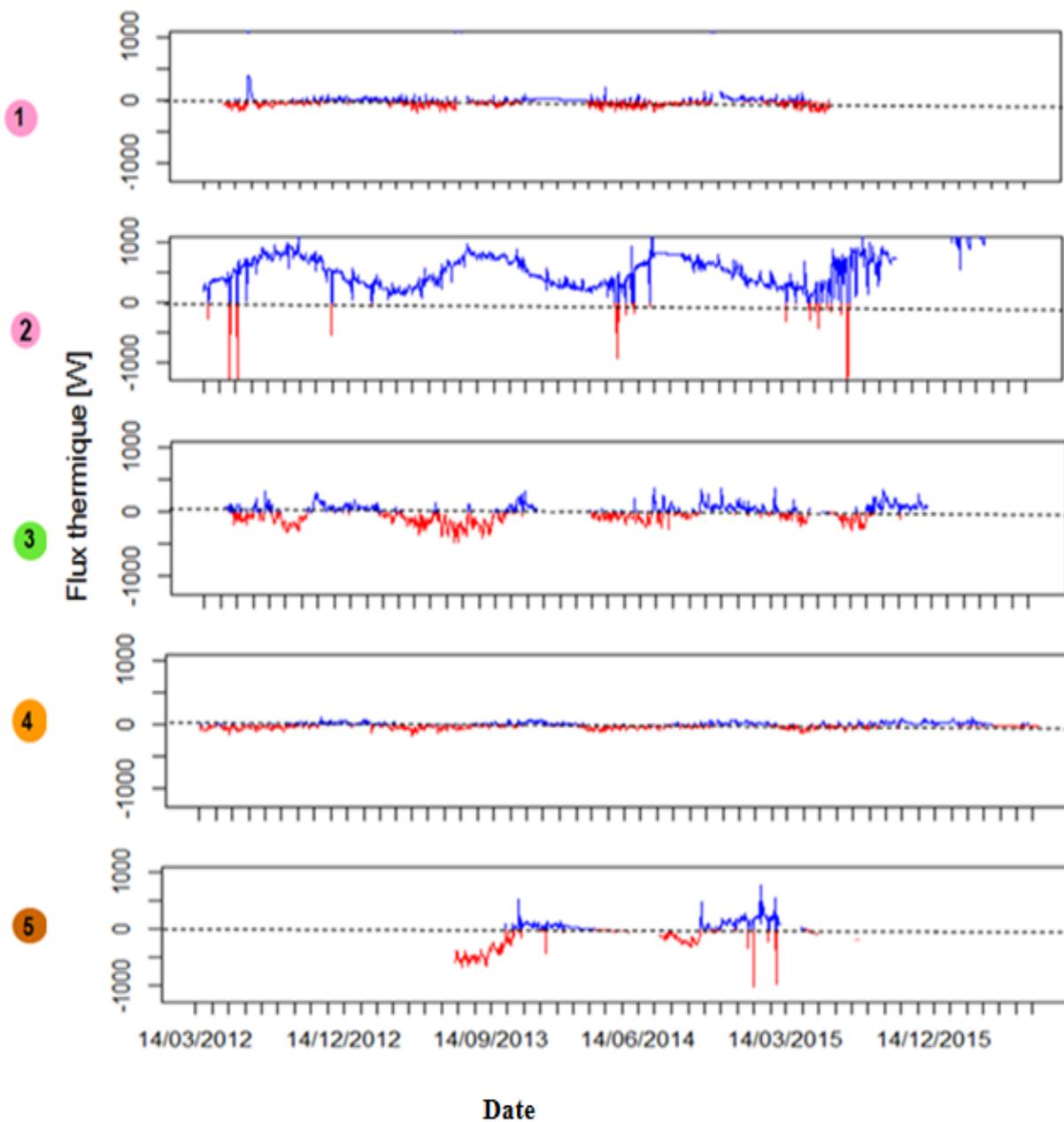


Figure 15: Quantification des flux de chaleur pour les 5 stations (trait bleu : perte de chaleur de la nappe/ trait rouge : gain de chaleur de la nappe) pendant la période (2012-2015)

Les figures 14 et 15 montrent que les échanges hydriques et thermiques les plus significatifs sont observés au niveau de la section 2, 3 et 5. Les sections 1 et 4 présentent des échanges faibles surtout au niveau de la section 1 où les échanges sont quasiment nuls. Différentes hypothèses, que l'on tentera de tester dans les prochaines étapes grâce à des mesures hydrogéophysiques et biogéochimiques, peuvent être posées.

Le lit de la rivière au niveau de la section 1 est caractérisé par des matériaux silteux qui limitent les échanges d'eau entre la rivière et la nappe. Les flux advectifs sont par ce fait limités. Les propriétés hydrothermiques de la zone hyporhéique de la section 1 présentent une perméabilité faible ainsi qu'une capacité calorifique du milieu élevée qui est deux fois plus élevée dans la zone hyporhéique qu'au niveau des autres couches sous-jacentes (voir le tableau des paramètres hydrothermiques de la section 1 en annexes). Une variation importante de la capacité calorifique du milieu engendre des perturbations au niveau du stockage ou de la restitution des flux d'énergie (Constantz, 2008). Dans le cas de cette section, les flux d'énergie sont échangés essentiellement par conduction vu que les échanges hydriques sont très faibles.

Au niveau de la section 4, Les propriétés hydrothermiques de la zone hyporhéique sont caractérisées également par une perméabilité faible et surtout par une conductivité thermique du milieu élevée (voir tableau des paramètres hydrothermiques de la section 4 en annexes). Plus la conductivité thermique est élevée, plus le milieu est conducteur de chaleur ce qui explique le transfert de chaleur essentiellement par conduction dans cette section (figure 17). De plus, les faibles échanges observés sont en accord avec les observations de concentrations en chlorure dans les piézomètres des berges. En effet, des concentrations très faibles, correspondant à des eaux météoriques, ont été observées (Mouchel, 2016). Cela peut être cohérent aussi avec la présence de l'impluvium des marnes supragypseuses en début d'incision de la vallée.

Au niveau de la section 3, les échanges des flux hydriques sont plus significatifs que pour les autres sections, alors que la section 3 coule sur des argiles vertes qui devraient rendre les échanges plus difficiles. Dans ce cas on peut admettre l'hypothèse que la section pourrait être rechargée à travers les berges (Ivrine et al., 2016). Ceci montre l'intérêt de prendre en compte les flux latéraux et de considérer que les colluvions fonctionnent comme une nappe.

La section 2 présente les flux thermiques les plus élevés et cela peut être expliqué par la variation importante de la température observée au niveau du puits (importantes variations dues aux pompages fréquents). Ce résultat montre l'importance de prendre en compte les pompages le long du réseau hydrographique car ceux-ci font varier les flux de chaleur à l'intérieur du corridor hydro-écologique.

La section 5 étant en contact avec l'aquifère le plus profond de Champigny, présente des flux hydriques et thermiques élevés. La perméabilité de la zone hyporhéique au niveau de cette section est assez élevée (voir tableau des paramètres hydrothermiques de la section 5 en annexes)

4.3.2 Comparaison entre flux conductifs et flux advectifs pour chaque section Molonari à l'interface nappe-rivière

Le transfert de chaleur par conduction est lié à l'inertie du milieu poreux qui stocke ou relargue de l'énergie en fonction de la variation de température entre l'eau de la rivière et l'aquifère. Du fait de l'inertie thermique des aquifères, la variabilité de cette variation de températures est contrôlée par la variabilité des températures de l'air, et donc présente un cycle nyctéméral.

Cependant, le transfert de chaleur par advection est contrôlé par les variations de pressions et par les flux d'eau (infiltrants ou exfiltrants) qui en résultent. De plus, la capacité calorifique du milieu poreux est un paramètre non négligeable à prendre en compte dans la variation temporelle de la température au sein de la ZH, comme le montre la station 1 dont la valeur de la capacité calorifique de la ZH est deux fois plus importante que les ZH des autres stations.

Les flux conductifs varient entre (-200 et 200 W) et les flux advectifs varient entre (-500 et 800 W) pour les 5 stations (figure 16). La figure 16 illustre trois cas différents de l'estimation des flux de chaleur : le premier

cas (station 2) où l'advection est dominante, le deuxième cas (station 3) où il s'agit d'une équivalence entre flux conductifs et flux advectifs et le dernier cas (station 4) où la conduction est dominante.

La section 2 est advective, le flux advectif se superpose parfaitement avec le flux total et le flux conductif est faible par rapport au flux advectif. Ce comportement peut être expliqué par le pompage dans la berge qui favorise les échanges d'eau entre la rivière et l'aquifère. Cette section repose sur l'aquifère de Brie. Les perméabilités des formations qui sont issues de l'inversion sont élevées (voir tableau des paramètres hydrothermiques de la section 2 en annexes). De plus, ce comportement est amplifié par le pompage dans la berge qui favorise les échanges d'eau entre la rivière et l'aquifère.

Les flux conductifs et advectifs calculés à la section 3 semblent être en équilibre donc le fonctionnement de la station est à la limite de la conduction et de l'advection. Cette station est autant influencée par les échanges importants des flux d'eau ainsi que par les propriétés thermiques du milieu

En ce qui concerne la station 4, le flux conductif est superposé au flux total et présente des variabilités saisonnières importantes. La rivière coule sur des marnes supragypseuses et la rivière perd de l'eau dans ce secteur ; par contre on remarque que les échanges de flux d'eau au niveau de cette station sont faibles (figure 14), ce qui pourra expliquer la dominance des flux conductifs.

Ces trois cas montrent bien la complexité des échanges des flux thermiques d'une station à l'autre, cela s'explique par la variabilité des échanges des flux d'eau, la variabilité de la température et des propriétés thermiques du milieu poreux ainsi que l'influence des pompages tout le long du corridor hydraulique.

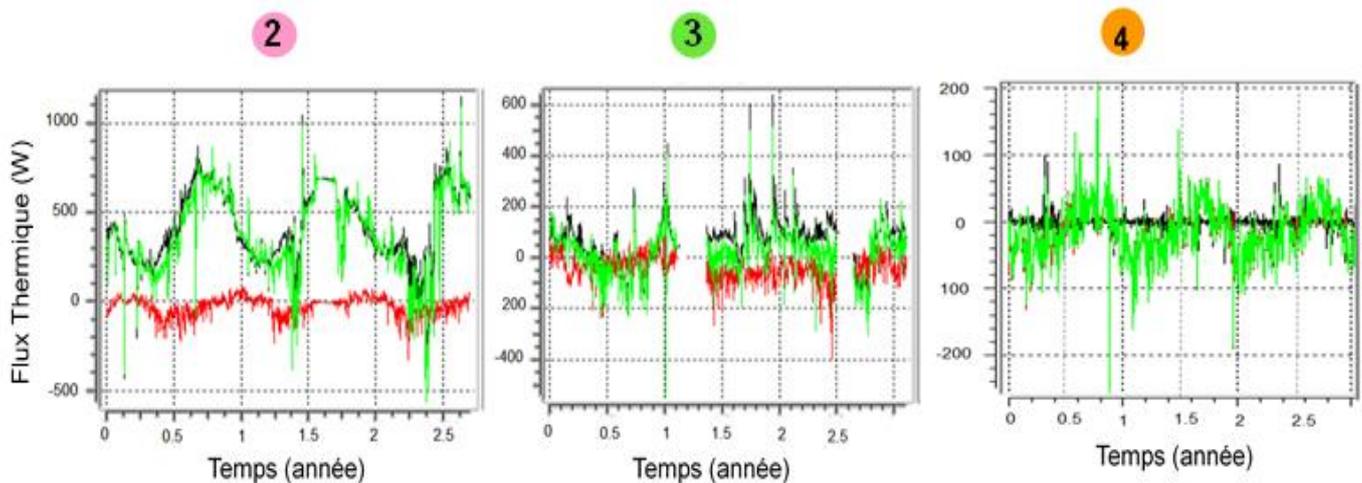


Figure 16: Quantification des flux conductif et advectif au droit des 3 stations Molonari (2, 3, 4) (flux conductif en rouge, flux advectif en noir, flux total en vert)

5 Conclusions et Perspectives

La variabilité spatio-temporelle de la dynamique des échanges d'eau et de chaleur à l'interface nappe-rivière au niveau des stations étudiées dépend de plusieurs facteurs tels que le type de contact entre le cours d'eau et les unités géologiques, les conditions météorologiques ainsi que les propriétés thermiques des sédiments.

Dans cette étude un modèle de transport d'eau et de chaleur 2D couplé à un script d'inversion nous a permis de déterminer les propriétés hydrodynamiques et thermiques de la ZH et les couches sous-jacentes. Le jeu de données fourni par les Stations Molonari a permis de contraindre les modèles 2D au droit de chaque section étudiée afin de quantifier les flux d'eau et de chaleur pendant la période 2012-2015.

La quantification des flux conductif et advectif fournit un nouvel éclairage des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Notamment la station 4 qui était réputée très infiltrante, s'avère en quasi équilibre thermique, ce qui indique de très faibles échanges entre la rivière et son aquifère sous-jacent. Cette nouvelle vision du fonctionnement de l'interface à cette station est par ailleurs confirmée par une étude hydrochimique récente (Mouchel, 2016).

Afin de mieux évaluer les échanges des flux d'eau et de chaleur entre la nappe et la rivière, une fibre optique de 1.2 km de longueur est installée entre la station 3 et la station 4. Cette fibre va permettre de mesurer les variations spatiales et temporelles de la température à l'interface de l'eau de la rivière et la zone hyporhéique avec une très bonne précision tout en tenant compte de l'influence des pompages et des drains ainsi que la prise en compte des seuils et des mouilles tout le long du réseau ce qui va permettre une meilleure estimation des flux hydriques et thermiques à l'interface nappe-rivière.

Des mesures de pression et de température vont aussi être effectuées au niveau de l'aquifère profond (Calcaires de Champigny) afin de mieux estimer la variabilité des propriétés hydrothermiques et aussi évaluer le fonctionnement des colluvions et la prise en compte des flux latéraux.

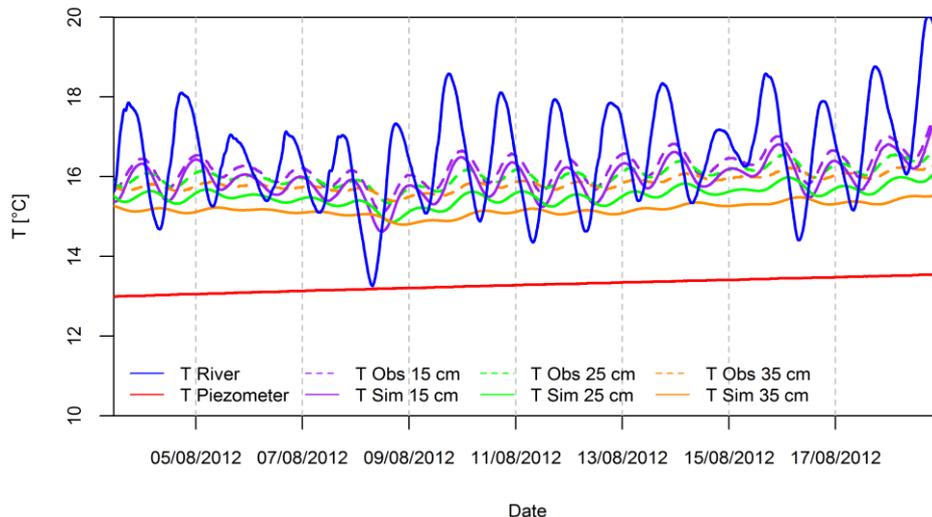
Références

- Anderson, M., 2005. Heat as a ground water tracer. *Ground Water*.6:951-968.
- Bartholow, J., 2000. Estimating cumulative effects of clearcutting on stream temperatures. *Rivers*, 7 (4), 284-297.
- Boyd, M., Kasper, B., 2003. Analytical Methods for Dynamic Open Channel Heat and Mass Transfer Methodology for the Heat Source Model Version 7.0.
- Brown, G., 1969. Predicting Temperatures of Small Streams. *Water Researches resources*.
- Caissie, D., 2006. The thermal regime of rivers: a review. *Freshw. Biol.*, 51, 1389–1406.
- Caissie, D., Kurylyk, B., St-Hilaire, A., El-Jabi, N., 2014. Streambed temperature dynamics and corresponding heat fluxes in small streams experiencing seasonal ice cover. *Journal of Hydrology*.DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.09.034.
- Chen, Y.D., McCutcheon, S., Carsel, R., Norton, D., Craig, J.P., 1997. Enhancement and application of HSPF for stream temperature simulation in Upper Grande Ronde Watershed, Oregon.
- Constantz, J., 2008. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research*, 44.
- Danehy, R., Colson J.C, Parrett, K., Duke, S, 2005. Patterns and sources of thermal heterogeneity in small mountain streams within a forest setting. *Ecol. Manage.* 208: pp. 287-302.
- Duque, C., Müller, S., Sebok, E., Haider, K., Engesgaard, P., 2016. Estimating groundwater discharge to surface waters using heat as a tracer in low flux environments: the role of thermal conductivity. *Hydrological Processes*. 30, 383–395.
- Goblet, P., 2011. Modélisation du transfert de masse et d'énergie en aquifère: des approches numériques aux applications. *Ecole des mines de Paris*.
- Hatch, C., Fisher, A., Revenaugh, J., Constantz, J., Ruehl, C., 2006. Quantifying surface water-groundwater

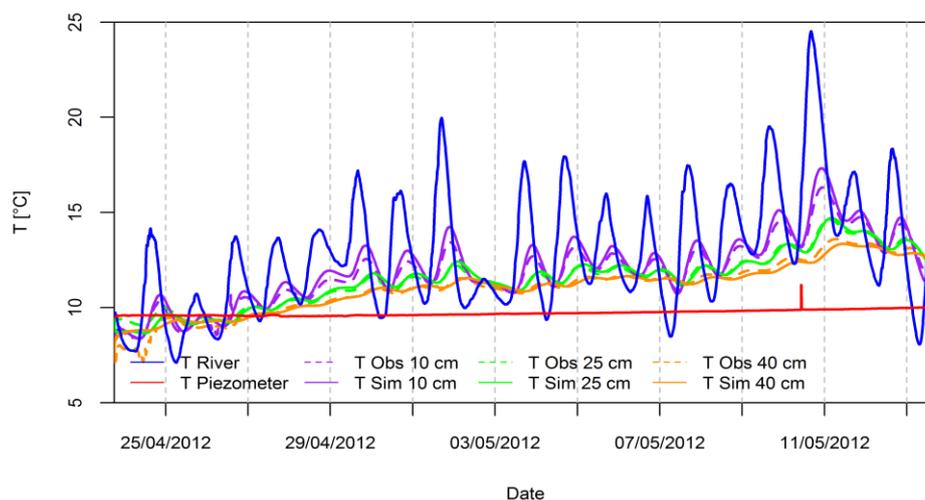
- PIREN-Seine – phase VII – rapport 2016
interactions using time series analysis of streambed thermal records: method development. *Water Resources Research* 42 (10): 1–14. DOI:10.1029/2005WR004787.
- Irvine, D., Briggs, M., Lautz, L., Cartwright, I., 2016. Using Diurnal Temperature Signals to Infer Vertical Groundwater Surface Water Exchange. *Ground Water Journal*.
- Johnson, S., 2003. Stream temperature: scaling of observations and issues for modelling. *Hydrol. Processes*, 17: 497–499.
- Keery, J., Binley, A., Crook, N., Smith, J., 2007. Temporal and spatial variability of groundwater surface water fluxes: development and application of an analytical method using temperature time series. *Journal of Hydrology* 336 (1-2): 1–16. DOI:10.1016/j.jhydrol.2006.12.003.
- Kim, K.S., Chapra, S.C., 1997. Temperature model for highly transient shallow streams. *J. Hydraul. Eng.*, 123 (1) (1997), pp. 30-40.
- Loumagnes, C., Tallec, G., 2013. L'observation long terme en environnement: Exemple du bassin versant de l'Orgeval.
- Luce, C., Tonina, D., Gariglio, F., Applebee, R., 2013. Solutions for the diurnally forced advection-diffusion equation to estimate bulk fluid velocity and diffusivity in streambeds from temperature time series. *Water Resources Research* 49: 1–19. DOI:10.1029/2012WR012380.
- McCallum, A., Andersen, M., Rau, G., Acworth, R., 2012. A 1-D analytical method for estimating surface water-groundwater interactions and effective thermal diffusivity using temperature time series. *Water Resources Research* 48 (11): W11532. DOI:10.1029.
- Moore, R., Sutherland, P., Gomi, T., Dhakal, A., 2005. Thermal regime of a headwater stream within a clear-cut, coastal British Columbia, Canada. *Hydrological Processes*. 19, 2591–2608.
- Mouchel, J.M., 2016. Caractérisation de la géochimie des interfaces nappe-rivière des bassin des Avenelles, in: PIRENSeinePhaseVII.
- Mouhri, A., Nicolas, F., Rejiba, F., Bodet, L., Jost, A., Durand, V., Goblet, P., 2013. Caractérisation et quantification spatio-temporelle des échanges hydriques dans la vallée incisée des Avenelles. Piren Seine- phase6- rapport 2013.
- Poole, G., Berman, C., 2000. Pathways of Human Influence on Water Temperature Dynamics in Stream Channels. U.S. Environmental Protection Agency.
- Roth, T., Westhoff, M.C., Huwald, H., Huff, J.A., Rubin, J.F., Barrenetxea, G., Vetterli, M., A. Parriaux, A., Selker, J., Parlange, M.B., 2010. Stream temperature response to three riparian vegetation scenarios by use of a distributed temperature validated model. *Environ. Sci. Technol.*, 44 (6) (2010), pp. 2072-2078.
- Silliman, S.E., Booth, D., 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.

7 Annexes

Station 1



Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 1 (Calibration dans le cas d'une infiltration)

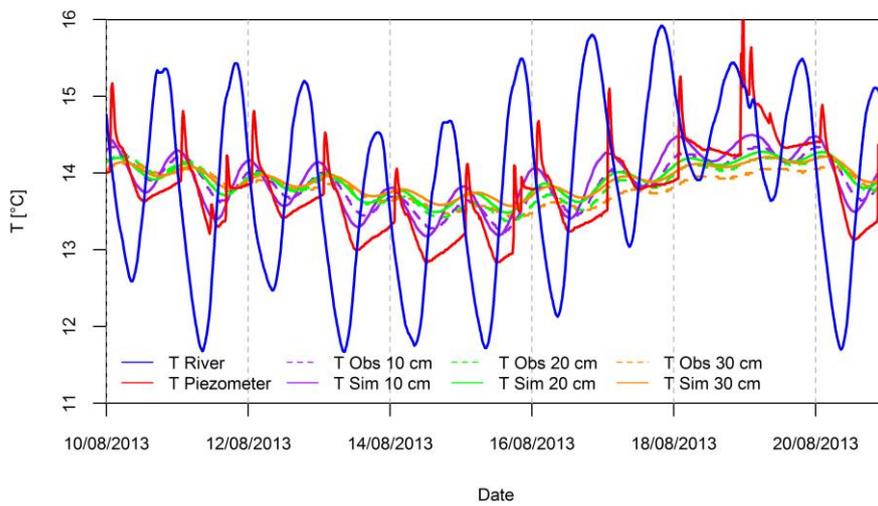


Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 1 (Validation dans le cas d'une exfiltration)

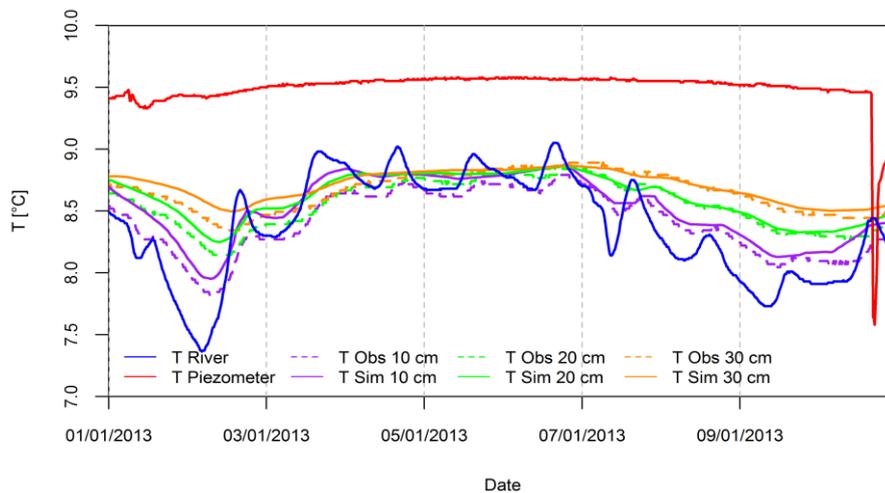
Paramètres hydrothermiques calibrés de la section 1

Couche	ZH	Limons	Argiles à Meulières	Calcaires de Brie
Conductivité hydraulique (m.s ⁻¹)	5.10 ⁻⁶	1.10 ⁻⁸	5.10 ⁻⁷	5.7.10 ⁻⁶
Coefficient d'emmagasinement spécifique (m ⁻¹)	0.02	0.01	0.01	0.02
Capacité calorifique volumétrique du milieu poreux (J.m ⁻³ .K ⁻¹)	4.10 ⁶	2.5.10 ⁶	3.10 ⁶	2.5.10 ⁶
Conductivité thermique du milieu poreux (W. m ⁻¹ .K ⁻¹)	1.2	1.2	1	2

Station 2 :



Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 2 (Calibration dans le cas d'une infiltration)

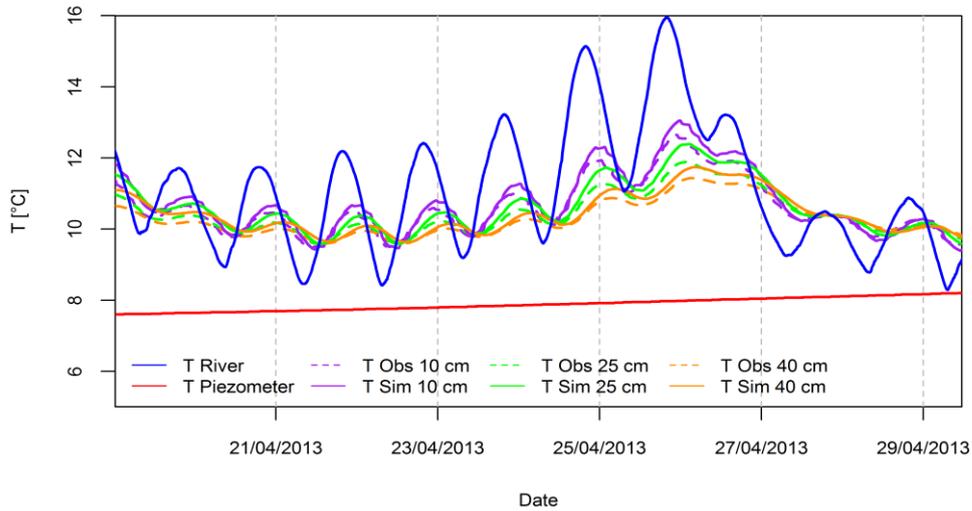


Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 2 (Validation dans le cas d'une exfiltration)

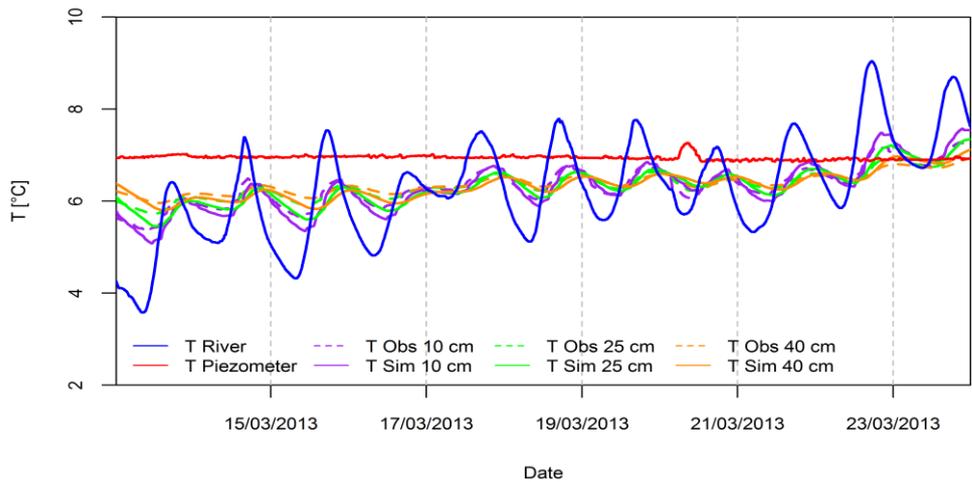
Paramètres hydrothermiques calibrés de la section 2

Couche	ZH	Limons	Argiles à Meulières	Calcaires de Brie
Conductivité hydraulique (m.s ⁻¹)	2.10 ⁻⁵	2.10 ⁻⁷	1.10 ⁻⁶	5.10 ⁻⁵
Coefficient d'emmagasinement spécifique (m ⁻¹)	0.23	0.02	0.01	0.02
Capacité calorifique volumétrique du milieu poreux (J.m ⁻³ .K ⁻¹)	2.10 ⁶	2.5.10 ⁶	2.8.10 ⁶	2.2.10 ⁶
Conductivité thermique du milieu poreux (W. m ⁻¹ .K ⁻¹)	2.5	1.5	1.5	2.5

Station 4 :



Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 4 (Calibration dans le cas d'une infiltration)

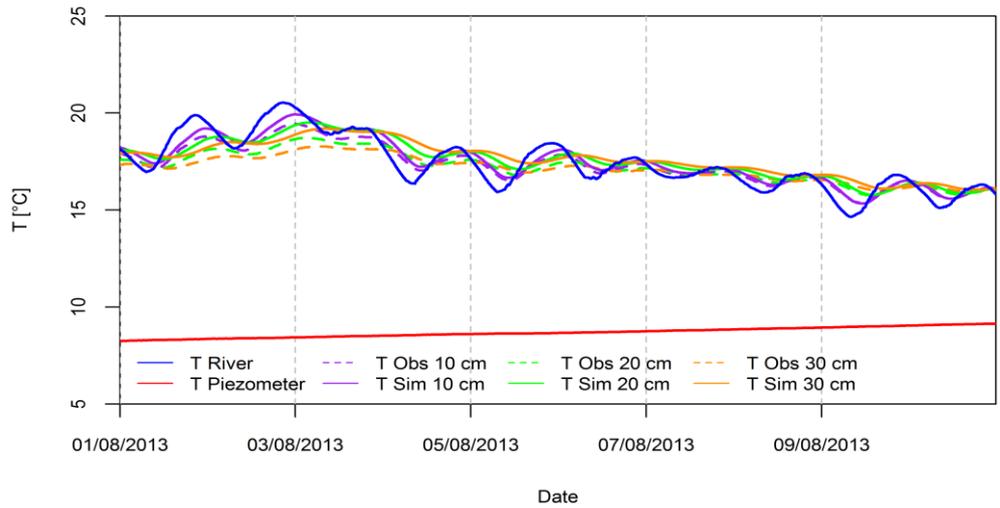


Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 4 (Validation dans le cas d'une exfiltration)

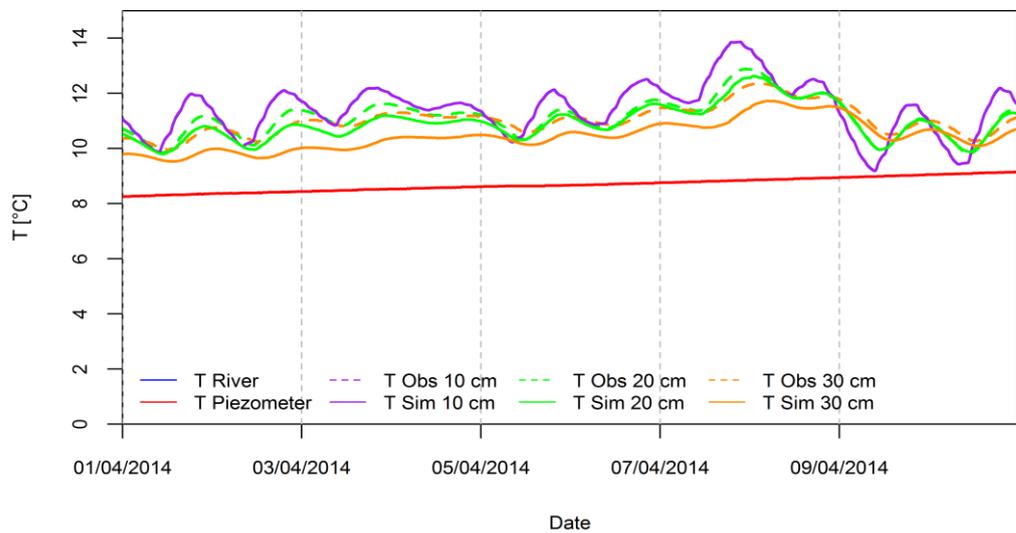
Paramètres hydrothermiques calibrés de la section 4

Couche	ZH	Limons	Blocs de meulières	Marnes supragypseuses
Conductivité hydraulique (m.s ⁻¹)	8.10 ⁻⁷	1.10 ⁻⁷	5.10 ⁻⁶	2.10 ⁻⁸
Coefficient d'emmagasinement spécifique (m ⁻¹)	0.1	0.015	0.01	0.015
Capacité calorifique volumétrique du milieu poreux (J.m ⁻³ .K ⁻¹)	2.5.10 ⁶	2.10 ⁶	2.5.10 ⁶	2.10 ⁶
Conductivité thermique du milieu poreux (W. m ⁻¹ .K ⁻¹)	5.5	2.4	4	2.5

Station 5 :



Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 5 (Calibration dans le cas d’une infiltration)



Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 5 (Validation dans le cas d’une exfiltration)

Paramètres hydrothermiques calibrés de la section 5

Couche	ZH	Limons	Blocs de meulières	Marnes supragypseuses
Conductivité hydraulique (m.s^{-1})	3.10^{-5}	2.10^{-7}	2.10^{-5}	3.10^{-6}
Coefficient d'emmagasinement spécifique (m^{-1})	0.1	0.018	0.02	0.02
Capacité calorifique volumétrique du milieu poreux ($\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$)	2.10^6	$1.5.10^6$	$2.5.10^6$	$2.5.10^6$
Conductivité thermique du milieu poreux ($\text{W. m}^{-1}.\text{K}^{-1}$)	2.5	1.5	3.5	1.5