HAL
open science

Fonctionnement hydrothermique de l'interface nappe-rivière du bassin des Avenelles

Asma Berrhouma

To cite this version:

Asma Berrhouma. Fonctionnement hydrothermique de l'interface nappe-rivière du bassin des Avenelles. Ingénierie de l'environnement. Université Paris sciences et lettres, 2018. Français. NNT : 2018PSLEM034 . tel-02081163

HAL Id: tel-02081163

https://pastel.hal.science/tel-02081163v1

Submitted on 27 Mar 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

PSL UNIVERSITÉ PARIS

THÈSE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITÉ PSL

Préparée à MINES ParisTech

Fonctionnement hydrothermique de l'interface nappe-rivière du bassin versant des Avenelles

Soutenue par

Asma BERRHOUMA

Le 10 décembre 2018

Ecole doctorale n° 398

Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

Spécialité

Géosciences et Géoingénierie

Composition du jury :

Florentina, Moatar Directrice de recherche, Irstea	*Présidente*
Olivier, Bour Professeur, Université de Rennes I	*Rapporteur*
Fayçal, Rejiba Professeur, Université de Rouen Normandie	*Rapporteur*
Patrick, Goblet Directeur de recherche, Mines ParisTech	*Examinateur*
Agnès, Rivière Chargée de recherche, Mines ParisTech	*Co-directrice*
Nicolas, Flipo Maître de recherche, Mines ParisTech	*Directeur de thèse*

MINES ParisTech | PSL

Table des matières

Table des matières i
Table des Figures iv
Liste des Tableaux ix
Liste des Symboles xi
Résumé xii
Remerciements xiv
Introduction 1
1 Chapitre 1 : État de l'art du fonctionnement hydrothermique de la zone hyporhéique 4
1.1 Zone hyporhéique: Contexte général 4
1.2 Régime thermique de la zone hyporhéique 7
1.3 Transport de chaleur: Théorie et équations 7
1.3.1 Équations de transport 7
1.3.2 Propriétés hydrothermiques du milieu poreux 9
1.3.3 Variations des gradients thermique et hydrique au sein de la ZH 14
1.4 Méthodes de quantification des flux thermiques 16
1.4.1 Mesures 16
1.4.2 Estimation des flux hydrothermiques à partir des profils de température observés 21
1.5 Synthèse des études du fonctionnement thermique de l'interface nappe-rivière 30
2 Chapitre 2 : Le bassin des Avenelles : Stratégie d'échantillonnage et analyse de données 34
2.1 Présentation du site 35
2.1.1 Contexte géographique 35
2.1.2 Contexte climatique 36
2.1.3 Contexte hydrogéologique 37
2.2 Stratégie d'échantillonnage 41
2.2.1 Mesures piézométriques 41
2.2.2 Stations MOLONARI 41
2.2.3 MINI-MOLONARI 43
2.3 Gestion de la base de données 45
2.3.1 Acquisition des données et Préparation des données brutes 45
2.3.2 Traitement des données brutes 46
2.3.3 Structures de la base de données 46
2.4 Présentation des données 47

2.4.1 Évolution spatiale et temporelle des variables pendant la période (2011-2017)..... 47
2.4.2 Etude de trois périodes hydrologiques contrastées 72
2.5 Interprétation des données 99
2.5.1 Variations piézométriques 100
2.5.2 Réactions des piézomètres de berge à la hauteur d'eau dans la rivière 104
2.5.3 Réactions des niveaux piézométriques et hauteurs d'eau de la rivière aux variations de débit 105
2.5.4 Échanges d'eau nappe-rivière 106
2.5.5 Réponse de la température de la rivière à la température de l'air 108
2.5.6 Variation de la température dans la ZH 108
2.6 Synthèse du fonctionnement hydrique et thermique du bassin des Avenelles 111
3 Chapitre 3 : Réactivités hydrologique et thermique de l'interface nappe-rivière pour des cours d'eau amont 114
3.1 Introduction 115
3.2 Materials and Methods 117
3.2.1 Governing equations 117
3.2.2 Simulations 118
3.2.3 Analysis 121
3.3 Results and discussions 122
3.3.1 Equilibrium time 122
3.3.2 Evolution of the temperature profiles 122
3.3.3 Identification of dominant heat transfer regimes 124
3.4 Conclusion Buffering Effect of the HZ 128
4 Chapitre 4 : Variations spatio-temporelles des flux de chaleur au droit des 5 stations MOLONARI 130
4.1 Modélisation hydrothermique des échanges nappe-rivière au droit des cinq stations MOLONARI 131
4.1.1 Construction des modèles hydrothermiques 2D 131
4.1.2 Script d'inversion : Script de balayage de l'espace des paramètres 133
4.1.3 Résultats 135
4.2 Spatialisation des paramètres hydrothermiques et des flux hydrothermiques à l'échelle du corridor du bassin des Avenelles 142
4.3 Conclusions 144
Conclusions et perspectives 145
Annexe1 : Mesures distribuées de la température avec une fibre optique 150

1. Installation de la fibre 150
2. Méthodes 151
3. Variation de la température le long de la fibre optique 152
Annexe 2 : Variation temporelle de la température 155
1. Variation de la température en rivière 155
2. Variation de la Température des eaux souterraines 157
3. Température de l'eau dans la zone hyporhéique 160
Annexe 3 : Résultats des calibrations et des validations des simulations des stations MOLONARI 162
Références bibliographiques 167

Table des Figures

Figure 1.1 : Echelles emboitées des interfaces nappe-rivière (Stonedahl et al., 2010) modifié par (Flipo et al., 2014). Schématisation multi-échelle des échanges nappe-rivière, depuis a) l'hydrosystème jusqu'à f) l'interface eau-sédiment, en passant par b-d) la plaine alluviale et e) le long du lit de la rivière. 5

Figure 1.2 : Représentation schématique des échanges des flux hyporhéiques et les gradients environnementaux associés entre la rivière et l'aquifère (Anibas, 2011), d'après (Chou, 2009) 6

Figure 1.3 : Enveloppe thermique annuelle ou journalière illustrant les valeurs de températures les plus élevées et les plus faibles dans le cas d'exfiltration et d'infiltration au sein de la ZH (Constantz et al., 2003) 16

Figure 1.4 : Principe de plaque chaude gardée 20

Figure 1.5 : (A) Exemple de dispositif de mesure de température à différentes profondeurs. (B) Illustration d'un amortissement d'amplitude de température (ΔA) et le déphasage (Δϕ) en fonction de la profondeur (Hatch et al., 2006). 25

Figure 1.6 : Pourcentage d'erreur des flux verticaux estimés par la méthode analytique tracé contre le rapport entre les flux verticaux (qz) et les flux horizontaux (qx) obtenus par le modèle numérique 2D 26

Figure 2.1: Localisation de l'Observatoire Gis Oracle (source : Observatoire ORACLE. DOI : 10.17180/OBS.ORACLE) 36

Figure 2.2: Localisation du site d'étude et instruments disponibles sur le bassin 36

Figure 2.3 : Précipitations mensuelles moyennes et températures mensuelles moyennes (Période 1970-2017, Station Boissy le Châtel) 37

Figure 2.4 : Géologie du bassin des Avenelles. Le bassin des Avenelles est constitué par deux couches principales : Les calcaires de Brie et les calcaires de Champigny séparées par un aquitard marno-argileux. 38

Figure 2.5 : Connectivité entre le cours d'eau et les substrats géologiques illustrée sous forme de coupes géologiques (Mouhri et al., 2014) 39

Figure 2.6 : Evolution spatiale du lit de rivière du ru des Avenelles 40

Figure 2.7 : Station de mesures des échanges nappe-rivière (Station MOLONARI) 42

Figure 2.8 : Système expérimental mini-MOLONARI constitué par : a) Capteur de pression et b) tige de profil de températures verticales 43

Figure 2.9 : Configuration d'installation d'un diver dans un piézomètre 46

Figure 2.10 : Structure de la base des données stockée sous SVN 47

Figure 2.11 : Localisation des pluviomètres et des mailles SAFRAN sur le bassin versant des Avenelles 48

Figure 2.12 : Moyenne annuelle de pluie sur le bassin des Avenelles (2011-2017), moyenne sur l'ensemble de la période d'observation de 2011 à 2017 (trait rouge). 49

Liste des Figures

Figure 2.13 : Localisation des stations limnimétriques du bassin des Avenelles 51

Figure 2.14: Moyenne annuelle de débit pour (a) : la station de Mélarchez et (b) :la station des Avenelles (b). Moyenne sur l'ensemble de la période d'observation de 2011 à 2017 (trait rouge). ... 52

Figure 2.15 : Débits mensuels moyens pour les stations (Quatre-Cents, Goins et Loge) pendant la période (2011-2017)..... 53

Figure 2.16 : Débits mensuels moyens des stations Mélarchez et Avenelles pendant la période (2011-2017) 54

Figure 2.17 : Distribution des a) VCN30 moyens et b) QMNA5 calculés sur les données disponibles entre 2011 et 2017 pour toutes les stations 55

Figure 2.18: Séparation de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin des Avenelles 56

Figure 2.19: Piézomètres du bassin des Avenelles (PIREN-SEINE et Irstea-Fire) 57

Figure 2.20: Chroniques piézométriques observées au niveau des piézomètres PIREN SEINE. 60

Figure 2.21 : Chroniques piézométriques observées au niveau du transect Derrier constitué par les piézomètres PZ1, PZ2 et PZ3 (Tab. 2.7) et au niveau des stations Goins, Loge et Mélarchez constituées respectivement par les piézomètres PG, PL et Z1 61

Figure 2.22 : Répartition de la température de l'air (°C) sur le bassin des Avenelles : 1) Moyennes annuelles, 2) Moyennes du mois de décembre 3) Moyenne du mois de juillet 62

Figure 2.23: Comparaison entre les différentes moyennes et les amplitudes diurnes de température de rivière des différentes stations MOLONARI7 64

Figure 2.24 : Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de berge et de plateau..... 66

Figure 2.25 : Chroniques de température observées au niveau des piézomètres Irstea. 67

Figure 2.26 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 1 (a : Rive gauche, b : Rive droite)..... 68

Figure 2.27 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 2 (a : Rive gauche, b : Rive droite)..... 69

Figure 2.28 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 3 69

Figure 2.29 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 4 (a : Rive gauche, b : Rive droite)..... 70

Figure 2.30 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 5 (a : Rive gauche, b : Rive droite)..... 71

Figure 2.31 : Evolution des débits suite à l'événement pluvieux de la période de crue..... 72

Figure 2.32 : Evolution des débits suite à l'événement pluvieux estival 73

Figure 2.33: Evolution des débits suite à l'épisode de sécheresse pendant la période d'étiage 74

Figure 2.34 : Chroniques piézométriques observées suite aux événements pluvieux de la période de crue au niveau des piézomètres de berge (Piézomètres situés en rive droite sont illustrés en rouge et les Piézomètres situés en rive gauche sont illustrés en bleu) 76

Figure 2.35 : Chroniques piézométriques observées suite à l'événement pluvieux estival au niveau des piézomètres de berge (Piézomètres situés en rive droite sont illustrés en rouge et les Piézomètres situés en rive gauche sont illustrés en bleu). 78

Figure 2.36 : Chroniques piézométriques observées suite aux événements pluvieux de la période de sécheresse au niveau des piézomètres de berge (Piézomètres situés en rive droite sont illustrés en rouge et les Piézomètres situés en rive gauche sont illustrés en bleu). 79

Figure 2.37 : Chroniques piézométriques observées suite aux événements pluvieux de la Période de crue au niveau des piézomètres de plateau 80

Figure 2.38 : Chroniques piézométriques observées suite à l'événement pluvieux estival au niveau des piézomètres de plateau 81

Figure 2.39 : Chroniques piézométriques observées pendant la période de sécheresse au niveau des piézomètres de plateau..... 82

Figure 2.40 : Variation de la température de l'air pendant a) la période de crue, b) événement pluvieux estival, c) période de sécheresse 83

Figure 2.41 : Variation de la température du sol suite aux conditions climatiques de la Période de crue..... 84

Figure 2.42 : Variation de la température du sol suite aux conditions climatiques de la Période de sécheresse 85

Figure 2.43 : Variation de la température de la rivière suite aux conditions climatiques de la période de crue..... 86

Figure 2.44 : Variation de la température de la rivière suite aux conditions climatiques de l'événement pluvieux estival..... 87

Figure 2.45 : Variation de la température de la rivière suite aux conditions climatiques de la période de sécheresse 87

Figure 2.46 : Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de berge pendant la période de crue..... 89

Figure 2.47 : Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de plateau pendant la période de crue..... 90

Figure 2.48 : Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de berge pendant l'événement pluvieux estival..... 91

Figure 2.49: Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de plateau pendant l'événement pluvieux 92

Figure 2.50: Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de berge pendant la Période de sécheresse 93

Figure 2.51: Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de plateau pendant la période de sécheresse. 94

Figure 2.52 : Chroniques de températures observées à différentes profondeurs de la ZH au niveau des stations MOLONARI pendant la période de crue (RD : rive droite et RG : rive gauche)..... 95

Figure 2.53 : Évolution des profils de température au droit des stations MOLONARI pendant l'événement pluvieux 96

Figure 2.54 : Chroniques de températures observées à différentes profondeurs de la ZH au niveau des stations MOLONARI amont et intermédiaires pendant la période d'étiage (RD : rive droite et RG : rive gauche). 98

Figure 2.55 : Chroniques de températures observées à différentes profondeurs de la ZH au niveau de la stations MOLONARI aval pendant la période d'étiage (RD : rive droite et RG : rive gauche). 99

Figure 2.56 : Fonctions de corrélation croisée entre la pluie et le niveau piézométrique pour les cinq stations MOLONARI pour la période 2012-2017. Les calculs sont effectués à un pas de temps journalier 102

Figure 2.57 : Fonctions de corrélation croisée entre la pluie et le niveau piézométrique pour les piézomètres de plateau pour la période 2012-2017. 103

Figure 2.58 : Fonctions de corrélation croisée entre la pluie et le niveau piézométrique pour les piézomètres au niveau du transect de Derrier pour la période 2012-2017. 104

Figure 2.59: Fonctions de corrélation croisée entre la hauteur d'eau dans la rivière et les piézomètres de berge pendant la période 2012-2017 105

Figure 2.60 : Fonctions de corrélation croisée entre le débit et la variation du niveau d'eau de rivière et les piézomètres de rive droite (RD) et rive gauche (RG) de la station 5 à l'aval du bassin pour la période 2012-2017 106

Figure 2.61: évolution spatiale et temporelle de la différence de charge entre la nappe et la rivière pour les 5 stations MOLONARI (exfiltration (E) illustrée en bleue et infiltration (I) illustrée en rouge) 107

Figure 2.62 : Fonctions de corrélation croisée entre la température de la rivière et la température de l'air pour les cinq stations MOLONARI pour la période 2012-2017 108

Figure 2.63 : Coefficients de corrélation entre la température de la rivière et les températures hyporhéiques pour la station MOLONARI 1 a) : Hiver ; b) Eté 109

Figure 2.64 : Coefficients de corrélation entre la température de la rivière et les températures hyporhéiques pour la station MOLONARI 5 a) : Hiver ; b) Eté 110

Figure 2.65 : Synthèse des profils de température de la ZH le long du corridor hydraulique du bassin des Avenelles 113

Figure 3.1: HZ heat gains and losses accross the stream aquifer interface 117

Figure 3.2 : hydro-thermal model mesh and its boundary conditions (*:T(t) time-varying prescribed temperature, calculated based on (Hillel, 1982)) 118

Figure 3.3: Seasonal evolution of temperature profiles over 30 years (interval between profiles 1 month) 122

Figure 3.4: Evolution of temperature profiles for several values of hydraulic conductivity 124

Figure 3.5: Simulated daily average advective fluxes (W m-2) for a heat capacity C=4 106 J m-3 K-1 (the red line is illustrated when Pe=1) 125

Figure 3.6: Simulated daily average conductive fluxes (W m-2) for a heat capacity C=4 106 J m-3 K-1 (the red line is illustrated when Pe=1) 127

Figure 3.7 : Simulated daily average total fluxes (W m-2) for a heat capacity C=4 106 J m-3 K-1 (the red line is illustrated when Pe=1)..... 128

Figure 4.1: Exemple de maillage du modèle hydro-thermique 2D vertical à 4 couches (Station MOLONARI 3) 132

Figure 4.2: Isopotentielles de charges du modèle hydro-thermique avec des conditions aux limites appliquées (Station MOLONARI 3) 133

Figure 4.3 : Étapes de fonctionnement du script d'inversion "Balayage de l'espace des paramètres" 134

Figure 4.4: 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) 135

Figure 4.5: 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)..... 135

Figure 4.6: Quantification des flux hydriques (m s-1) (trait bleu : exfiltration/ trait rouge : infiltration) pour les 5 stations pendant la période (2012-2015)..... 138

Figure 4.7: Quantification des flux de chaleur (W m-2) (trait bleu : perte de chaleur de la ZH/ trait rouge : gain de chaleur de la ZH) pour les 5 stations pendant la période (2012-2015)..... 139

Figure 4.8: Quantification des flux conductif et advectif au droit des 3 stations MOLONARI (2, 3, 4) à l'interface rivière-ZH (flux conductif en rouge, flux advectif en vert, flux total en noir) 141

Figure 4.9 : Quantification des flux conductif et advectif au droit des 3 stations MOLONARI à l'interface ZH-aquifère (2, 3, 4) (flux conductif en rouge, flux advectif en vert, flux total en noir).... 141

Figure 4.10 : Synthèse des flux hydrothermiques échangés entre la nappe et la rivière au droit des stations MOLONARI..... 143

Liste des Tableaux

Tableau 1.1 : Propriétés hydrodynamiques et thermiques des différents faciès 11

Tableau 1.2 : Propriétés hydrodynamiques et thermiques de la zone hyporhéique utilisées dans différentes études 12

Tableau 1.3 : Classes de précision des sondes RTD à une température de 0 °C..... 17

Tableau 1.4 : Modèles 2 D et 3D de transport d'eau et de chaleur 28

Tableau 1.5 : Synthèse des différents flux de chaleurs estimés dans les différentes études (Un flux positif indique un transfert d'énergie de la ZH vers la rivière) 33

Tableau 2.1: Données disponibles sur le bassin (J : journalier, H : horaire) 41

Tableau 2.2 : Mesures hydro-thermiques au droit des stations MOLONARI..... 43

Tableau2.3 : Données de pluie pour la période (2011-2017). Les valeurs maximales et minimales correspondant respectivement à l'année la plus humide et l'année la plus sèche 49

Tableau2.4: Moyennes saisonnières des chroniques de pluie disponibles pour la période (2011-2017)..... 50

Tableau 2.5 : Description des trois périodes d'étude 50

Tableau 2.6 : Débit moyen annuel et débit maximal des différentes stations de jaugeage du bassin des Avenelles pendant la période (2011-2017) 51

Tableau 2.7: Caractéristiques des piézomètres du bassin des Avenelles 58

Tableau 2.8: Données de température de l'air pour les 4 stations de mesure pour la période (2012-2017) pour les stations (Avenelles, Melarchez, Loge et Boissy) 62

Tableau 2.9: Moyennes saisonnières des chroniques de températures de l'air sur les données disponibles entre 2012 et 2017..... 62

Tableau2.10 : Données de température du sol à différentes profondeurs pour les 5 stations de mesure pendant la période 2012-2017..... 63

Tableau 2.11 : Amplitude diurne et moyenne diurne de température en rivière pour chaque mois 65

Tableau 2.12 : Ratios d'amplitude (Az/A0) entre la température moyenne au niveau des différents capteurs (Az1-4) et la température moyenne de la rivière A0 (RD : Rive droite, RG : Rive gauche) 71

Tableau 2.13 : Modification du niveau piézométrique des piézomètres de berge pendant la période de crue (RD : Rive Droite et RG : Rive Gauche) 75

Tableau 2.14 : Modification du niveau piézométrique des piézomètres de berges pendant la Période de crue (RD : Rive Droite, RG : Rive Gauche) 77

Tableau 2.15 : Modification du niveau piézométrique des piézomètres de plateau pendant la période de crue 80

Tableau 2.16 : Coefficient de corrélation maximum et temps de réponse des fonctions de corrélation croisée pluie-niveau piézométrique des berges..... 101

Tableau 2.17: Coefficient de corrélation maximum et temps de réponse des fonctions de corrélation croisée pluie-niveau piézométrique de plateau 103

Tableau 2.18:Coefficient de corrélation maximum des fonctions de corrélation croisée niveau d'eau dans la rivière et le niveau piézométrique des berges 105

Tableau 2.19: Coefficient de corrélation maximum des fonctions de corrélation croisée et le temps de réponse entre le niveau d'eau dans la rivière et le niveau piézométrique 106

Tableau 2.20: Coefficient de corrélation maximum des fonctions de corrélation croisée et le temps de réponse entre la température de la rivière et la température de la zone hyporhéique en hiver (Décembre 2016) et en été (Juillet 2013) 110

Tableau 4.1: Géométrie des modèles 2D 131

Tableau 4.2 : Procédure de balayage de l'espace des paramètres 134

Tableau 4.3: Critères statistiques de la simulation des sections MOLONARI 136

Tableau 4.4: Paramètres hydrothermiques calibrés de la section 3 136

Liste des Symboles

Symbole	Définition	Dimensions
K	Conductivité hydraulique	(m s^{-1})
k	Perméabilité intrinsèque	(m^2)
h_{riv}	Hauteur d'eau dans la rivière	(m)
l	Largeur	(m)
t	Temps	(s)
q	Débit	(m^3 s^{-1})
A	Section de la rivière	(m^2)
g	Accélération de pesanteur	(m s^{-2})
μ	Viscosité dynamique	(Pa s)
S_s	Coefficient d'emmagasinement spécifique	(m^{-1})
U	Vitesse de Darcy	(m s^{-1})
P	Pression interstitielle (Pression d'eau)	Pa
h	Charge hydraulique	(m)
T	Température	(°C)
α	Diffusivité thermique	(m s^{-2})
ρ_w	Masse volumique de l'eau	(kg m^{-3})
ρ_s	Masse volumique du solide	(kg m^{-3})
ρ	Masse volumique du milieu poreux	(kg m^{-3})
λ_w	Conductivité thermique de l'eau	(W m^{-1} k^{-1})
λ_s	Conductivité thermique du solide	(W m^{-1} k^{-1})
λ	Conductivité thermique du milieu poreux	(W m^{-1} k^{-1})
C_w	Capacité calorifique spécifique de l'eau	(J kg^{-1} K^{-1})
C_s	Capacité calorifique spécifique du solide	(J kg^{-1} K^{-1})
C	Capacité calorifique spécifique du milieu poreux	(J kg^{-1} K^{-1})
Φ_{cond}	Flux conductif	(W m^{-2})
Φ_{adv}	Flux advectif	(W m^{-2})
Φ_{tot}	Flux de chaleur total	(W m^{-2})

Résumé

Les interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface sont complexes et jouent un rôle prépondérant dans le fonctionnement et l'état des hydrosystèmes, tant en termes quantitatifs que qualitatifs. Ces deux compartiments interagissent à travers différentes interfaces emboitées depuis l'échelle locale, notamment la zone d'interface rivière-nappe, appelée zone hyporhéique (ZH) jusqu'à l'échelle régionale. La ZH se définit comme un buffer entre les eaux souterraines et les eaux de surface. Les variations des flux d'eau et de température au niveau de cette zone conditionnent les processus biogéochimiques.

Le but de cette thèse est d'améliorer la compréhension du régime thermique et hydrologique de la ZH et de sa variation spatiale. Cette problématique est abordée par l'utilisation de stations de mesures haute fréquence des échanges nappe-rivière (MOLONARI) sur le bassin des Avenelles (sous bassin de la Seine) et de la modélisation. Le bassin des Avenelles est un bassin expérimental comportant de nombreux piézomètres, des stations météorologiques et 5 stations MOLONARI. Les stations MOLONARI sont des sections transversales à la rivière constituée de deux piézomètres dans les berges mesurant la hauteur piézométrique et la température de l'eau, de deux profils de température dans la ZH et d'un suivi de la hauteur d'eau et de la température dans la rivière. Le suivi haute fréquence a permis de réaliser une analyse des données expérimentales présentant le régime hydro-climatique du bassin ainsi que l'évolution spatiale et temporelle du fonctionnement des différents compartiments de l'hydrosystème. L'ensemble de ces études a permis : i) de définir les principales tendances, ii) de comprendre l'évolution du profil thermique au sein de la ZH en fonction du contexte météorologique, iii) d'obtenir de l'information a priori sur les propriétés hydrothermiques de l'aquifère et du lit de la rivière en 1D.

Un cas synthétique a été réalisé afin de caractériser les différents facteurs contrôlant le régime thermique de l'interface nappe rivière et la variation de stocks d'énergie au sein de la ZH. Un modèle 2D transversal en régime transitoire élaboré avec le code de calcul METIS a été construit. Les facteurs testés sont la configuration hydrologique (infiltration, exfiltration), le gradient de température entre la rivière et l'aquifère et les propriétés hydrodynamiques et thermiques de l'aquifère. Les résultats montrent que le facteur le plus dominant est l'impact des variations climatiques à travers les gradients thermiques saisonniers établis entre la rivière et l'aquifère pendant l'hiver et l'été, ensuite l'impact des propriétés hydrodynamiques et thermiques de la ZH en particulier l'influence de la conductivité hydraulique qui contrôle fortement la quantité et la direction des flux de chaleur échangés.

La démarche de modélisation suivie pour le cas synthétique est appliquée au droit des cinq stations MOLONARI. Les données acquises sur ces stations ont été utilisées afin de déterminer les propriétés hydrodynamiques et thermiques de la ZH ainsi que des couches géologiques sous-jacentes par inversion à l'aide du modèle METIS 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.

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 résultats montrent une très grande variabilité spatio-temporelle d'échanges de flux de chaleur au niveau des cinq stations MOLONARI et mettent en évidence le rôle important des propriétés hydrodynamiques et

thermiques de la ZH sur les flux de chaleur en modulant l'influence de facteurs climatiques sur les flux conductifs et l'impact des flux régionaux sur les flux advectifs. Les flux d'énergie totaux échangés à l'interface nappe-rivière au droit des stations MOLONARI varient entre -150 W m^{-2} (cas d'infiltration) et 250 W m^{-2} (cas d'exfiltration). La quantification des flux de chaleur a fourni un nouvel éclairage des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines à l'interface nappe-rivière du bassin des Avenelles. Les résultats ont permis également de remettre en cause le schéma de fonctionnement hydrogéologique du bassin.

Cette thèse a fourni un apport méthodologique important de la mesure de terrain à la modélisation, néanmoins il reste à envisager quelques perspectives en prolongement direct de cette thèse et qui concernent : i) Le changement d'échelle et la spatialisation des paramètres hydrothermiques de l'échelle locale à l'échelle du bassin versant, ii) La mobilisation des modèles locaux afin d'étudier les effets du changement climatique sur les variations hydrothermiques au sein de la ZH, iii) La transférabilité des méthodes appliquées et leur adaptation à des bassins versants d'ampleur régionale sous des contextes socio-économiques.

Mots-clés : Interactions nappe-aquifère, zone critique, zone hyporhéique, fonctionnement hydrothermique, modélisation, mesures in situ.

Remerciements

Tout d'abord je tiens à remercier mes directeurs de thèse Agnès Rivière et Nicolas Flipo pour m'avoir encadrée et pour leurs disponibilités et leurs conseils tout au long de ma thèse. Je les remercie pour leurs encouragements qui m'ont permis de bien mener ce travail. Je tiens à remercier Patrick Goblet pour ses remarques toujours pertinentes et ses encouragements.

Je remercie chaleureusement les membres du jury pour le temps consacré à la lecture de mon manuscrit. Merci donc à à Florentina Moatar, Présidente de mon jury de soutenance, et à Olivier Bour et Fayçal Rejiba, rapporteurs de ma thèse.

Mon doctorat s'est déroulé au sein de l'équipe Systèmes Hydrologiques et Réservoirs du centre de Géosciences de Mines ParisTech. La convivialité qui y règne aura beaucoup contribué à la réussite de ce travail. Je tiens donc à remercier chaleureusement tous les membres permanents. Un grand merci à Aurélien Baudin pour sa grande contribution aux méthodes expérimentales et aux campagnes de terrain. Je tiens à remercier Elisabeth Cordier, Pascal Viennot, Sophie Guillon, Nicolas Gallois et Dominique Bruel. Un grand merci à mes collègues thésards, postdocs et stagiaires du laboratoire avec qui j'ai partagé tant de bons moments. Je tiens à remercier Fulvia, Shuaitao, Mathias, Pierre G, Alexandra, Pierre S, Deniz, Jonathan et Baptiste.

Ce travail de thèse a été réalisé dans le cadre du Piren Seine. Ce programme pluridisciplinaire a permis de nombreuses collaborations. Je tiens à remercier l'ensemble des chercheurs du PIREN-Seine dont les discussions et les travaux m'auront beaucoup apporté. Je remercie également Patrick Ansart, technicien de terrain à Irstea de Boissy le Châtel qui connait très bien le bassin de l'Orgeval et qui m'a tant renseigné et encouragé pendant les missions de terrain.

Enfin, merci à ma famille et mes amis pour m'avoir soutenu durant toute la thèse avec mention spéciale pour mes parents Lamia et Lotfi, mes sœurs Khaoula et Chayma et mon frère Hamza pour leurs encouragements.

Introduction

La caractérisation et la quantification des impacts des changements globaux sur le fonctionnement des hydrosystèmes continentaux, en termes d'écoulement et de transport de matières et d'énergie sont aujourd'hui au cœur des préoccupations des gestionnaires de l'eau et des milieux aquatiques. Depuis deux décennies, les eaux surfaciques et souterraines donnent lieu à des études conjointes. Auparavant, les deux compartiments étaient étudiés séparément du fait de la différence de réactivité de ces deux compartiments. En effet, à l'échelle de l'aquifère, des processus hydrologiques basse fréquence se développent, alors que des processus haute fréquence ont lieu dans les fleuves, rivières et cours d'eau (Flipo et al., 2014). Ces deux compartiments interagissent à travers différentes interfaces emboitées de différentes extensions spatiales depuis l'échelle locale, notamment la zone d'interface rivière-nappe, appelée zone hyporhéique (ZH), jusqu'à l'échelle régionale (Flipo et al., 2014). Dans ces travaux, nous nous intéresserons plus spécifiquement aux têtes de bassin, et plus particulièrement au fonctionnement de la ZH inscrite dans son bassin versant. La ZH se définit comme un buffer entre les eaux souterraines et les eaux de surface (Grimm and Fisher, 1984; Sophocleous, 2002). Les processus physiques et biogéochimiques se déroulant au sein de cette zone contrôlent grandement l'état des milieux aquatiques (Boulton et al., 1998). La température est un des facteurs déterminants de la qualité biogéochimique et écologique (Brunke and Gonser, 1997; Krause et al., 2009). Elle influence fortement la solubilité des différents gaz, la vitesse des réactions biogéochimiques, et les populations biologiques (Rutherford and Hynes, 1987; Stanford et al., 1996). La compréhension de la dynamique du fonctionnement thermique de cette zone d'interface entre les eaux de surface et les eaux souterraines est ainsi un préalable à la caractérisation de son état et de son devenir (Caissie et al., 2014; Menichino and Hester, 2014; Caissie and Luce, 2017). Cette dynamique spatio-temporelle est contrôlée par différents paramètres physiques, morphologiques et météorologiques (Winter, 1998; Sophocleous, 2002; Hester et al., 2009; Swanson and Cardenas, 2010).

Le travail présenté dans ce manuscrit a pour objectif la modélisation de l'hydrodynamique et du fonctionnement thermique du système "eau de surface-zone hyporhéique-aquifère" à l'échelle locale 2D le long d'un réseau hydrographique. Dans ce but, l'identification des processus à l'œuvre, et la détermination des paramètres dont dépendent les variations spatiales et temporelles des profils thermiques de la ZH, ont été menées afin de quantifier l'évolution spatiale et temporelle des flux de chaleur échangés entre la rivière et la ZH le long d'un réseau hydrographique.

Cette étude est appliquée au bassin versant des Avenelles. Le bassin des Avenelles est un site privilégié où de nombreuses études multi-méthodes sont déployées depuis 1962. Situé dans le département de Seine-et-Marne (77), sur le plateau de la Brie, à 70 km à l'est de Paris, le bassin versant des Avenelles est un sous-bassin du bassin versant du Grand Morin, principal affluent de la Marne. Il est affecté par un climat océanique tempéré avec une pluviométrie moyenne annuelle d'environ 700 mm. Le bassin des Avenelles est représentatif de la géomorphologie des bassins incisés propres à l'hydrosystème Seine sur sa zone centrale où les formations tertiaires de l'Oligocène (aquifère de Brie) et de l'Eocène (calcaires du Champigny) sont affleurantes dans les vallées. L'Oligocène est constitué par la nappe des calcaires de Brie, aquifère libre et perché dont le mur est constitué par des argiles vertes imperméables. L'Eocène supérieur est représenté par la nappe du calcaire de Champigny, aquifère à perméabilité de fissure, recouvert sur les plateaux par les marnes supragypseuses. Le bassin est recouvert de dépôts éoliens quaternaires, essentiellement constitués de lentilles de sable et de

limons peu perméables. Le ru des Avenelles est un affluent de rive droite du Grand Morin dans lequel il se jette à 2 km en amont de Coulommiers. Cet émissaire d'une longueur de 11.2 km est constitué par la réunion de deux ruisseaux principaux. L'ensemble des compartiments hydrologiques et hydriques de l'Orgeval sont suivis via un réseau de mesure complet : stations de jaugeage et de mesure de température à l'exutoire de chaque sous-bassin, piézomètres, stations météorologiques réparties sur l'ensemble du bassin et stations d'humidité et de température des sols en surface et en profondeur. Le débit moyen journalier interannuel des Avenelles est de 0.5 $m^3 s^{-1}$ avec un maximum de 26 $m^3 s^{-1}$ et un minimum de 0.02 $m^3 s^{-1}$. Le bassin présente des fluctuations saisonnières de débit typiques des rivières de la Brie ou du centre-est du bassin parisien. Les hautes eaux sont observées en hiver, de décembre à mars inclus (avec un maximum en février), et les basses eaux en été, de juillet à septembre (minimum au mois d'août et septembre). Les hauteurs d'eau mesurées des nappes suivent les mêmes fluctuations saisonnières que les débits. Une synthèse de l'ensemble des données de carottages, réalisés dans le cadre du programme PIREN-Seine, et des interprétations des prospections géophysiques ont été réalisées en 2012 dans le but de déterminer l'influence du contexte hydrogéologique sur la connectivité nappes/rivières au niveau de la vallée incisée des Avenelles et de définir les sites représentatifs des hétérogénéités de connectivités. Suite à cette étude, 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 réseau hydrographique des Avenelles dans le but d'appréhender le fonctionnement de l'interface nappe-rivière Chaque station MOLONARI comprend un ou deux piézomètres de bordure équipés par des sondes de mesure de température et de pression, une sonde de pression et de température du cours d'eau et deux dispositifs de mesure de profils verticaux de température dans la ZH.

Le présent mémoire est structuré en 4 Chapitres :

Le Chapitre 1 présente le contexte scientifique dans lequel s'inscrit cette étude. Il est divisé en quatre parties. La partie 1 vise à préciser les concepts d'hydrosystème, de compartiments fonctionnels et de zone hyporhéique. La partie 2 présente les principaux processus physiques impliqués dans les échanges d'eau et de chaleur entre le cours d'eau et la zone hyporhéique. Les équations de base sont explicitées ainsi que les paramètres dont elles dépendent. Les variations temporelles des forçages hydrodynamiques et climatiques sont précisées (journalières et interannuelles). La partie 3 est consacrée aux méthodes classiquement proposées pour étudier cette problématique. La description et l'analyse des mesures de terrain, et des modèles analytiques et numériques les plus souvent utilisés, permettent d'alimenter la réflexion visant à retenir la démarche la plus adaptée à cette étude. La partie 4 est une synthèse des différentes estimations des flux de chaleur obtenus dans des études antérieures dans différents contextes hydrogéologiques et climatiques.

Le chapitre 2 donne une première vision du fonctionnement hydrodynamique et thermique de la ZH des Avenelles à l'aide des mesures en continu de terrain. La première partie est une description générale du site d'étude. La stratégie d'échantillonnage est décrite dans la partie 2. Celle-ci présente les différents dispositifs de mesure en place sur le bassin ainsi que le développement d'un nouveau capteur de mesure des échanges nappe-rivière mobile. Les données de terrain acquises ainsi que celles de la BDOH du GIS Oracle sont présentées et interprétées dans les parties 4 et 5. Le suivi de la variation des écarts entre les niveaux d'eau des piézomètres de bordure et de la rivière montre, pour la période d'avril 2012 à août 2017, une variabilité spatio-temporelle des échanges d'eau et d'énergie entre le cours d'eau et la ZH.

Le chapitre 3 est le premier jet d'un article. Il présente la démarche générale de modélisation. Un modèle de transport d'eau et de chaleur (2D) (METIS) couplé à un script de balayage de l'espace des paramètres est utilisé afin d'évaluer, pour un cas, sous climat océanique tempéré, la sensibilité des flux de chaleur aux forçages hydro-climatiques ainsi qu'aux propriétés hydrodynamiques et thermiques à travers un cas synthétique, soit un ordre 2 de Strahler, soumis à des conditions climatiques tempérées. Les deux composantes, conductive et advective, du flux de chaleur total ainsi que la variation du stock d'énergie à l'interface nappe-rivière sont évalués sous différents contextes hydrogéologiques et climatiques. Les résultats mettent en évidence en premier lieu l'impact direct des conditions climatiques sur les flux de chaleur échangés à travers les différents gradients thermiques saisonniers. Le rôle des propriétés hydrodynamiques et thermiques du milieu poreux, en particulier la conductivité hydraulique, sur les flux de chaleur échangés est quantifié.

Le chapitre 4 est dédié à l'analyse et à l'interprétation des données de terrain obtenues au niveau des 5 ZH échantillonnées au pas de temps de 15 min depuis 2012. A chaque station, une première calibration par inversion de données est réalisée afin de déterminer les propriétés hydrothermiques de la ZH et des couches géologiques sous-jacentes. Afin de renforcer la robustesse des modèles locaux, la calibration par inversion est réalisée en contexte d'infiltration et les modèles sont ensuite validés en contexte d'exfiltration. Ces résultats permettent de comprendre le fonctionnement thermique pluriannuel de chaque station. Les résultats montrent une très grande variabilité spatio-temporelle d'échanges de flux de chaleur au niveau des cinq stations MOLONARI et mettent en évidence que les propriétés hydrodynamiques et thermiques de la zone hyporhéique jouent un rôle important sur les flux de chaleur en modulant l'influence de facteurs climatiques sur les flux conductifs et l'impact des flux régionaux sur les flux advectifs.

1 Chapitre 1 : État de l'art du fonctionnement hydrothermique de la zone hyporhéique

Résumé

Beaucoup d'études ont montré l'avantage de l'utilisation de la méthode thermique dans les études des interactions nappe-rivière (Constantz, 1998; Briggs et al., 2012; Caissie and Luce, 2017) *du fait que la température est un paramètre crucial dans la plupart des réactions biogéochimiques et contraint le fonctionnement écologique du cours d'eau. La méthode thermique permet donc d'étudier les propriétés hydrothermiques de la zone hyporhéique (ZH) et de quantifier les flux d'eau et de chaleur hyporhéiques* (Halloran et al., 2016) *à différentes échelles de temps* (Goto et al., 2005). *C'est dans ce contexte que s'inscrit le chapitre 1 qui présente les principaux processus physiques impliqués dans les échanges d'eau et de chaleur entre le cours d'eau et la zone hyporhéique et les méthodes classiquement proposées pour étudier cette problématique. Ce chapitre présente également une synthèse des différentes estimations des flux de chaleur obtenus dans des études antérieures dans différents contextes hydrogéologiques et climatiques.*

1.1 Zone hyporhéique: Contexte général

Les interfaces nappes-rivière contrôlent les flux d'échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface, les flux biogéochimiques et le fonctionnement des écosystèmes et leur rôle dans le maintien de la qualité de l'eau souterraine et de surface. Dans des perspectives de gestion des ressources en eaux, il convient de caractériser les échanges nappe-rivière. Depuis deux décennies, les eaux surfaciques et souterraines donnent cours à des études conjointes. Auparavant, les deux compartiments étaient étudiés séparément du fait de la différence de réaction de ces deux compartiments ; à l'échelle de l'aquifère, des processus hydrologiques basse fréquence se développent et dans les cours d'eau, les processus hydrologiques haute fréquence se réalisent. Ces deux compartiments interagissent à travers différentes interfaces emboitées de différentes extensions spatiales de l'échelle locale [10 cm – 10 m] à l'échelle continentale [> 10 mKm^2] avec des échelles intermédiaires (Flipo et al., 2014) (Fig. 1.1).

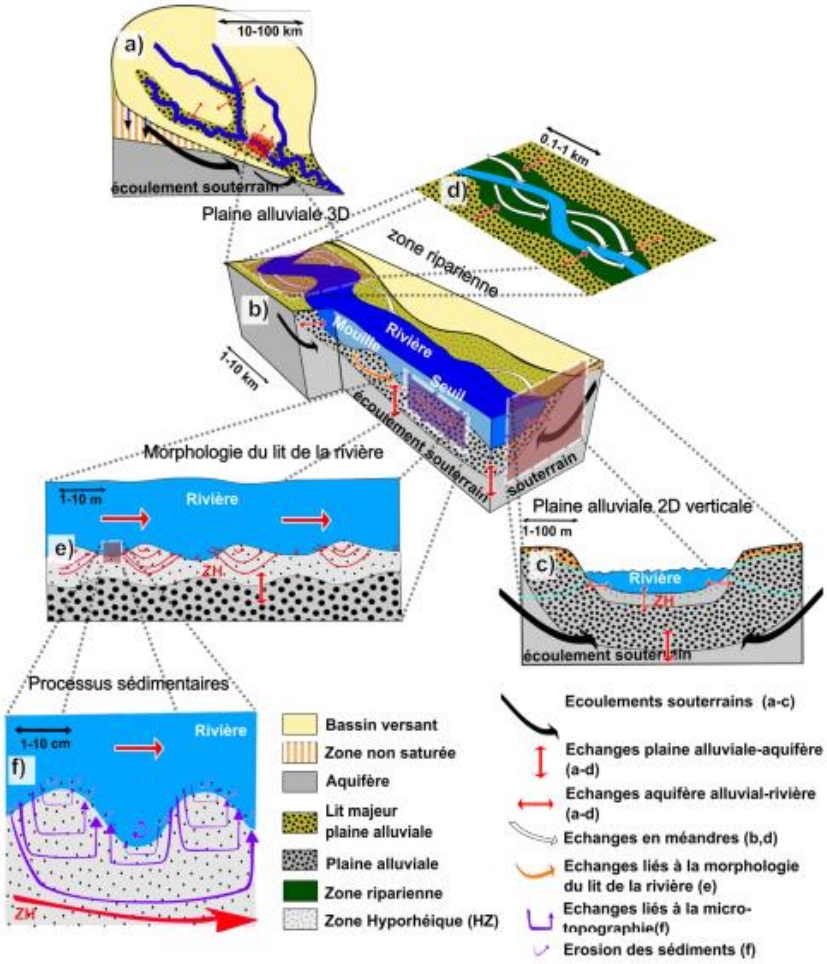

Figure 1.1 : Echelles emboitées des interfaces nappe-rivière (Stonedahl et al., 2010) ***modifié par*** (Flipo et al., 2014)***. Schématisation multi-échelle des échanges nappe-rivière, depuis a) l'hydrosystème jusqu'à f) l'interface eau-sédiment, en passant par b-d) la plaine alluviale et e) le long du lit de la rivière.***

L'interface nappe-rivière est représentée par la zone hyporhéique (ZH) à l'échelle locale (Flipo et al., 2014). Pour cette interface, il n'y a pas de définition conceptuelle unique en raison de différentes terminologies, méthodologies et dogmes utilisés par les différentes disciplines qui intègrent l'hydrogéologie, la bio-géochimie et l'écologie. Une avancée importante a été l'étude du rôle central de l'échange hydrologique entre les eaux souterraines et les eaux de surface dans la détermination de la biogéochimie et de la faune de la ZH (Valett et al., 1993). "Le Concept du Corridor Hyporhéique " (HCC) a été proposé par (Stanford and Ward, 1993) qui a mis l'accent sur la connexion et l'interaction entre la ZH et le bassin hydrographique.

La ZH est une zone où les frontières sont difficiles à définir (Westhoff et al., 2011). Il peut y avoir des interactions hydrologiques complexes qui peuvent affecter le pourcentage de saturation de cette zone en particulier les variations saisonnières qui peuvent affecter l'extension et la taille de la ZH (Fraser and Williams, 1997). En se basant sur des tests de traceurs, Conant (2004) a trouvé des indications montrant le mélange des eaux de rivière et d'aquifère à une profondeur supérieure à 0.3 m en dessous du lit de la rivière. White (1993) définit la ZH comme un espace interstitiel saturé au-dessous du lit de la rivière qui contient une proportion d'eau de surface. La ZH a des caractéristiques hydrologiques, thermiques, chimiques et métaboliques qui sont uniques et ne sont spécifiques qu'à cette zone (Boulton et al., 1998). Cette zone est définie aussi comme un environnement relativement occupé par des groupes invertébrés et fournit plusieurs services écologiques, jouant un rôle important

dans les échanges de matière et d'énergie entre la surface et le souterrain (Gibert et al., 1990), dans la régulation thermique et la régulation des flux d'eau. La ZH assure aussi les refuges benthiques des invertébrés (Poole and Stewart, 1976; William and Hynes, 1976), la transformation de la matière organique et l'écologie du cours d'eau (Evans and Petts, 1997). Cette zone peut même atténuer les effets des apports anthropiques dans les cours d'eau comme les apports chimiques sous certaines circonstances (Brunke and Gonser, 1997). Les échanges hyporhéiques sont assurés par infiltration des eaux de surface à travers le lit de la rivière ou par exfiltration des eaux souterraines (Malard et al., 2002). Les eaux souterraines exfiltrantes fournissent des nutriments aux organismes de surface alors que les eaux de surface infiltrantes fournissent de l'oxygène dissous ainsi que de la matière organique aux microbes et les invertébrés de la ZH (Boulton et al., 1998). Les principaux gradients environnementaux observés au niveau de la ZH sont le gradient chimique (oxygène dissous, nutriments) et le gradient thermique (Brunke and Gonser, 1997; Sophocleous, 2002) (Fig. 1.2).

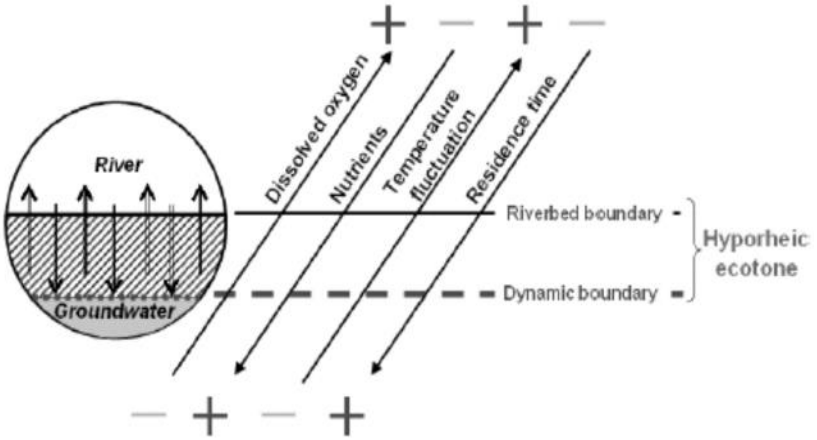

Figure 1.2 : Représentation schématique des échanges des flux hyporhéiques et les gradients environnementaux associés entre la rivière et l'aquifère (Anibas, 2011)***, d'après*** (Chou, 2009)

Parsons et al. (1970) a divisé le domaine souterrain en 2 zones caractérisées par leur régime thermique : Une zone superficielle et une zone géothermique. Au niveau de la zone superficielle, les températures sont influencées par les variations diurnes et saisonnières des facteurs atmosphériques (Anderson, 2005). Cependant, au niveau de la zone géothermique, les profils de températures ne sont pas influencés par les variations saisonnières. Les températures souterraines dans cette zone suivent le gradient géothermique et indiquent une augmentation de température de l'ordre de 1°C tous les 20 à 40 m. Des changements au niveau des flux souterrains ainsi que la conductivité thermique peuvent affecter le profil thermique de la zone géothermique. Dans cette étude on ne se concentre que sur les échanges des flux d'eau et de chaleur dans la zone superficielle en particulier au niveau de la ZH.

Les flux d'eau et de chaleur hyporhéiques sont importants dans plusieurs processus hydrologiques (Caissie and Luce, 2017) tels que le transport des solutés et des contaminants ainsi que l'intensité des événements hydrologiques (Bencala, 2000). Ces flux influencent le régime thermique de la zone hyporhéique (Poole and Berman, 2001; Luce et al., 2014). De ce fait, des analyses du bilan d'énergie de la ZH sont requises (Westhoff et al., 2011) afin de quantifier et d'analyser la contribution relative de chaque terme du bilan conductif et advectif et leur impact sur les profils thermiques hyporhéiques. Les bilans d'énergie nécessitent des informations détaillées sur les variations spatiales et temporelles de la température hyporhéique ainsi que les processus dominants qui contrôlent cette température et donc ses flux d'énergie associés.

1.2 Régime thermique de la zone hyporhéique

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 (Rutherford and Hynes, 1987; Stanford et al., 1996), la teneur en oxygène dissous (Koncan et al., 1991) ainsi que le contrôle du fonctionnement physiologique des espèces aquatiques et leurs zones de distribution (Williams and Hynes, 1974). Par exemple, lorsque la température de l'eau augmente, la quantité d'oxygène dissous dans la rivière diminue. Beaucoup d'organismes aquatiques dépendent de l'oxygène dissous pour respirer (Ringler and Hall, 1975). Une période de basses eaux avec des températures élevées met en danger la santé de ces organismes (Fernald et al., 2001). Des espèces de poisson tel que le saumon ne peuvent pas vivre à des températures supérieures à 18°C (Carter, 2005). L'effet de refroidissement des échanges hyporhéiques pendant cette période est d'une grande importance écologique (Fernald et al., 2001). Typiquement en été, la ZH présente des températures moins élevées que celles de la surface vu le pouvoir tampon du souterrain qui l'isole du contact direct avec l'atmosphère (Arrigoni et al., 2008). Par conséquent, il est important de comprendre la variabilité spatio-temporelle des processus physiques influençant la température dans la ZH dont les variations sont fortement liées aux conditions météorologiques et géologiques. Un régime thermique hyporhéique relativement stable est essentiel pour le développement et la survie des micro-organismes aquatiques (Malcolm et al., 2002).

En effet, la dynamique spatio-temporelle du régime thermique de la ZH est influencée par plusieurs facteurs tels que les variations des flux d'échange, la forme du lit de la rivière et la nature des faciès (White et al., 1987; Williams, 1989) ainsi que la croissance saisonnière de la végétation (Hendricks and White, 1988) qui peuvent causer de fortes hétérogénéités thermiques au sein de la ZH (Hester et al., 2009; Swanson and Cardenas, 2010).

Beaucoup d'études ont utilisé la température comme traceur pour étudier les flux d'eau entre la surface et le souterrain dans la ZH (Anderson, 2005; Constantz, 2008a) alors que peu d'études ont quantifié les flux de chaleur hyporhéiques. Dans ces études, les flux conductifs sont généralement estimés en fonction directe du gradient de température dans le lit de la rivière (Hondzo and Stefan, 1994) et les flux advectifs sont calculés soit en fonction de la différence de température entre la rivière et l'aquifère (Hebert et al., 2011), soit en fonction de la température des eaux souterraines dans le cas d'une exfiltration et en fonction de la température de la rivière en cas d'infiltration (Caissie et al., 2014). Ce qui fait que ces deux approches produisent des flux advectifs de différentes quantités et différents signes (Kurylyk et al., 2016). Un couplage rigoureux de l'écoulement des eaux avec le transfert de chaleur est donc requis afin de bien évaluer les mécanismes qui régissent la variation des flux de chaleur au sein de la ZH.

1.3 Transport de chaleur: Théorie et équations

1.3.1 Équations de transport

1.3.1.1 La conduction

La conduction a lieu lorsqu'il existe un gradient de température dans le milieu qui provoque un flux de chaleur ayant pour effet d'atténuer ce gradient (Bear, 1972). Le transport de chaleur par conduction est décrit par la loi de Fourier (Eq. 1.1) :

$$\boldsymbol{\Phi_{cond}} = -\boldsymbol{\lambda}\,\overrightarrow{\boldsymbol{grad}\,\boldsymbol{T}} \qquad \textbf{(Équation 1.1)}$$

Où ϕ_{cond} est le flux conductif (W m^{-2}), λ est la conductivité thermique du milieu poreux (W m^{-1} K^{-1}) et T est la température (K).

1.3.1.2 L'advection

L'advection est un mécanisme de transport d'énergie qui est dû au mouvement du fluide à l'intérieur du milieu sous l'action des forces diverses (gradient de charge, gravité, pression imposée, gradient de densité) (Bear, 1972). Il existe deux types d'advection :

Lorsque le champ d'écoulement est causé par des forces extérieures (gradient de charge, pompage, injection), l'advection est dite forcée et lorsque le mouvement de l'eau est dû à des variations de densité provoquées par les gradients de température, l'advection est dite naturelle. (Gauthier, 1993; Rajandrea and Di Molfetta, 2007). Le flux advectif est déterminé à l'aide de la vitesse de Darcy selon l'Eq. 1.2 :

$$\boldsymbol{\Phi_{adv} = \rho_w C_w q T} \qquad \textit{(Équation 1.2)}$$

Où ϕ_{adv} est le flux advectif (W m^{-2}), ρ_w est la densité volumique de l'eau (kg m^{-3}), C_w est la capacité calorifique spécifique de l'eau (J kg^{-1} K^{-1}) et q est la vitesse de Darcy (m s^{-1}).

En outre, le transfert de chaleur par dispersion thermique se produit en raison d'une différence d'advection à l'échelle des pores et en raison des hétérogénéités du champ de perméabilité à des échelles macroscopiques (Nelson, 2011). L'hétérogénéité des vitesses dans le milieu poreux est la cause principale du processus de dispersion (Gauthier, 1993). Pratiquement, l'effet de l'hétérogénéité croit naturellement avec l'échelle considérée et peut être négligé à l'échelle locale en raison de la dominance de la diffusion thermique. De ce fait, la dispersion thermique est négligée dans cette étude.

1.3.1.3 Transport couplé

Les processus de transport de chaleur dans la zone hyporhéique sont décrits par le couplage des deux équations suivantes (Eq. 1.3 et Eq. 1.4) :

$$\boldsymbol{div}\left(\frac{k\rho_w g}{\mu}\left(\overrightarrow{\boldsymbol{grad}}(\boldsymbol{P}) + \boldsymbol{\rho_w g}\overrightarrow{\boldsymbol{grad}}(\boldsymbol{z})\right)\right) = \boldsymbol{S_s}\frac{\partial \boldsymbol{P}}{\partial \boldsymbol{t}} \qquad \textit{(Équation 1.3)}$$

Où k est la perméabilité intrinsèque (m^2), t est le temps (s), S_s est le coefficient d'emmagasinement spécifique (m^{-1}), ρ_w est la masse volumique du fluide (kg m^{-3}), g est l'accélération de pesanteur (m s^{-2}), P est la pression (Pa), μ est la viscosité dynamique de l'eau (Pa s).

$$\boldsymbol{div}[\,\boldsymbol{\lambda grad}(\boldsymbol{T}) - \boldsymbol{\rho_w C_w q T}] = \boldsymbol{\rho C}\frac{\partial \boldsymbol{T}}{\partial \boldsymbol{t}} \qquad \textit{(Équation 1.4)}$$

Où T est température (K), λ est la conductivité thermique du milieu poreux (W m^{-1} K^{-1}), ρ_w est la densité volumique de l'eau (kg m^{-3}), ρ est la densité volumique du milieu poreux (kg m^{-3}), C_w est la capacité calorifique spécifique de l'eau (J kg^{-1} K^{-1}), C est la capacité calorifique du milieu poreux (J kg^{-1} K^{-1}), t est le temps (s) et q est la vitesse de Darcy (m s-1).

Le premier terme de l'Eq.1.4 représente le transfert de chaleur par conduction (analogue au transport des solutés par diffusion moléculaire) et le deuxième terme de l'Eq. 1.4 représente le transfert de chaleur par advection.

La relative importance de l'advection par rapport à la conduction peut être évaluée par le nombre de Peclet qui est donné par l'Eq. 1.5 (Anderson, 2005) :

$$Pe = \frac{\rho_w C_w q L}{\lambda}$$ ***(Équation 1.5)***

Avec L est la longueur caractéristique (m).

Le nombre de Peclet dépend de la géométrie de la ZH, des propriétés hydrodynamiques et thermiques ainsi que des périodes de forçage thermique (Cardenas and Wilson, 2007). Pour Pe > 1, l'advection est dominante et pour Pe < 1, la conduction est dominante (Anderson, 2005).

Les modèles de transport de chaleur dans la zone hyporhéique nécessitent la définition à la fois des propriétés hydrothermiques du milieu poreux ainsi que des conditions aux limites en température et charge hydraulique dans la rivière et l'aquifère.

1.3.2 Propriétés hydrothermiques du milieu poreux

La conductivité hydraulique des sédiments varie de plusieurs ordres de grandeur alors que les paramètres thermiques varient peu (Stonestrom and Constantz, 2003). Les paramètres thermiques sont rarement mesurés au niveau du lit de la rivière et des valeurs de la littérature sont généralement utilisées dans les études. Des tests de sensibilité sont effectués afin de déterminer l'impact de chaque paramètre sur le transfert de chaleur dans la ZH (Lancaster et al., 2005; Constantz, 2008a).

1.3.2.1 Conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique est une propriété du milieu poreux qui dépend de la taille du pore (Bear, 1972) et aussi de la température due au changement de la densité de l'eau et de la viscosité (Muskat, 1937). Elle permet de mesurer la capacité du milieu poreux à transmettre de l'eau. Les conductivités hydrauliques de milieu poreux varient largement de 10^{-2} m s^{-1} pour les graviers à 10^{-13} m s^{-1} pour les argiles (Tab. 1.1). On considère une conductivité hydraulique isotrope dans cette étude.

1.3.2.2 Capacité calorifique

La capacité calorifique est la capacité du milieu poreux à absorber ou restituer de l'énergie suite à une variation de la température et donc elle présente la quantité d'énergie thermique qu'une substance peut absorber par unité de masse. Les unités de la capacité calorifique sont énergie par unité de masse divisée par la température en Kelvin. Le produit de la capacité calorifique spécifique et la densité volumique est la capacité calorifique volumétrique qui varie approximativement de 0.8 10^6 à 4.2 10^6 J m^{-3} K^{-1} pour les sédiments (deVries, 1963).

La capacité calorifique volumétrique du milieu poreux est calculée par la moyenne arithmétique pondérée de celle du solide ($\rho_s C_s$) et celle de l'eau ($\rho_w C_w$) (Domenico and Schwartz, 1990; Anderson, 2005) (Eq. 1.6) :

$$\rho C = \omega\, \rho_w C_w + (1-\omega)\, \rho_s C_s$$ ***(Équation 1.6)***

Où ω est la porosité (-), ρ_s est la densité volumique du solide (kg m^{-3}) et C_s est la capacité calorifique du solide (J kg^{-1} K^{-1}).

1.3.2.3 Conductivité thermique

La conductivité thermique est la capacité d'un matériel à transmettre de la chaleur par conduction en fonction du gradient thermique. La valeur peut être obtenue grâce à des études en laboratoire (Horai and Simmons, 1969; Horai, 1971; Sass et al., 1971; DiSipio et al., 2013). La conductivité thermique du milieu poreux varie en fonction de la texture et du niveau de saturation. Les valeurs de

la conductivité thermique peuvent varier de 0.25 W m^{-1} K^{-1} pour des argiles à 8.8 W m^{-1} K^{-1} pour des sables quartzites (Tab. 1.1).

La moyenne volumétrique géométrique pondérée du solide et de l'eau est utilisée pour calculer la conductivité thermique du milieu poreux (Woodside and Messmer, 1961) (Eq.1.7) :

$$\lambda = \lambda_s (1-\omega) * \lambda_w \omega \qquad \textit{(Équation 1.7)}$$

Où λ_w est la conductivité thermique de l'eau (W m^{-1} K^{-1}) et λ_s est la conductivité thermique du solide (W m^{-1} K^{-1}).

1.3.2.4 Diffusivité thermique

Le ratio de la conductivité thermique du milieu poreux par la capacité calorifique est la diffusivité thermique donnée par l'Eq. 1.8. Une petite valeur de α indique que le sédiment a une plus forte capacité à emmagasiner de l'énergie qu'à la transférer.

$$\alpha = \frac{\lambda}{\rho C} \qquad \textit{(Équation 1.8)}$$

α est la diffusivité thermique en (m^2 s^{-1}).

Le Tab 1.1 présente des valeurs des propriétés hydrothermiques (conductivité hydraulique, porosité, densité du solide, capacité calorifique du solide, conductivité thermique du solide) pour différents faciès (graviers, sable, calcaires, argile, limons, marne).

Le Tab. 1.2 montre les propriétés hydrodynamiques et thermiques des différents faciès de la ZH dans différents sites étudiés dans la littérature. La ZH est composée de sédiments tels que le sable, les graviers, des sols organiques ou d'autres sédiments perméables. Les valeurs de conductivité hydraulique au sein de la ZH varient de plusieurs ordres de grandeur entre les différents sites étudiés [10^{-7} - 10^{-3} m s^{-1}] ; la porosité varie entre 0.15 et 0.42, la capacité calorifique volumétrique du milieu poreux varie entre 1.1 10^6 J K^{-1} m^{-3} et 2.8 10^6 J K^{-1} m^{-3} et la conductivité thermique du milieu poreux varie entre 1.23 et 3.89 W m^{-1} K^{-1}. Les paramètres varient entre valeurs mesurées et calibrées.

Tableau 1.1 : Propriétés hydrodynamiques et thermiques des différents faciès

Faciès	K (m s^{-1})	ω (-)	ρ_s (kg m^{-3})	C_s (J kg^{-1} K^{-1})	λ_s (W m^{-1} K^{-1})
Graviers	[1.10^{-5} - 1.10^{-2}] [b, d]	[0.15 - 0.40] [e, f, n]	1600[o]	920[a]	[1.4 - 2.4] [n, o]
Sable	[2.10^{-7}- 1.10^{-4}] [b, d, p, u]	[0.15 - 0.5] [e, f, p, n, s]	[1776 - 2660] [a, p, q, r, s]	[733 - 1083] [a, g, h, i, p, q, r]	[1.4 - 8.8] [a, c, d, p, i, j, s]
Calcaires	[1.10^{-9}- 6.10^{-6}] [b]	0.2[e]	2770[a]	[815 - 880] [a]	[2 - 4] [l, t]
Argile	[10^{-13} - 10^{-9}] [b, d]	[0.34 - 0.57] [e, f, s]	2680[a]	[850 - 860] [a]	[0.25 - 2.9][c, s]
Limons/Silt	[1.10^{-9}- 2.10^{-5}] [b]	[0.34 - 0.61] [f]	2540[a]	840[a]	[1.2 - 2.2] [k]
Marnes	[1.10^{-11}- 6.10^{-8}] [b]	0.4[e]	2720[a]	950[a]	2.5[m]

a:(Waples and Waples, 2004)*, b:*(Domenico and Schwartz, 1990)*, c:* (Domenico and Schwartz, 1998)*, d:*(Marsily, 1981)*, e:*(Heath, 1983)*, f :*(Morris and Johnson, 1967)*, g :*(Hillel, 1980)*, h :*(Jury and Horton., 2004)*; i:*(Wijk and Vries, 1966)*, j:*(Horai and Simmons, 1969)*, k:*(Caissie et al., 2014)*, l:*(Deming, 2002)*, m:*(Di Sipio et al., 2013) *; n:* (Dalla Santa et al., 2017) *; o :*(Munz et al., 2016)*, p :* (Halloran et al., 2016)*; q:*(Irvine et al., 2016)*, r :*(Wilson et al., 2016)*, s:*(Hayashi and Rosenberry, 2014)*,t:*(Clark, 1966) *u:* (Schroth et al., 1996)

Tableau 1.2 : Propriétés hydrodynamiques et thermiques de la zone hyporhéique utilisées dans différentes études

ZH	Facies	Site	Propriétés hydrodynamiques		Propriétés thermiques					Références
			Conductivité hydraulique ($m\ s^{-1}$)	Porosité	Capacité calorifique du solide ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$)	Conductivité thermique du solide ($W\ m^{-1}\ K^{-1}$)	Densité du solide ($kg\ m^{-3}$)	Capacité calorifique de la matrice liquide/solide ($J\ m^{-3}\ K^{-1}$)	Conductivité thermique de la matrice liquide/ solide ($W\ m^{-1}\ K^{-1}$)	
Homogène	*Sable*	*Australie*	*$1.16\ 10^{-4}$*	*0.33*	*1183*	*1.8*	*1776*			Halloran et al. (2016)
		Rivière Haughton, Australie			*731-1042*	*7.7-8.8*	*2640-2660*			Irvine et al. (2016)
		Rivière du Cape Cod, Etats unis		*0.38*				*$2.8\ 10^{6}$*	*1.69-3.89*	Rosenberry et al. (2016)
		Québec, Canada	*10^{-4}*	*0.3-0.34*	*400-605*	*0.65-3.57*				Raymond et al. (2011)
		Centre Illinois, Etats unis	*$2\ 10^{-7}$– $2\ 10^{-4}$*	*0.25-0.5*				*$1.1\ 10^{6}$ – $1.3\ 10^{6}$*	*1.4 – 2.9*	(Bastola and Peterson,
		Rivière Flandres, Belgique		*0.35-0.42*				*$2.7\ 10^{6}$*	*1.8*	Anibas et al. (2009)
	Graviers	*Centre Illinois, Etats unis*	*$3\ 10^{-4}$ – $3\ 10^{-2}$*	*0.15-0.35*				*$1.1\ 10^{6}$ – $1.3\ 10^{6}$*	*1.4 – 2.11*	(Bastola and Peterson,
		Allemagne	*$3.5\ 10^{-4}$*	*0.35*				*$2.6\ 10^{6}$*	*2.2*	Munz et al. (2016)
	Graviers avec du sable avec un peu de silt	*New York. Etats unis*		*0.2*				*$2.09\ 10^{6}$*	*2.26*	Gordon et al. (2012)
Hétérogène	Graviers avec du sable	*Jaramilo creek, Etats unis*	*$3.2\ 10^{-5}$*	*0.3*			*2650*		*1.23*	Swanson and Cardenas (2010)
	Graviers avec du sable avec	*Rivière Thur (nord de Suisse)*	*$9\ 10^{-3}$*	*0.25*	*733*	*4.47*	*2680*			Vogt et al. (2012)
	Graviers avec du sable avec	*Bassin expérimental de*	*$1.05\ 10^{-5}$*	*0.3*				*$1.9\ 10^{6}$*	*1.9*	Birkel et al. (2015)

1.3.2.5 Influence de la variation des propriétés hydrothermiques sur l'évolution des profils thermiques et des flux de chaleur associés au sein de la ZH

La variation des paramètres hydrothermiques a un impact sur les flux de chaleur échangés entre la rivière et la nappe et donc sur la variation des profils thermiques dans la ZH.

Etant donné que la conductivité hydraulique varie de plusieurs ordres de grandeurs, elle influence fortement les échanges hyporhéiques (Menichino and Hester, 2014). La variation spatiale de la conductivité hydraulique peut mener à des températures hyporhéiques hétérogènes (Schmidt et al., 2006). Les températures hyporhéiques ainsi que les flux de chaleur échangés entre la rivière et la nappe fluctuent plus rapidement pour une conductivité hydraulique (Lancaster et al., 2005) plus élevée. Les conductivités hydrauliques contrôlent les vitesses de Darcy et par ce fait le terme advectif. Ce transfert rapide de chaleur peut créer un gradient thermique plus large entre la rivière et la nappe et donc favorise aussi la conduction de chaleur (Lancaster et al., 2005).

Au niveau de la ZH, la conductivité hydraulique peut être modifiée par les processus biologiques. En effet la formation du biofilm peut réduire la perméabilité (Findlay and Sobczak, 2000) alors que le remaniement local des sédiments par les macrovertébrés peut augmenter la perméabilité relativement (Boulton, 2000). De plus, les processus chimiques peuvent engendrer une précipitation des minéraux ou une dissolution qui peuvent augmenter ou diminuer la perméabilité respectivement (Fuller and Harvey, 2000).

La variation des paramètres thermiques a un impact sur les amplitudes thermiques et le déphasage entre la température de la rivière et les températures à différentes profondeurs de la ZH, elle a aussi un impact sur le gradient de température entre la surface et la ZH (Hatch et al., 2006). Constantz et al. (2003) et Shanafield et al. (2011) ont montré que les incertitudes des propriétés thermiques et des températures peuvent engendrer des erreurs relatives dans les estimations des flux d'eau en particulier dans des milieux à faible débit et lorsque la conduction est dominante.

Généralement pour une conductivité thermique plus élevée, une variation de température plus élevée est observée dans la ZH pour une même variation de température dans la rivière. Plus la capacité du sédiment à conduire de la chaleur est grande plus la variation de température dans la ZH est importante. La variabilité locale de la conductivité thermique est associée à des changements dans la composition du sédiment par exemple une présence de matière organique dans les sédiments. Cette hétérogénéité est responsable de la diminution de la conductivité thermique du milieu poreux (Duque et al., 2016). Une grande proportion de dépôts organiques dans la ZH peut engendrer une sous-estimation de la conductivité thermique (Duque et al., 2016). Des études montrent que la variabilité de la conductivité thermique doit être surtout considérée dans des environnements où les flux d'eau sont faibles (Constantz et al., 2003). Cela peut contribuer à une meilleure compréhension des échanges d'eau nappe-rivière.

La combinaison entre la capacité calorifique spécifique et la densité a également un impact sur la variation des températures et donc sur les flux de chaleur échangés. Ces effets sont la variation de l'accumulation ou de la libération d'énergie lors de la variation de la température.

1.3.3 Variations des gradients thermique et hydrique au sein de la ZH

Une meilleure connaissance de l'influence des gradients thermiques et hydrique sur la variation de la température et des flux de chaleur permet une meilleure évaluation des flux d'échange calculés.

1.3.3.1 Variation du gradient thermique entre la rivière et l'aquifère

Les variations de température dans les cours d'eau sont typiquement liées aux variations journalières et saisonnières du rayonnement solaire et de la température de l'air. La réduction de la végétation entraine une réduction de l'ombrage et une augmentation de la quantité du rayonnement solaire auxquelles les cours d'eau sont exposés (Sinokrot and Stefan, 1993).

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 du milieu poreux ainsi que par la vitesse de l'écoulement. L'atténuation est ainsi contrôlée par la capacité calorifique volumétrique des sédiments et la vitesse d'écoulement des eaux (Constantz, 2008a).

Bien que la température dans la rivière varie saisonnièrement et d'une manière diurne, la température de l'aquifère reste constante à une température approximative égale à la température moyenne annuelle de l'air (Boyd and Kasper, 2003). La température des eaux souterraines est généralement stable par rapport à celle des rivières et des cours d'eau. Elles présentent uniquement des variations saisonnières qui sont légèrement décalées. Lee (2006) montre que la température devient très stable en dessous de 3 à 5 mètres de profondeur dans un site à Seoul. Les nappes alluviales ont une température peu variable dès qu'elles sont situées à une distance de la surface de quelques mètres. Si l'aquifère est en contact direct avec un cours d'eau, la température du cours d'eau a une influence marquée sur les variations de température des eaux souterraines. Cette température peut dépendre superficiellement des échanges thermiques avec l'atmosphère (Leach and Moore, 2014). La température de la ZH est généralement moins élevée que la rivière en printemps et en été et plus élevée en hiver et en automne (Evans and Petts, 1997; Poole et al., 2008). Les précipitations, l'activité anthropique ainsi que les changements climatiques peuvent engendrer des changements de température non périodiques de la rivière et de l'aquifère (Anibas, 2011).

1.3.3.2 Variation temporelle de la température

Le degré d'atténuation de la variation de la température dans la ZH dépend de la vitesse des flux des eaux souterraines, de la diffusivité thermique et de la fréquence du signal thermique (Stallman, 1965). La période et la quantité d'emmagasinement de chaleur dans la ZH déterminent à quel degré les cycles de température diurnes et annuels sont tamponnés et déphasés. Ces facteurs contrôlent aussi l'influence des flux hyporhéiques sur la température du cours d'eau (Arrigoni et al., 2008).

Contrairement aux fluctuations de température à haute fréquence (diurnes) qui sont fortement atténuées, les fluctuations à basse fréquence (saisonnières) sont beaucoup moins atténuées avec une pénétration du signal plus profonde (Caissie and Luce, 2017). La différence d'atténuation de température entre ces deux fréquences s'explique par le fait que les profils thermiques associés aux fluctuations diurnes ont des gradients plus larges même avec des amplitudes identiques (Molina-Giraldo et al., 2011). Les fluctuations saisonnières de température pourraient être utilisées afin de déterminer les temps de résidence ainsi que les débits dans les aquifères alluviaux (Caissie and Luce, 2017).

Les variations diurnes et annuelles de la température de la ZH et la profondeur de pénétration des signaux thermiques dépendent également de la variation du gradient hydraulique.

1.3.3.3 Influence de la variation du gradient hydraulique entre la rivière et l'aquifère

Les profils thermiques peuvent être un indicateur qualitatif de la direction des flux s'il s'agit d'une exfiltration ou d'une infiltration (Silliman and Booth, 1993) et peuvent aussi être utilisés d'une manière quantitative afin d'estimer les gains ou les pertes des flux d'eau et de chaleur de la rivière vers l'aquifère (Constantz et al., 2002).

Lapham (1989) et Silliman et al. (1995) montrent que dans le cas d'infiltration, les oscillations de la température de surface résultent du transport de chaleur par advection et aussi des variations diurnes des flux conductifs avec une plus grande pénétration en profondeur et des plus petits déphasages entre les températures extrêmes à une profondeur donnée dans la ZH. Dans le cas d'une exfiltration, les oscillations de la température de surface sont atténuées à des profondeurs superficielles à cause de l'advection des eaux souterraines (Silliman and Booth, 1993; Constantz, 2008a).

Plus le débit d'exfiltration est grand, plus les variations de température sont atténuées et plus le déphasage entre les températures hyporhéiques à différentes profondeurs est grand (Constantz, 2008a). Les variations diurnes sont généralement plus importantes dans le cas d'une infiltration qu'une exfiltration (Constantz, 1998). Par conséquent une installation des capteurs de température à une profondeur plus élevée dans des puits d'observation ou directement dans la zone hyporhéique dans le cas d'une infiltration pourrait être avantageuse (Constantz, 2008a) pour une meilleure détermination de la profondeur thermique active qui est la profondeur à laquelle se produisent des variations significatives de température.

Plus le taux de transfert de chaleur est grand, plus la pénétration du signal thermique est grande. La profondeur thermique active est très dépendante de la direction et de la quantité des flux d'eau. En cas d'infiltration, les profils de température sont généralement allongés alors qu'en cas d'exfiltration les profils de température sont compressés (Anderson, 2005). Constantz (2008a) a montré que la variabilité saisonnière du profil de température jusqu'à 1 m de profondeur tous les 2 mois de 1982 à 1983 au niveau de la ZH du Rio Grande à Arroyo Hondo (New mexico) au sud-ouest des Etats Unis présente des caractéristiques d'allongement du profil lorsqu'il s'agit d'une infiltration et de compression du profil dans le cas d'une exfiltration. Les mouvements d'exfiltration et d'infiltration le long du tronçon de la rivière absorbent et redistribuent des quantités de chaleur résultant du changement de température dans la rivière et dans la ZH suivant la direction des flux d'eau (Cartwright, 1974).

L'étude de (Bastola and Peterson, 2015) s'est consacrée à l'identification des paramètres qui peuvent influencer le cycle saisonnier du profil de température dans la ZH d'une zone rurale en Illinois central aux Etats unis et montre que les cycles saisonniers de la variation du profil thermique au sein de la ZH sont principalement liés aux changements temporels des gradients thermiques ainsi que les flux d'eau verticaux.

La quantité et la direction des flux d'eau ont un impact très important sur les profils thermiques de la ZH dont la variation saisonnière forme une enveloppe annuelle (Fig. 1.3).

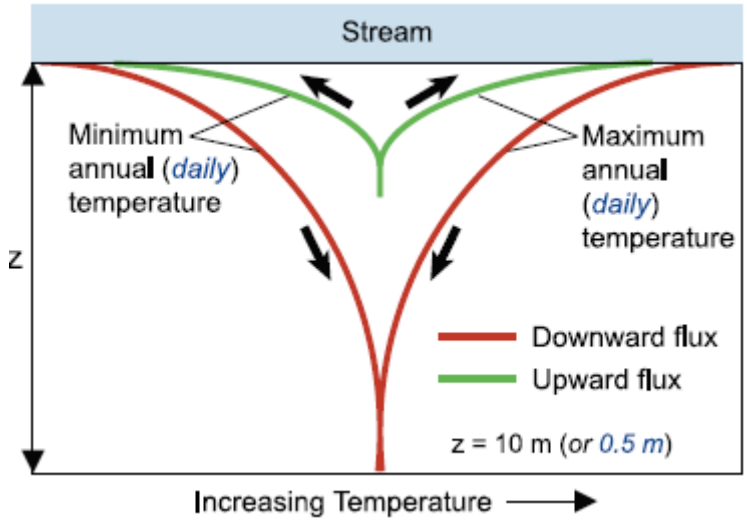

Figure 1.3 : Enveloppe thermique annuelle ou journalière illustrant les valeurs de températures les plus élevées et les plus faibles dans le cas d'exfiltration et d'infiltration au sein de la ZH (Constantz et al., 2003)

1.4 Méthodes de quantification des flux thermiques

1.4.1 Mesures

Afin de mesurer les flux de chaleur dans la ZH, il est nécessaire de mesurer la température et de déterminer les propriétés thermiques du milieu poreux. Les propriétés thermiques doivent être mesurées de préférence en laboratoire ou in situ bien qu'elles puissent être estimées à l'aide des chroniques de température ou à partir des valeurs connues des flux.

1.4.1.1 Mesure de la température

Il existe plusieurs façons différentes de mesurer la température. Ces mesures peuvent se distinguer par le coût des équipements et la précision ainsi que le temps de réponse. Dans les investigations des échanges nappe-rivière, nous distinguons deux grands types de mesures : les mesures ponctuelles et les mesures distribuées.

1.4.1.1.1 Les mesures ponctuelles

Les types les plus courants de capteurs utilisés pour des mesures ponctuelles dans la plupart des études décrivant le transport de chaleur dans la ZH sont les thermistances, les thermocouples et les détecteurs de température à résistance (Silliman and Booth, 1993; Conant, 2004; Anibas, 2011).

a) Thermistance

Les thermistances sont des capteurs de détection de température avec une résistance qui varie en fonction des changements de température. Les thermistances sont constituées d'un matériau semi-conducteur d'oxyde métallique. Leur plage de fonctionnement varie généralement entre -100 et 300 °C avec une précision de l'ordre de 0.1 °C. Les thermistances sont très sensibles aux variations de la température et présentent des temps de réponses rapides cependant elles sont fragiles et ont une gamme de mesure limitée.

b) Thermocouple

Les thermocouples sont des capteurs constitués par deux métaux de natures différentes reliés à une extrémité. Ces capteurs génèrent une tension suite à une variation de température appliquée à deux jonctions de métaux (une soudure chaude et une soudure froide). Les thermocouples mesurent donc la différence de température entre le point de référence qui est la soudure froide et le point de mesure qui est la soudure chaude. Leur plage de fonctionnement varie généralement entre -200 et 2000°C avec une précision de l'ordre de 1 °C. Les thermocouples sont robustes, peu coûteux et peuvent fonctionner sur une large gamme de température cependant ils sont les moins précis et les moins stables et sensibles des capteurs et présentent des signaux non linéaires et des bas voltages.

c) Les détecteurs de température à résistance (RTD)

Les RTD sont des capteurs de température fabriqués à partir de platine ou du Nickel. Ils sont distingués par la valeur de référence de leur résistance à la température. Elles sont nommées Pt-X, Pt pour platine et X est la valeur de référence de la résistance (en ohm). Par exemple, une sonde Pt-100 possède une résistance de 100 ohms à une température de 0 °C. Les principaux modèles sont référencés Pt100, Pt500, Pt1000. Les RTD sont choisies pour leur stabilité et précision cependant ils présentent un temps de réponse lent, une faible sensibilité ainsi qu'une quantité faible d'auto-échauffement. Les sondes platine peuvent être utilisées dans des gammes de température de (-200 °C à 800 °C) et se répartissent en classe de précision (Tab. 1.3).

Tableau 1.3 : Classes de précision des sondes RTD à une température de 0 °C

Classe B	+/-0.3°C
Classe A	+/-0.15°C
Classe 1/5 DIN	+/-0.06°C

Les mesures ponctuelles de température ont l'avantage de mesurer des données précises à différentes profondeurs de la ZH par contre leur couverture spatiale de mesures est limitée d'où l'intérêt des mesures distribuées qui viennent compléter les mesures ponctuelles.

1.4.1.1.2 Les mesures distribuées

Depuis quelques années, l'utilisation de la technique de distribution spatiale de température par la fibre optique (DTS) et la télédétection infrarouge thermique (TIR) pour les mesures de la température de l'eau sont devenues populaires.

a) La fibre optique

La fibre optique est utilisée dans beaucoup de domaines à cause de sa capacité de mesure de température en continu dans l'espace et dans le temps (Tyler et al., 2009). En hydrologie et spécialement dans les interactions nappe-rivière, les chercheurs sont attirés par cette technologie à cause de son efficacité dans la mesure de température à une résolution spatiale et temporelle fine (Selker et al., 2006). La précision de la fibre optique est de l'ordre de 0.1°C (Tyler et al., 2009).

La technique de la rétrodiffusion de Raman est la technique la plus utilisée dans les investigations hydrogéologiques (Selker et al., 2006; Briggs et al., 2012). Cette méthode utilise les changements des propriétés optiques quand une impulsion légère de laser traverse la fibre optique. On distingue deux cas : La rétrodiffusion de Raman avec décalage Stokes où la molécule absorbe de l'énergie et le photon

diffusé a moins d'énergie que le photon incident et la rétrodiffusion de Raman avec décalage anti-Stokes où la molécule perd de l'énergie et le photon diffusé a plus d'énergie que le photon incident.

Le ratio de l'intensité des photons à une fréquence spécifique plus haute (anti-Stokes I_{as}) et à une fréquence spécifique plus basse (Stokes I_s) permet de calculer la température T (K) en fonction de la distance le long de la fibre z (m) donné par l'Eq. 1.9 : (Farahani and Gogolla, 1999; Hausner et al., 2011).

$$\boldsymbol{T(Z)} = \frac{\gamma}{ln\frac{I_S(Z)}{I_{as}(Z)} + C - \Delta_{\alpha z}} \qquad \textbf{(Équation1.9)}$$

Où $\Delta_{\alpha z}$ (m^{-1}) est l'atténuation différentielle des signaux Stokes et anti-Stokes (une propriété du câble de la fibre optique, C (-) est spécifique à la source de laser de l'instrument, γ (K) est reliée aux changements d'énergie entre les photons incidents et diffusés de la rétrodiffusion de RAMAN.

En général, les deux options de configuration du chemin optique de la fibre sont les configurations ''single-ended'' et ''double-ended''. La configuration ''single-ended'' est une configuration où seulement une extrémité du câble de la fibre optique est branchée à l'unité de contrôle de DTS, tandis que pour la configuration ''double-ended'', les deux extrémités du câble sont branchées à l'unité. Pour calibrer la mesure dans la configuration ''single-ended'', un minimum de deux mesures indépendantes de température est requis, de préférence au début et à la fin du câble de la fibre. Alors que pour la configuration ''double-ended'', une mesure indépendante de température peut être effectuée à un seul endroit du câble (Selker et al., 2006; Westhoff et al., 2011).

L'utilisation de la configuration double-ended peut simplifier la calibration de l'atténuation du signal parce qu'elle tient compte de chaque extrémité de la fibre donc l'instrument peut localiser et quantifier les pertes (Read, 2016). Les algorithmes automatiques de la configuration double-ended sont intégrés dans la plupart des systèmes DTS. La précision de la mesure de DTS dépend surtout du calcul correct de l'offset de température. Pour une longue période de manipulation où la fibre peut être soumise à des tensions ou des endommagements, les mesures doubles-ended sont recommandées (Tyler et al., 2009). Afin de calculer les pertes et les compensations le long du câble, la fibre optique doit être calibrée pour obtenir des données de température précises. Afin d'obtenir les informations requises pour la calibration, les mesures doivent être obtenues à deux sections de référence où la température est connue. Généralement, un bain chaud et un bain froid sont utilisés. Pour chaque bain de calibration, la température est enregistrée indépendamment en utilisant des capteurs de températures à haute précision. L'établissement des conditions requises afin d'obtenir une calibration précise de température est un élément critique d'installation de la fibre sur le terrain (Read, 2016) et devrait être conçue dans le contexte des objectifs et la géométrie de l'installation.

Le long des cours d'eau, les données de température enregistrées par la fibre optique sont utilisées pour définir exactement les lieux des apports des flux souterrains comme des anomalies thermiques (Briggs et al., 2012). Grâce à la fibre optique, Roth et al. (2010) ont pu calibrer différents paramètres du bilan d'énergie tel que le rayonnement solaire entrant et la température des alluvions, le long du cours d'eau.

La fibre optique donne de bons résultats à différentes échelles spatiales et temporelles par contre elle a quelques inconvénients tel que le besoin de personnel, le temps d'installation et le temps de géoréférencement des câbles ainsi que la calibration des unités de contrôle. Dans un petit cours d'eau, beaucoup d'entretien est nécessaire afin de garder le câble correctement enfoncé en particulier après de grands événements de crue quand les cailloux qui servent à maintenir la fibre sont transportés. Le

câble par conséquent peut être exposé à l'air ou peut circuler librement dans le cours d'eau (Westhoff et al., 2011).

b) L'imagerie infrarouge thermique (IRT)

L'imagerie IRT a été initialement appliquée dans les domaines marins étant donné que la résolution spatiale des images satellites est grossière. L'application de cette technique pour les cours d'eau est plus récente (Torgersen et al., 1999; wawrzyniak, 2012). Elle s'intéresse à des recherches reliées à l'étude des habitats piscicoles. L'IRT est la combinaison de différentes radiations, celles émises par l'eau et aussi par d'autres objets. Les radiations IRT peuvent être mesurées à l'aide des capteurs bandes infrarouge moyens (3-5 µm) et lointains (8-14 µm) (Anderson and Wilson, 1984). Ces capteurs mesurent l'énergie radiative émise par l'eau. Le calcul de la température de radiation de surface est déduit en connaissant l'émissivité de la surface de l'eau. L'usage des IRT reste limité aux larges cours d'eau.

1.4.1.2 Mesures des paramètres thermiques

Il existe différentes méthodes de mesures des propriétés thermiques soit en laboratoire ou in-situ.

1.4.1.2.1 Mesures en laboratoire

a) Mesures de la conductivité thermique

Les mesures de la conductivité thermique peuvent être effectués en laboratoire grâce à trois grandes familles de méthodes : les méthodes en régime permanent, celles en régime quasi-établi et celles en régime transitoire.

- *Méthodes en régime permanent*

Les méthodes en régime permanent se basent sur un modèle unidirectionnel et stationnaire. Cette méthode est préconisée pour les milieux peu conducteurs. Elles consistent à supposer le milieu en équilibre thermique, et soumis à un flux stationnaire en fonction du temps. Le principe de mesure repose sur l'exploitation des mesures de la température en divers points du milieu, ainsi en s'appuyant sur la loi de Fourier et les conditions aux limites nous pouvons déterminer les grandeurs physiques du milieu. Le champ d'application de ces méthodes est limité. Dans la littérature, on peut citer certaines méthodes : la méthode de la plaque chaude gardée (Fig. 1.4), la méthode de la barre, la méthode des boites, et la méthode du flux radial. D'une façon générale, ces méthodes de mesure présentent des difficultés expérimentales tel que :

- L'existence de résistance de contact.
- Les fuites axiales et radiales.
- Les difficultés de mesure de la température surtout celles de la surface.

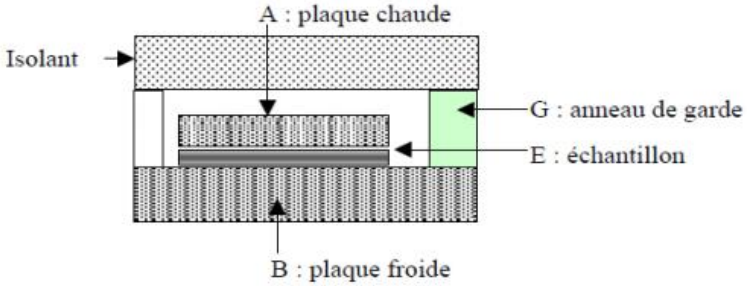

Figure 1.4 : Principe de plaque chaude gardée

- *Méthodes en régime quasi-établi*

Le champ de leur application est très vaste, grâce à plusieurs avantages : mesures directes des paramètres thermiques du milieu, la durée d'excitation thermique est courte, et elles sont faciles à mettre en œuvre. Les mesures de la conductivité thermique par les méthodes instationnaires consistent à exploiter des signaux de températures répartis dans un milieu en régime transitoire. Le principe de mesure s'appuie sur un modèle développé à partir de l'équation de conservation de l'énergie qui permet de trouver une relation directe entre les paramètres d'entrée et les grandeurs mesurées. Parmi les méthodes les plus courantes est la méthode du fil chaud. Sa rapidité, sa facilité de mise en œuvre, et son coût peu élevé, en font la méthode de caractérisation la plus connue et la plus utilisée en laboratoire. Le principe expérimental est particulièrement simple : on place un fil métallique entre deux blocs du matériau à étudier pour les matériaux solides. Le fil est relié à une alimentation électrique qui lui fournit un échelon de puissance. La mesure consiste à relever au cours du temps soit l'élévation de température soit la variation de résistance électrique, du fil. L'interprétation peut se réaliser en considérant le fil infiniment long produisant une densité de source de chaleur radiale, appliquée à l'instant initial. On suppose que l'énergie est dissipée uniquement par conduction. L'échantillon est de dimensions infinies et ses propriétés thermiques sont constantes. Un facteur limitant de cette méthode est l'hypothèse de milieu semi-infini faite sur l'échantillon. En effet, même si de faibles épaisseurs suffisent pour des milieux faiblement conducteurs, on peut difficilement être au-delà de l'échelle centimétrique, ce qui limite considérablement le champ d'application.

Diverses extensions de cette méthode sont apparues, notamment les dispositifs de sonde à choc pour la caractérisation des matériaux solides. Ces derniers sont basés sur le même principe de mesure, mais la forme du fil change, il s'agit d'un cylindre chauffant particulièrement adapté à la mesure in situ, par exemple pour l'étude des sols non consolidés. Pour pallier les effets importants de la résistance de contact entre la sonde à choc et le matériau étudié, une solution avec deux tiges a été proposée. Il s'agit de perturber l'échantillon de la même manière que précédemment. La différence se situe au niveau de la mesure en température qui se fait sur une deuxième tige située à une distance connue du système chauffant.

- *Méthodes en régime transitoire*

La méthode Laser Flash est une méthode transitoire qui consiste en la mesure de la diffusivité thermique. En connaissant la capacité calorifique et la masse volumique, on peut ainsi déterminer la conductivité thermique (Parker et al., 1961). Cette méthode est caractérisée par une impulsion fortement énergétique de courte durée qui vient perturber le système (la face avant d'un échantillon de sédiment). La chaleur générée en surface se propage par conduction sans perte dans l'échantillon.

Un thermogramme est enregistré en face arrière de l'échantillon à l'aide d'un thermocouple. La comparaison du thermogramme avec l'équation caractéristique qui découle du modèle permet de déterminer la diffusivité thermique (Gauthier, 2012).

b) Mesures de la capacité calorifique

La technique standard de mesure de la capacité calorifique est l'analyse calorimétrique différentielle (DSC) (Claudy, 2005). C'est une technique de mesure qui permet d'identifier un flux de chaleur à partir duquel on détermine la capacité thermique massique. Cette méthode consiste à mesurer les différences des échanges de chaleur entre un échantillon de sédiment à analyser et un échantillon de référence.

1.4.1.2.2 Méthodes in situ

Parmi les méthodes de mesures des paramètres thermiques in situ, la technique de sonde d'impulsion de chaleur (HPP : "Heat pulse probe") est fréquente. Les propriétés thermiques peuvent être rapidement mesurées par cette technique (Campbell et al., 1991). Les capteurs HPP sont utilisés afin de mesurer la température du milieu en réponse à un flux de chaleur mesuré et appliqué sur le champ d'étude (Hopmans et al., 2002). Par conséquent la conductivité thermique ainsi que la capacité thermique volumétrique peuvent être déterminées par inversion(Ochsner et al., 1991).

L'intérêt de mesures de température s'étend à une large variétés d'études hydrogéologiques (Anderson, 2005). Une des applications importantes des données de température est leur utilisation pour les problèmes inverses. L'utilisation de l'inversion des chroniques de température est avantageuse du fait que les mesures de température sont généralement précises et peu coûteuses et viennent compléter les mesures des charges hydrauliques. Parmi les applications récentes, les systèmes Mini-MOLONARI (Cucchi et al., 2018) sont capables de mesurer à la fois les chroniques de température et de la différence de pression au cours du temps permettant son couplage à un modèle transitoire de transfert d'eau et d'énergie et à des algorithmes d'inversion (cf. Chapitre2).

1.4.2 Estimation des flux hydrothermiques à partir des profils de température observés

Nous avons montré qu'il existe de nombreuses méthodes de détermination des propriétés thermiques. Cependant, il est aussi possible de déduire ces paramètres de l'observation des profils de températures en fonction du temps. Les profils de températures observées sont interprétés en utilisant des modèles reposant sur des solutions analytiques ou numériques, afin de déterminer les propriétés hydrothermiques par inversion qui satisfassent des fonctions objectifs.

1.4.2.1 Détermination des propriétés hydrothermiques : méthodes d'inversion

Les paramètres d'un modèle peuvent être déterminés à travers une technique d'estimation par résolution d'un problème inverse (Neuman and Yakowitz, 1979) qui consiste à contraindre les paramètres du modèle avec les observations disponibles (Aster et al., 2005). Chercher une solution optimale d'un problème inverse a attiré beaucoup de chercheurs au cours des décennies passées et de nombreuses approches ont été développées. La calibration est basée sur la minimisation d'une fonction objectif. La qualité de la calibration est évaluée par la détermination des critères statistiques (moyenne de résidus, erreur standard de résidus et coefficient de corrélation) qui caractérisent le degré d'incertitude. Le degré d'incertitude varie largement entre les paramètres. Par exemple la conductivité hydraulique varie de plusieurs ordres de grandeur et peut être le paramètre le plus incertain dans les calculs qui peut affecter les résultats alors que les autres sources d'incertitude

associées au gradient hydraulique ou thermique sont beaucoup moins importantes (Hester et al., 2009).

Une des techniques d'inversion les plus utilisées est la détermination des paramètres par essai-erreur. Cette méthode consiste à faire des essais en continu jusqu'à l'obtention d'un jeu de paramètres optimal en minimisant l'erreur entre les valeurs observées et mesurées. (Bastola and Peterson, 2015). D'autres méthodes d'inversion telles que la méthode du balayage de l'espace des paramètres peuvent être utilisées afin d'explorer l'espace de paramètres dans le but d'obtenir un meilleur ajustement entre les valeurs observées et mesurées. Cette méthode est à priori plus fiable que la méthode de détermination des paramètres par essai-erreur parce qu'elle permet d'explorer tout l'espace des paramètres alors que la méthode par essais-erreurs peut être biaisée et risque de tomber dans un minimum local. La méthode du balayage de l'espace des paramètres est appliquée dans cette étude afin d'évaluer la sensibilité des flux de chaleur aux forçages hydro-climatiques ainsi que les propriétés hydrodynamiques et thermiques à travers un cas synthétique qui présente une section présentant un 2ème ordre de Strahler sous des conditions climatiques tempérées (cf. Chapitre 3).

L'approche bayésienne est considérée comme la meilleure dans l'estimation de la distribution des paramètres (Aster et al., 2005) cependant sa mise en œuvre est coûteuse en temps de calcul pour les modèles contenant beaucoup de paramètres. L'approche bayésienne est une méthode de régularisation par le biais d'informations a priori qui consiste à supposer une information sur le paramètre à estimer. Sur une distribution a priori des paramètres, une distribution a posteriori des paramètres est retenue (un résumé des informations disponibles sur le paramètre) conduisant à des valeurs simulées reproduisant raisonnablement les valeurs observées.

La méthode de Gauss-Newton modifiée par Levenberg-Marquardt permet de résoudre un problème numérique par minimisation d'une fonction objectif (Aster et al., 2005). Cette méthode est implémentée au sein de plusieurs codes de calculs tel que le logiciel de modélisation inverse PEST (Doherty, 2016) qui est basé sur la linéarisation d'un problème direct. Le problème direct est la fonction de passage qui permet de passer du domaine des paramètres à celui des observations.

Le problème essentiel dans la résolution du problème inverse est la non-unicité de la solution. Ce concept est plutôt défini par Beven (1993) par l'équifinalité qui consiste à supposer que plusieurs combinaisons de valeurs des paramètres sont susceptibles de représenter le même fonctionnement. Le fondement de cette approche réside sur le constat qu'il n'existe pas un unique jeu de paramètres optimal pour caler le modèle mais plusieurs jeux qui donnent les mêmes résultats. Quelques solutions telles que la réduction du nombre des paramètres ou l'augmentation du nombre des données observées peuvent résoudre en partie ce problème.

La détermination des propriétés hydrothermiques par inversion repose sur un modèle direct qui peut être obtenu par des solutions analytiques ou des modèles numériques.

1.4.2.2 Solutions analytiques

Les premières solutions analytiques des équations de transport de chaleur à l'interface nappe-rivière reviennent à (Suzuki, 1960) et à (Stallman, 1965). Ces solutions présentent des conditions aux limites spécifiques à des problèmes de terrain. Elles représentent généralement les hypothèses suivantes : (1) l'écoulement est permanent et uniforme ; (2) Les caractéristiques du milieu sont constantes dans l'espace (homogène et isotrope) et dans le temps ; (3) la température de l'eau et du sédiment sont égales à tout instant à n'importe quelle distance par rapport à la surface.

1.4.2.2.1 Solution analytique en régime permanant

Pour des conditions permanentes en écoulement et en thermique, une température constante peut être imposée aux limites. Dans cette méthode, les températures hyporhéiques peuvent varier en profondeur mais restent constantes au cours du temps. Bredehoeft and Papadopulos (1965) ont résolu l'équation différentielle (Eq. 1.10) avec des conditions constantes de température aux limites supérieures et inférieures d'un domaine 1D :

$$\frac{\partial^2 T_z}{\partial z^2} - \frac{c_w\, \rho_w\, q_z}{\lambda} \frac{\partial T_z}{\partial z} = 0 \qquad \textit{(Équation 1.10)}$$

Où :

T_z est la température donnée à une profondeur z (k), c_w est la capacité calorifique spécifique de l'eau (J kg^{-1} K^{-1}), ρ_w est la masse volumique de l'eau (kg m^{-3}), z est la profondeur (positive vers le bas), q_z est la vitesse verticale de Darcy (m s^{-1}), λ est la conductivité thermique du milieu poreux (W m^{-1} K^{-1}).

Les conditions aux limites sont : une température T_0 à z = 0 m (surface du lit de la rivière), une température TL à une profondeur z = L.

Dans ce cas, T(z) peut être représentée par l'Eq. 1.11 (Bredehoeft and Papadopulos, 1965) :

$$\frac{T_z - T_0}{T_z - T_L} = \frac{e^{\frac{\beta z}{L}} - 1}{e^{\beta} - 1} \qquad \textbf{(\textit{Équation 1.11})}$$

Avec $\beta = \frac{\rho_w C_w L}{\lambda}$ (paramètre adimensionnel qui peut être positif ou négatif selon la direction de q_z)

Le but est essentiellement de déterminer la vitesse d'écoulement d'eau responsable du profil de température observé (Bredehoeft and Papadopulos, 1965). Cartwright (1970) et Sorey (1971) ont utilisé cette solution pour estimer les flux verticaux souterrains les plus profonds en utilisant des gradients géothermiques. Quant à Lapham (1989) a adopté cette solution afin de quantifier les échanges nappe-rivière, en utilisant des séries temporelles saisonnières. Ces études montrent que les conditions d'écoulement permanent ne pourraient pas être en mesure de quantifier les vitesses correctement. Ces conditions peuvent être appliquées par exemple en hiver en absence de cycle diurne (Caissie et al., 2014) ou quand les flux d'eau ne changent pas rapidement (Rau et al., 2015).

1.4.2.2.2 Solution analytique en régime transitoire avec une variation de température sinusoïdale en surface et une vitesse constante

Des études ont montré que la méthode analytique transitoire utilisant une température sinusoïdale est fiable et donne des quantifications des flux significatives (Lautz, 2012). La solution transitoire permet le calcul de la réponse thermique du milieu à une profondeur donnée basée sur une fonction sinusoïdale de température imposée à la surface du lit de la rivière et une température constante imposée à la limite inférieure du domaine. Cette méthode tient compte des variations diurnes et annuelles de la température de la rivière. Les conditions aux limites sont donc plus réalistes que la méthode précédente. La vitesse est considérée constante pendant toute la période. Ceci permet d'obtenir une fonction directe entre le ratio des amplitudes et la vitesse d'écoulement.

La température dans le milieu poreux suit une fonction sinusoïdale donnée par l'Eq. 1.12 (Stallman, 1965) :

$$\boldsymbol{T\,(z,t) = A\,e^{-az}\,cos\,(\omega t - bz) + T_{mz}} \qquad \textbf{\textit{(Équation 1.12)}}$$

Avec T_{mz} est la température moyenne à une profondeur donnée, A est l'amplitude de la température, a et b sont donnés par l'Eq. 1.13 et l'Eq. 1.14 :

$$\boldsymbol{a = \frac{1}{2\alpha}\left(\sqrt{\frac{\sqrt{v^4+(4\Omega\alpha)^2+v^2}}{2}} - q\right)} \qquad \textbf{\textit{(Équation 1.13)}}$$

Et

$$\boldsymbol{b = \frac{1}{2\alpha}\left(\sqrt{\frac{\sqrt{v^4+(4\Omega\alpha)^2-v^2}}{2}}\right)} \qquad \textbf{\textit{(Équation 1.14)}}$$

Avec $\Omega = \frac{2\pi}{P}$ et $v = q\,\frac{\rho_w C_w}{\rho C}$, P est la période

La méthode peut être appliquée pour des systèmes à des profondeurs superficielles qui présentent des variations diurnes de température (Stallman, 1965) et des variations annuelles (Caissie and Luce, 2017). Taniguchi et al. (2003) ont négligé les variations à basse fréquence de température et se sont intéressés plutôt aux enveloppes annuelles de température. Ils ont réussi à calculer les flux moyens d'échanges verticaux exfiltrants et infiltrants à partir des variations annuelles de température à différentes profondeurs.

En fonction de la profondeur, les signaux thermiques sont atténués (les amplitudes sont réduites) et le temps des pics de température est déphasé (le déphasage augmente). Les solutions analytiques de (Hatch et al., 2006; Keery et al., 2007; McCallum et al., 2012; Luce et al., 2013) calculent le flux d'eau entre des paires de capteurs de température en se basant sur le ratio de l'amplitude ($A_r = A_z/A_s$), le déphasage ($\phi = \phi_z - \phi_s$) ou les deux. Les indices s et z correspondent à la surface du lit de la rivière et la profondeur z respectivement.

Hatch et al. (2006) ont utilisé les profils de température afin de déterminer le taux d'infiltration au niveau du lit de la rivière. Leur méthode est basée sur la quantification de déphasage ($\Delta\phi$) et de variation d'amplitude (ΔA) de température entre deux capteurs qui enregistrent la température à différentes profondeurs de la ZH (Fig. 1.5).

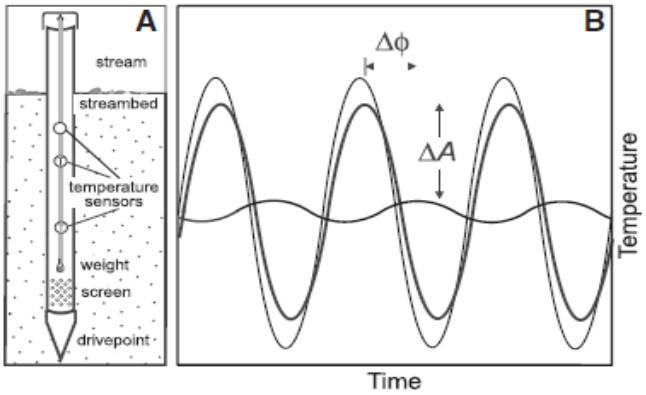

Figure 1.5 : (A) Exemple de dispositif de mesure de température à différentes profondeurs. (B) Illustration d'un amortissement d'amplitude de température (ΔA) et le déphasage (Δϕ) en fonction de la profondeur (Hatch et al., 2006)***.***

Un avantage important de la méthode de Hatch et al. (2006) est que le calcul de la vitesse d'écoulement exige uniquement la distance entre les paires de capteurs et non pas la profondeur absolue à partir de la surface donc les résultats ne sont pas affectés directement par les processus naturels se produisant à la surface tel que l'affouillement du lit et le dépôt de sédiments. L'inconvénient de la méthode est le fait que les mesures de terrain exigent un traitement de données intensif afin d'extraire le signal sinusoïdal.

Une approche similaire à celle de (Hatch et al., 2006) a été développée par Keery et al. (2007).Ils ont développé une formule mathématique explicite qui s'intéresse au déphasage entre deux séries temporelles de température enregistrées à deux profondeurs différentes de la ZH. La méthode emploie la Régression Dynamique Harmonique (RDH) (Young et al., 1999) afin d'extraire le composant diurne de la série temporelle. La RDH est une extension de l'analyse de Fourier qui permet d'extraire l'amplitude diurne de température et de déphasage avec une résolution de plus de deux valeurs par jour. La méthode de (Hatch et al., 2006) a été aussi revisitée par (McCallum et al., 2012; Luce et al., 2013). McCallum et al. (2012) ont pu extraire un système de deux équations de la solution analytique (Stallman, 1965) qui peut résoudre la vitesse et la diffusivité thermique du sédiment à partir de deux paires consécutives d'amplitudes de température et de déphasage. D'autre part, Luce et al. (2013) ont développé des approches analytiques pour des applications pratiques telles que l'estimation d'un espacement inconnu entre les capteurs de température.

Rau et al., 2012 ont testé cette méthode sous des conditions qui respectent les hypothèses de la méthode analytique et ont montré que même pour un milieu homogène, une augmentation de vitesse peut entrainer des flux non uniformes (Rau et al., 2012). Cette non-uniformité semble introduire des gradients horizontaux de température qui vont engendrer de fausses estimations de vitesse dans le cas des vitesses croissantes. Cet effet peut augmenter si le milieu devient hétérogène.

De plus, Cuthbert and Mackay (2013) ont montré que l'application de ces modèles analytiques peut mener à des erreurs significatives dans les estimations des échanges des flux d'eau verticaux où les hypothèses sont violées dans les systèmes réels. Par exemple l'homogénéité des paramètres hydrodynamiques et thermiques est souvent violé dans des environnements hétérogènes (Rau et al., 2010; Schornberg et al., 2010). La Fig. 1.6 montre le pourcentage d'erreur des flux verticaux estimés par la méthode analytique tracé contre le rapport entre les flux verticaux et les flux horizontaux obtenus par le modèle numérique 2D (Cuthbert and Mackay, 2013). Les estimations des flux par la

méthode analytique montrent des changements des flux verticaux indiquant la présence d'un flux non uniforme convergent et divergent aux bords du modèle.

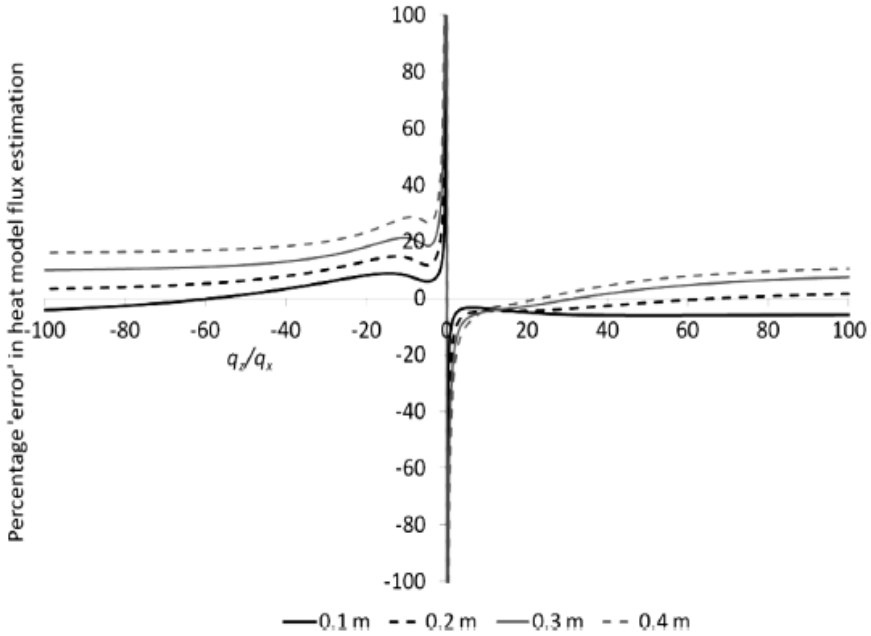

Figure 1.6 : Pourcentage d'erreur des flux verticaux estimés par la méthode analytique tracé contre le rapport entre les flux verticaux (q_z) et les flux horizontaux (q_x) obtenus par le modèle numérique 2D

1.4.2.2.3 Solution analytique en régime transitoire avec une représentation de la variation de température plus réaliste

Si le cycle annuel ou saisonnier ne peut pas être représenté sous des conditions permanentes (période d'hiver ou de printemps), Caissie and Luce (2017) ont alternativement développé une approche multicycle qui peut être utilisée afin de représenter les cycles diurnes et saisonniers. La température à une profondeur donnée est modélisée à travers deux fréquences avec un cycle diurne surimposé sur un cycle annuel. Le cycle à haute fréquence est atténué plus rapidement en profondeur ce qui montre que les températures en profondeur tendent à suivre un cycle saisonnier. Afin de considérer les deux cycles diurnes et annuels des températures hyporhéiques, les séries temporelles de température peuvent être interprétées en utilisant une équation à deux cycles. La température à différentes profondeurs peut être exprimée par l'Eq. 1.15:

$$\boldsymbol{T(z,t) = A_1\, e^{-a_1 z}\, cos\ (\Omega_1 t - b_1 z) + A_2\, e^{-a_2 z}\, cos\ (\Omega_2 t - b_2 z) + T_z} \qquad \textbf{(}\boldsymbol{\text{Équation 1.15}}\textbf{)}$$

Où A1, a_1, b_1 et Ω_1 représentent la variabilité de la température de l'eau du cycle diurne et A_2, a_2, b_2 et Ω_2 représentent les paramètres du cycle annuel. T_z représente la moyenne de la température de la surface de l'eau (z = 0).

Bien que faciles à mettre en œuvre, et exigeant moins de données d'observation que les modèles numériques, les méthodes analytiques ont quelques limitations dans la représentation des conditions aux limites (Lautz, 2012). L'hypothèse du flux vertical stationnaire, unidimensionnel est fréquemment

violée dans des systèmes naturels où les flux d'eau souterraine ont souvent une composante horizontale significative (Munz et al., 2016).

L'application d'un modèle numérique peut être plus avantageuse à cause de sa flexibilité en termes de conditions aux limites, de dimensionnalité et d'hétérogénéité.

1.4.2.3 Modèles numériques

Les solutions numériques offrent une plus grande flexibilité des conditions aux limites appliquées ainsi qu'une plus grande approche dimensionnelle. Dans de nombreux cas, la modélisation numérique est la seule approche efficace qui permet d'évaluer l'influence des hétérogénéités complexes de la ZH sur les flux hyporhéiques (Shanafield et al., 2010; Irvine et al., 2015). Comme on a vu précédemment, l'application des solutions analytiques 1D de transport de chaleur dans des milieux hétérogènes reste problématique. Keshari and Koo (2007) ont développé un simple modèle synthétique de transport de chaleur en 1D et ont montré l'avantage d'utiliser un modèle numérique en le comparant aux modèles analytiques, en particulier sa flexibilité aux différents types de conditions aux limites. Les modèles numériques 1D de transport d'eau et de chaleur peuvent être appliqués dans le cas des systèmes avec des géométries simples. Cranswick et al. (2014) ont montré une variabilité importante des flux en fonction de la profondeur en utilisant un modèle numérique 1D d'une section de rivière tropicale.

Les modèles 2D et 3D de transport d'eau et de chaleur sont récemment plus utilisés grâce à l'augmentation des capacités de calcul (Ronan et al., 1998). Birkel et al. (2015) ont utilisé un modèle 2D afin de caractériser le fonctionnement hydrothermique de l'environnement hyporhéique d'un site de reproduction de saumons. Ils ont montré l'impact de l'hétérogénéité des sédiments de lit de la rivière sur l'estimation des flux. Shanafield et al. (2010) ont appliqué différents gradients hydrauliques dans leur modèle 2D afin d'étudier une large gamme d'environnements pour des cas d'exfiltration et d'infiltration et d'évaluer leur impact sur l'évolution des flux. Lautz et al. (2010) ont développé un modèle 2D afin de montrer l'effet des flux transversaux et horizontaux et des signaux de température non sinusoïdaux sur le ratio d'amplitude et le déphasage du signal thermique en profondeur.

Les modèles 3D de transport de chaleur sont plus complexes et exigent plus de données. Engeler et al. (2011) ont utilisé un modèle 3D en éléments finis de transport d'eau et de chaleur afin d'étudier les interactions nappe-rivière et la variation temporelle d'infiltration et sa dépendance à la température. Brookfield et al. (2009) ont utilisé un modèle 3D de transport d'eau et de chaleur afin de simuler une section de rivière et étudier l'importance des hétérogénéités des sédiments et leur impact sur les flux hyporhéiques et le régime thermique de la ZH. Brookfield and Sudicky (2013) ont montré que l'approche 3D produit une augmentation des flux latéraux au niveau de lit de la rivière en la comparant aux résultats de l'approche 2D utilisée dans une étude précédente de (Ferguson and Bense, 2011).

Le Tab. 1.4 montre une description de quelques modèles 2D et 3D de transport d'eau et de chaleur revus en littérature, utilisés afin d'estimer les flux d'eau et de chaleur hyporhéiques.

La combinaison des données de température et de charge hydraulique permet d'améliorer l'inversion des paramètres en diminuant le nombre d'équifinalités (Bravo et al., 2002). Les modèles numériques de transport de chaleur facilitent la quantification des flux advectifs et conductifs et permettent l'identification des signatures thermiques dans des environnements complexes.

Tableau 1.4 : Modèles 2 D et 3D de transport d'eau et de chaleur

Référence	**Modèle**	**Description**	**Conditions aux limites**	**Simulations**
Birkel et al. (2015)	2D	Largeur : 5 m Profondeur : 3 m Résolution : Latérale : 0.02 m Longitudinale : 0.01 m Nombre total d'éléments : 75000	Limite supérieure : charge hydraulique constante, température sinusoïdale Limite droite : charge hydraulique constante Limite gauche : pas de flux d'eau Limite inférieure : pas de flux d'eau, température constante	Écoulement en régime permanent Transport de chaleur en régime transitoire
Shanafield et al. (2010)	2D	Largeur : 4 m Profondeur : 2 m	Limite supérieure : Pas de flux d'eau Limite droite et gauche : charge hydraulique constante Limite inférieure : pas de flux d'eau.	Écoulement en régime permanent
(Bastola and Peterson, 2015)	2D	Largeur : 25 m Profondeur : 4 m	Limite supérieure : charge hydraulique, température de la rivière Limite droite et gauche : charge hydraulique et température enregistrées au niveau des puits Limite inférieure : flux d'eau, température des eaux souterraines	Écoulement et transport de chaleur en régime transitoire
Lautz et al. (2010)	2D	Largeur : 4 m Profondeur : 3 m Résolution : Partie supérieure du domaine : 0.01 m Fond du domaine : 0.1 m	Limite supérieure : charge hydraulique variable (afin de générer différentes directions d'écoulement), une température sinusoïdale Limite droite et gauche : pas de flux d'eau et de chaleur. Limite inférieure : Pas de flux d'eau et de chaleur, température constante	Écoulement et transport de chaleur en régime transitoire

Engeler et al. (2011)	3D	La taille des mailles est de 50 m raffinée à 30 m dans les zones proches des puits. Dans la direction verticale, l'aquifère est divisé en 25 couches avec une épaisseur maximale de 1.6 m. Nombre total des mailles : 173599 éléments.	Limite supérieure : mesures de températures du sol appliquées.	Écoulement et transport de chaleur en régime transitoire
Brookfield and Sudicky (2013)	3D	Largeur : 250 m Longueur : 410 m Profondeur : 32.6 m	Limite supérieure : charge hydraulique variable, température constante. Limite droite et gauche : pas de flux d'eau et de chaleur. Limite inférieure : température constante de l'ordre de 10 °C	Écoulement et transport de chaleur en régime permanent

1.5 Synthèse des études du fonctionnement thermique de l'interface nappe-rivière

Dans la littérature, deux positions s'opposent sur l'importance des flux thermiques à travers la zone hyporhéique. Ces différentes positions dépendent de l'échelle à laquelle les flux sont estimés.

Certaines montrent que ce flux généré à la surface du lit de la rivière peut augmenter la température de la rivière localement mais qu'il est très faible comparé aux autres flux du bilan thermique de la rivière (Hester et al., 2009; Sawyer et al., 2011).

Evans et al. (1998) ont trouvé que 82% des échanges d'énergie se produisent à l'interface (air-rivière) et 15% se produisent au niveau de lit de la rivière alors que 3% du reste d'échange intervient dans d'autres processus. Sinokrot and Stefan (1993) ont montré des résultats semblables où les flux de chaleur hyporhéiques interviennent peu dans la variation de la température de la rivière qui peut augmenter ou diminuer seulement de 0.12 à 0.15 °C. Ceci peut être confirmé dans le cas des larges rivières à cause d'une exposition plus importante au rayonnement solaire et moins d'exposition à l'ombrage par manque de végétation au niveau des berges (Hebert et al., 2011). D'autres études montrent que les échanges hyporhéiques ont un effet significatif sur le bilan thermique des rivières. Par exemple, Hannah et al. (2004) ont trouvé que les flux de chaleur au niveau du lit de la rivière sont une source importante d'échauffement de la rivière de l'ordre 7.75 W m^{-2} (Tab. 1.5) ce qui représente 37% du bilan de chaleur total de la rivière. Ces auteurs expliquent que l'augmentation du flux est due probablement à un apport important des eaux souterraines.

Dans l'étude de (Sinokrot and Stefan, 1993), les flux thermiques hyporhéiques sont plus importants pour la rivière "Shallow clearwater" de largeur 246 m que pour la rivière Mississipi de largeur beaucoup plus grande (2745 m) (Tab. 1.5). Dans le cas des rivières de plus faible largeur que la rivière "Shallow clearwater", par exemple celles qui ont une largeur (< 3 m) avec un ombrage important, les flux de chaleur hyporhéiques sont plus significatifs étant donné que la vitesse du vent et le rayonnement solaire sont plus faibles. L'impact de la variation saisonnière de l'ombrage sur les échanges des flux de chaleur hyporhéiques peut varier en fonction de la couverture des feuilles des arbres qui varie en fonction des saisons (Sinokrot and Stefan, 1993).

Les flux thermiques à l'interface nappe-rivière varient spatialement et temporellement à cause de plusieurs facteurs tel que les caractéristiques de la rivière et de la ZH (structure géomorphologique de la rivière, forme du lit de la rivière), l'hétérogénéité des sédiments ainsi que les variations diurnes et saisonnières des facteurs atmosphériques. Cardenas and Wilson (2007) ont montré que la géomorphologie de la rivière et la forme du lit de la rivière ont un impact sur les trajets d'écoulement et les vitesses qui peuvent contrôler la distribution des flux hyporhéiques hydrothermiques. Dans le même contexte, Gorman (2004) a montré qu'un changement des propriétés hydrauliques de la ZH, dû au changement des conditions dans la rivière peut engendrer une variabilité des flux hyporhéiques. Les variations spatiales des propriétés hydrothermiques de la ZH peuvent donc avoir une grande influence sur les flux d'eau et les flux de chaleur (Sawyer and Cardenas, 2009).

Dans ce contexte, Hester et al. (2009) ont montré que la conductivité hydraulique est le facteur le plus important qui a un impact sur la quantité des échanges des flux thermiques à l'interface nappe-rivières. Lancaster et al. (2005) ont montré que l'advection est le mécanisme de transfert de chaleur qui est le plus affecté par les variations des conductivités hydrauliques alors que la conduction joue un rôle moins important dans le transfert de chaleur. Ce transfert d'énergie par advection est important

lorsqu'il s'agit de sédiments grossiers à forte perméabilité (Hester et al., 2009). La variabilité spatiale des échanges des flux peut être ainsi expliquée par les différents gradients hydrauliques et l'hétérogénéité de la ZH et des couches géologiques sous-jacentes (Conant, 2004).

En comparant la contribution relative des flux advectifs et conductifs au niveau de la ZH pour quelques études, le Tab. 1.5 montre que les flux conductifs sont plus élevés que les flux advectifs pour la majorité des sites caractérisés par une ZH constituée de sable et graviers dans la majorité des cas étudiés en période d'été et d'automne.

Les flux conductifs varient entre -120 et 50 W m^{-2} et les flux advectifs varient entre -40 et 62 W m^{-2} hormis l'étude de (Brookfield and Sudicky, 2013) qui présente un flux advectif très important qui peut atteindre 1000 W m^{-2} pour le mois de juillet. La différence des valeurs des flux advectifs peut être expliquée par un apport plus important des eaux souterraines et aussi par l'approche de modélisation 3D que Brookfield and Sudicky (2013) ont utilisée et qui présente une augmentation des flux latéraux comparativement aux autres approches 1D et 2D utilisées dans les autres études.

La variation du flux conductif est plus importante lorsque la variation de température diurne de température de surface est plus élevée ce qui explique que la variation des flux conductifs est plus élevée en été qu'en automne en comparant les deux périodes étudiées par Hebert et al. (2011). Les flux advectifs sont moins importants que les flux conductifs en été alors qu'en hiver la variabilité de température est significativement réduite et par conséquent le flux conductif devient plus faible (Hebert et al., 2011). Dans ce contexte, Caissie et al. (2014) ont montré que les flux conductifs deviennent significatifs que pour une différence de température entre la rivière et l'aquifère supérieure à 6 °C.

En ce qui concerne les variations diurnes, Hebert et al. (2011) ont montré que la contribution du flux de chaleur hyporhéique est plus importante en fin d'après-midi entre 15h et 17h avec un flux d'échange qui peut atteindre 50 W m^{-2}. De plus, ils ont montré aussi que le flux conductif est plus important que le flux advectif pendant cette période de la journée estivale. Caissie et al. (2014) ont obtenu des résultats semblables en été. Ils ont observé un transfert de chaleur de la rivière vers la ZH par conduction pendant l'après-midi et le soir (la température de la rivière est plus élevée que celle de la ZH pendant ces périodes) alors qu'un transfert de chaleur de la ZH vers la rivière est observé pendant la nuit et au début de la matinée. Ils ont montré que le flux advectif est légèrement déphasé par rapport au flux conductif avec des pics observés à midi et des valeurs minimales observées à la fin de la journée pour le site étudié.

En général, en été, les échanges hyporhéiques favorisent le transfert de la chaleur de la rivière qui est plus chaude vers la ZH plus froide. Cette chaleur emmagasinée peut être retransférée par advection à la rivière par exfiltration. Pour les courts trajets d'écoulements hyporhéiques, la durée du stockage d'énergie peut être juste de quelques minutes à plusieurs jours alors que pour les longs trajets hyporhéiques, elle pourrait atteindre plusieurs semaines, voire mois (Arrigoni et al., 2008). La durée et la quantité du stockage de chaleur hyporhéique peuvent déterminer le degré d'atténuation et du déphasage des cycles diurnes et annuels. Ces deux facteurs contrôlent ainsi l'influence des flux thermiques hyporhéiques sur la variation de température dans la rivière (Arrigoni et al., 2008).

Les échanges de flux thermiques entre la nappe et la rivière peuvent être modifiés par des événements de crue (Wondzell and Swanson, 1999) ou de longues épisodes de sécheresse. Par exemple pendant un événement de crue, l'eau peut s'infiltrer dans la ZH ce qui va engendrer un transfert de chaleur par advection qui dépend de l'intensité et de la durée de l'événement pluvieux

alors que dans le cas d’un étiage, une réduction du débit de la rivière avec une augmentation de température de l’air peut favoriser le transfert par conduction. Les activités anthropiques telles que les pompages peuvent aussi modifier les flux thermiques à l’interface nappe-rivière. Par exemple en hiver, ces activités peuvent avoir un impact sur le régime thermique de la ZH en causant son refroidissement par une infiltration provoquée d’eau froide de la rivière. Les sédiments peuvent emmagasiner ainsi l’eau froide qui aura pour rôle de tamponner l’augmentation de la température en été (Risley et al., 2010).

Tableau 1.5 : Synthèse des différents flux de chaleurs estimés dans les différentes études (Un flux positif indique un transfert d'énergie de la ZH vers la rivière)

Auteurs	**Site**	**Mesure in situ**	**Climat**	**Largeur de la rivière (m)**	**Type de sédiment**	**Période de l'étude**	**Flux total**	**Flux advectif**	**Flux conductif**
(Hester et al., 2009)	Rivière de Craig Creek, Blacksburg	CT	Montagnard	1.5	Sable et graviers	8juin 2007-12 juin 2007	(-160) – 15 W m^{-2}	(-40) – 10 W m^{-2}	(-120) – 5 W m-2
(Brookfield et al., 2009)	Rivière Pin à Angus, Ontario, Canada	CT Profondeur : 0.2 m	Continental	11-14	Sable et graviers	Conditions d'état permanent correspondant au mois de juillet	200-1000 W m^{-2}	200-1000 W m^{-2}	(-0.005) - (-0.045) W m^{-2}
(Hannah et al., 2004)	Rivière de Cairngorm (Nord de l'Ecosse)	CT Profondeur : 0.2 m	Tempéré	9.9	Graviers	Automne-printemps (octobre 2001-avril 2002)	7.75 W m^{-2}		
(Sinokrot and Stefan, 1993)	Rivière Clearwater Minnesota	CT	Tempéré	246	Sable, graviers, Dépôts organiques	7-17 octobre 1990 20 juin-10 juillet 1990	16.45 W m^{-2}		
	Rivière Mississipo Minnesota			2745			10.64 W m^{-2}		
(Hondzo and Stefan, 1994)	Rivière Rum Minnesota	CT Profondeur : 0.1 m Profondeur : 0.5 m	Tempéré	50	Sable	7 septembre – 7 octobre 1991	(-3) - 40 W m^{-2}		
(Evans et al., 1998)	Rivière Blithe, Stattford-Shire. Grande Bretagnes	CT		-	Graviers (Couvert de périphyton et algues)	19 juillet – 1 aout 1994	(-155.8) – 5 W m^{-2}		

CT : Capteur de température

2 Chapitre 2 : Le bassin des Avenelles : Stratégie d'échantillonnage et analyse de données

Résumé

L'analyse des données acquises dans les différents compartiments de l'hydrosystème Avenelles a permis de décrire le régime hydrologique et thermique du bassin.

Pendant les périodes hivernales, la température de la rivière est plus faible que celle des aquifères. Dans le cas d'exfiltration, la conduction des températures de la rivière au sein de la zone hyporhéique (ZH) est tamponnée par la température de l'aquifère. Dans le cas d'infiltration, la température de la ZH est diminuée. Pendant les périodes estivales sans événement pluvieux, les interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface ont deux effets principaux sur la température de la ZH : 1) les eaux souterraines se déchargent dans la rivière et abaissent la température de la ZH et 2) les échanges hyporhéiques tamponnent les variations diurnes de la température de la rivière.

Les profils thermiques de la zone hyporhéique (ZH) ont un comportement différent entre l'amont et l'aval du bassin. L'amont du bassin en contact avec l'aquifère de Brie semble emmagasiner une quantité d'énergie plus importante que l'aval en été. En effet, les profils thermiques observés au droit des 5 stations MOLONARI en automnes et en hiver présentent des températures plus élevées en profondeur alors que les profils thermiques en printemps et en été présentent des températures moins élevées en profondeur.

La réponse de la température de la rivière et des températures hyporhéiques aux événements pluvieux indique généralement des diminutions de température après le pic de crue associées à une diminution de la température de l'air. Cette diminution dépend de l'intensité et de la durée des événements pluvieux. Les activités anthropiques telles que les pompages observés au niveau de la station MOLONARI 2 ont un grand impact sur le régime thermique des eaux souterraines et de la ZH au niveau de cette station. En périodes d'étiage, la réduction des débits de rivière entraine une forte augmentation de température dans la rivière et au niveau des piézomètres de berge qui tendent à suivre l'évolution de la température de l'air. Les températures hyporhéiques augmentent également en profondeur notamment au droit des stations amont.

Une combinaison des différentes mesures thermiques et hydriques est recommandée afin d'augmenter la fiabilité des estimations des flux à l'interface nappe rivière. Ceci fera l'objet de ce chapitre. Une analyse et une interprétation des données hydrologiques et thermiques sont réalisées afin de caractériser le fonctionnement hydrothermique au niveau de l'interface nappe-rivière du bassin des Avenelles. Ce chapitre présente également l'impact des événements extrêmes tels que des épisodes de crue ou d'étiage sur la variation des variables hydriques et thermiques.

2.1 Présentation du site

***2.1.1** Contexte géographique*

Le bassin versant des Avenelles est un sous bassin du bassin de l'Orgeval situé dans le département de Seine et Marne à environ 70 km à l'est de Paris. Sa superficie est d'environ 46 km^2. Le bassin versant est représentatif des têtes de bassins de l'hydrosystème Seine caractérisé par une couverture agricole importante (Loumagne and Tallec, 2013). Le bassin des Avenelles fait partie du Réseau des Bassins Versants (RBV) dans le cadre de l'Observatoire de Recherche en Environnement géré par le GIS ORACLE constitué des bassins versants du Grand Morin et du Petit Morin (Fig. 2.1). Le bassin profite également des recherches du PIREN SEINE (Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'eau et l'environnement du bassin de la Seine) et de la FIRE (Fédération Ile-de-France de Recherche en Environnement) ainsi que des infrastructures CRITEX qui permettent des mesures haute fréquence et basse fréquence des variables hydrologiques, hydrogéologiques et biogéochimiques. Le réseau de mesure du bassin versant est constitué de stations météorologiques, de stations limnimétrique jaugées à l'exutoire de chaque sous bassin, de stations pluviométriques réparties sur tout le bassin, de piézomètres ainsi que de capteurs d'humidité du sol à différentes profondeurs (Fig. 2.2). Le bassin des Avenelles dispose de longues séries de données dont les premières ont débuté en 1962. En 2012, un dispositif expérimental de mesure hydrothermique des échanges nappe-rivière a été mis en place (Mouhri et al., 2013) dans le cadre du projet de recherche des interactions nappe-rivière étudiées sous l'angle des emboîtements d'échelle (Flipo et al., 2014), développé au sein du Piren-Seine. Ce dispositif est constitué de cinq stations de MOnitoring LOcal des échanges NAppe Rivière (MOLONARI) (Fig. 2.2).

Les altitudes du bassin varient entre 80 m et 187 m avec une altitude moyenne de 148 m dont le seul accident est constitué par la butte de Doue (Loumagne and Tallec, 2013). Les altitudes sont décroissantes du nord au sud vers l'exutoire (Fig. 2.2). L'occupation du sol du bassin se décompose en 81% de terres agricoles dont la culture majoritaire est le blé suivie par le maïs, 18% de forêts et 1% de zones urbaines (Loumagne and Tallec, 2013).

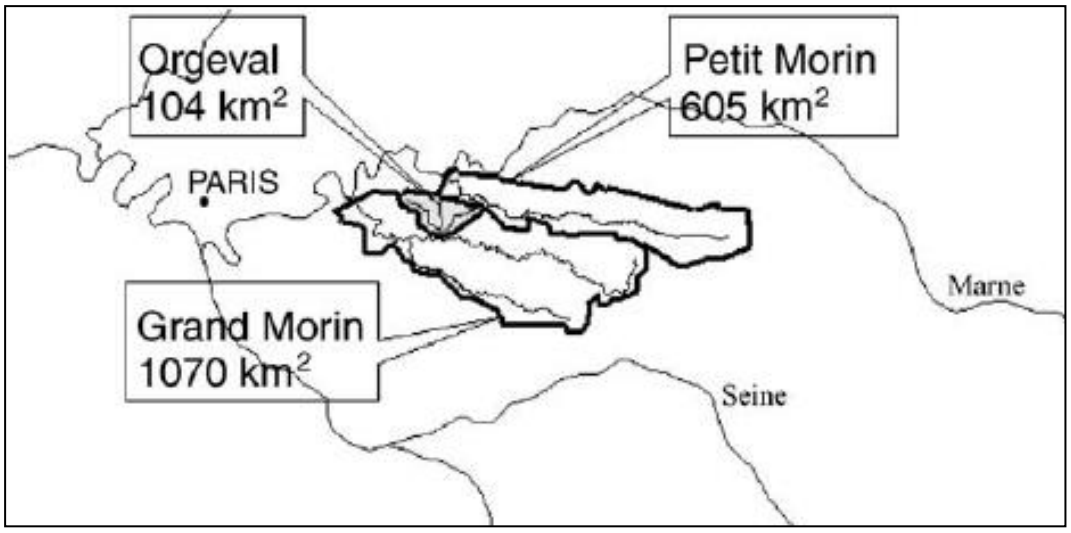

Figure 2.1: Localisation de l'Observatoire Gis Oracle (source : Observatoire ORACLE. DOI : 10.17180/OBS.ORACLE)

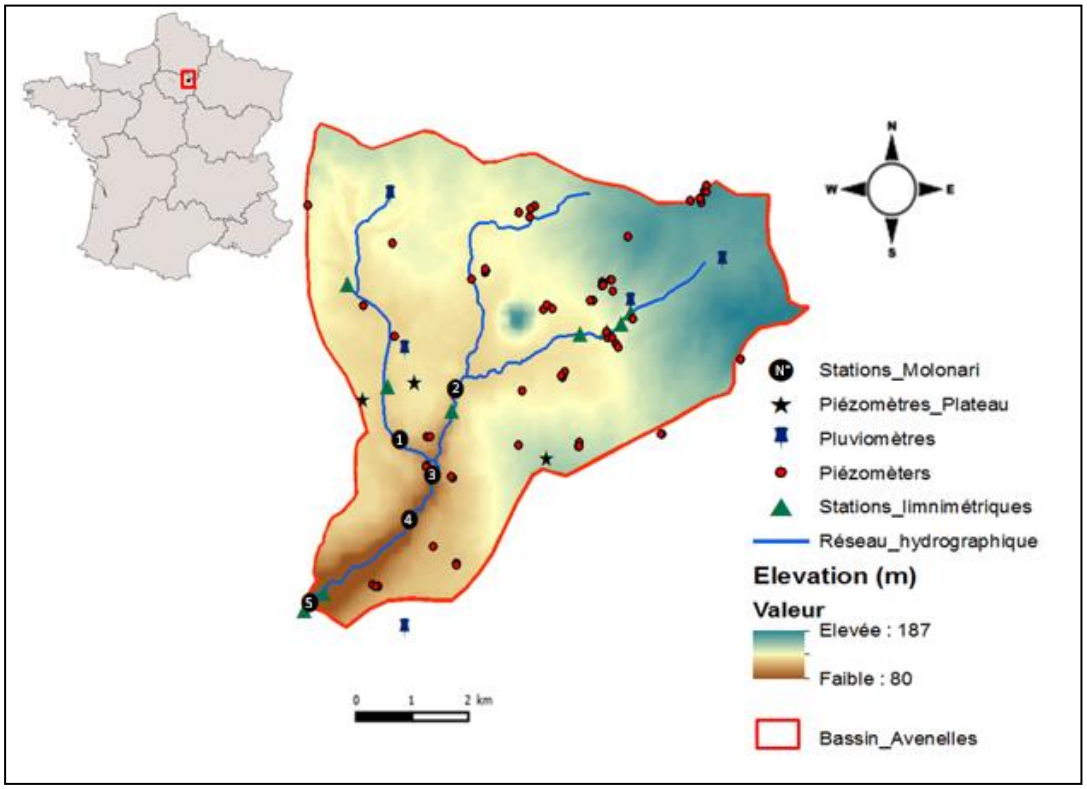

Figure 2.2: Localisation du site d'étude et instruments disponibles sur le bassin

2.1.2 Contexte climatique

Le bassin des Avenelles est soumis à un climat océanique tempéré. Les données climatiques sont fournies par la station météorologique de Boissy le Châtel. La température moyenne annuelle de l'air est d'environ 10.67 °C, avec une moyenne mensuelle minimale de 3°C durant le mois de janvier et une moyenne mensuelle maximale de 18°C durant le mois de juillet (1970-2017) (Fig. 2.3). La pluviométrie annuelle cumulée est d'environ 635 mm (1970-2017). Les mois les plus pluvieux sont octobre, décembre, mai, et juin, les mois les moins pluvieux sont février et avril (Fig. 2.3).

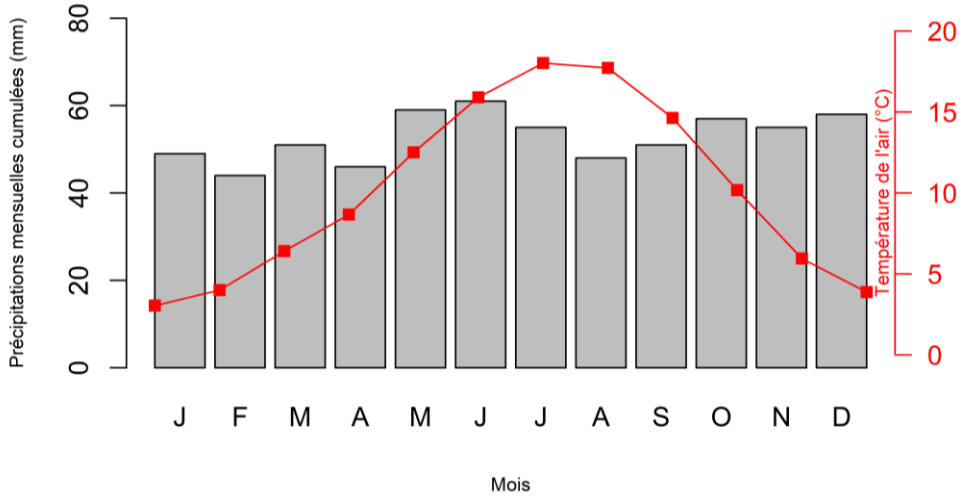

Figure 2.3 : Précipitations mensuelles moyennes et températures mensuelles moyennes (Période 1970-2017, Station Boissy le Châtel)

2.1.3 Contexte hydrogéologique

2.1.3.1 Bassin des Avenelles : Système aquifère multicouche

Le bassin des Avenelles est constitué par un système aquifère multicouche composé de deux formations géologiques principales : l'Oligocène (couche supérieure) et l'Eocène supérieur (couche inférieure). L'Oligocène est constitué par des sables de Fontainebleau (Stampien supérieur), des calcaires et meulières de Brie (Stampien inférieur), des argiles et marnes vertes (Stampien inférieur). L'Eocène supérieur est constitué par des marnes supragypseuses, des calcaires de Champigny et des marnes infragypseuses du Ludien, du calcaire de Saint Ouen ainsi que des sables de Beauchamp (Mégnien, 1970) (Fig. 2.4). La plupart du bassin est couverte d'une couche de loess d'une épaisseur de 2 à 5 m environ. Cette couche représente essentiellement des dépôts éoliens quaternaires constitués de lentilles de sable et de limon peu perméables.

La nappe des calcaires de Brie représente un aquifère libre et perché. Elle est alimentée par la percolation des eaux de pluie à travers les formations quaternaires limoneuses superficielles (Mégnien, 1970). La formation de Brie est hétérogène avec une profondeur qui varie entre 6 m et 10 m, elle est constituée d'une alternance de blocs de meulières. La nappe des calcaires de Champigny constitue un aquifère libre alimentée par les flancs de vallées et localement par les zones poreuses et les gouffres (Campinchi and Morisseau, 1983). Ces deux unités aquifères sont séparées par un aquitard marno-argileux.

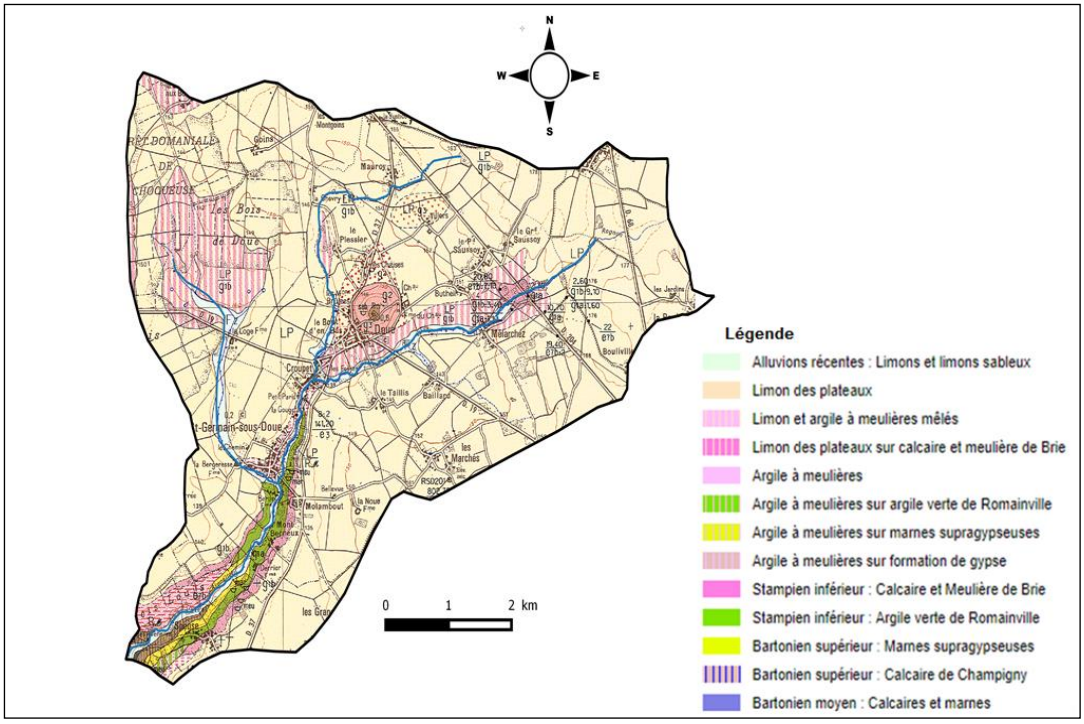

Figure 2.4 : Géologie du bassin des Avenelles. Le bassin des Avenelles est constitué par deux couches principales : Les calcaires de Brie et les calcaires de Champigny séparées par un aquitard marno-argileux.

2.1.3.2 Investigations géophysiques : Connectivité nappe-rivière

Afin de caractériser la connectivité locale du réseau hydrographique avec l'unité aquifère sous-jacente, des investigations géophysiques (sondages TDEM (sondages électromagnétiques dans le domaine temporel) et des tomographies de résistivité électrique (ERT)) ainsi que des campagnes de carottage ont été menées (Mouhri et al., 2013). Les investigations géophysiques ont été précédées par des études de reconnaissance de terrain basées sur des observations de la stratigraphie, de la morphologie et de la structure du cours d'eau. Les investigations ont été effectuées jusqu'à une profondeur de 17 m sur le plateau en s'arrêtant aux argiles vertes qui constituent le mur de la nappe de Brie et de 1 à 3 m au niveau des piézomètres de bordure de rivière (Mouhri et al., 2013). Cinq sections de rivière représentant différentes connectivités entre le cours d'eau et les aquifères ont pu être identifiées (Mouhri et al., 2013) (Fig. 2.5). Des tests de pompage ont été effectués pour caractériser les propriétés hydrodynamiques du milieu à l'échelle de chaque section. Les résultats obtenus montrent des valeurs de conductivité hydraulique qui varient entre 2 10^{-6} m s^{-1} et 5 10^{-4} m s^{-1} observées aux différentes sections.

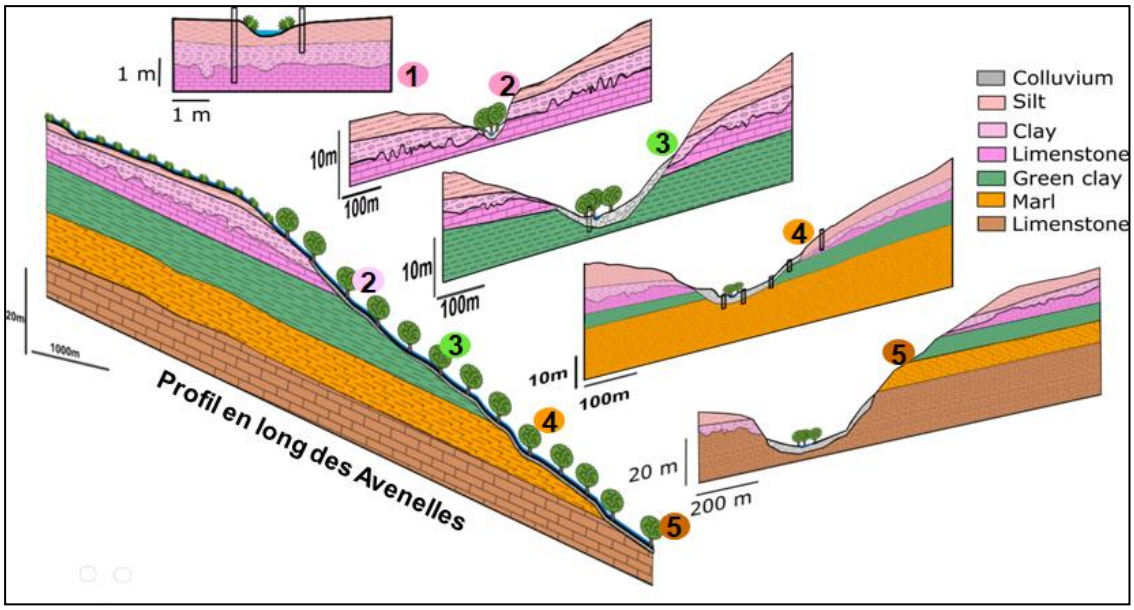

Figure 2.5 : Connectivité entre le cours d'eau et les substrats géologiques illustrée sous forme de coupes géologiques (Mouhri et al., 2014)

La section amont 1 drainant 10 km^2 est située au niveau de la formation de Brie. La station 2 drainant 24 km^2 se situe au niveau du passage de l'aquifère de Brie aux argiles vertes. Une source est présente en aval de la station. Les deux sections intermédiaires 3 et 4 sont positionnées sur les formations aquitards (argiles vertes pour la station 3 et marnes supragypseuses pour la station 4). La section 3 draine 38 km^2 et la section 4 draine 40 km^2. La section 5, située à l'exutoire du bassin, est en contact avec l'aquifère le plus profond, celui du Champigny.

Sur le bassin en général, les affluents amont ont un lit de rivière constitué par des matériaux silteux (station 1). La partie intermédiaire et aval est recouverte par des colluvions. L'épaisseur de colluvion augmente de la station 2 jusqu'à la station 5 (Fig. 2.6).

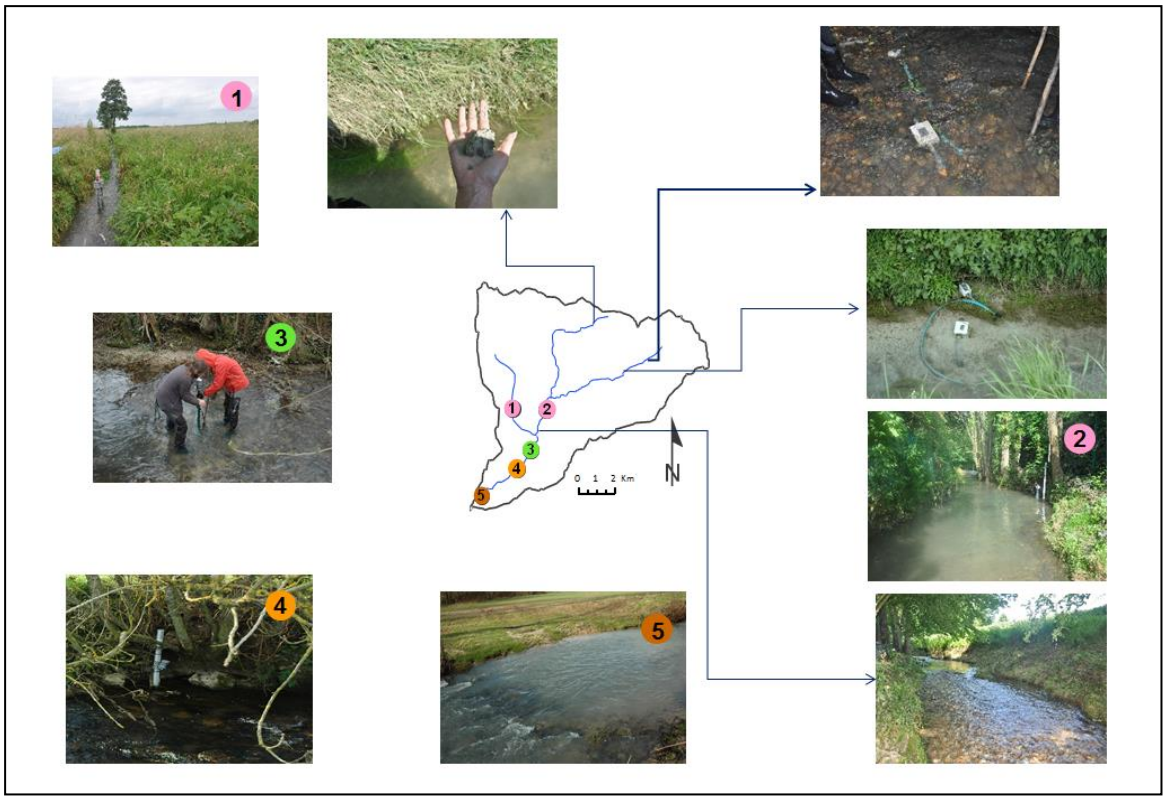

Figure 2.6 : Evolution spatiale du lit de rivière du ru des Avenelles

2.2 Stratégie d'échantillonnage

La mise en place d'un dispositif expérimental sur le bassin des Avenelles demeure un enjeu scientifique majeur. Ce dispositif permet de suivre l'évolution à long terme des flux échangés entre les différents compartiments du système. Le Tab. 2.1 regroupe les différentes stations présentes sur le bassin, les mesures effectuées ainsi que les périodes d'observation.

Tableau 2.1: Données disponibles sur le bassin (J : journalier, H : horaire)

Gestionnaires	Stations	Instruments	Mesures	Nombre	Début
Piren Seine	Stations MOLONARI (Échanges nappe-rivière)	Diver	Hauteur d'eau et température (Pas de temps 15 min)	15	2012
		PT100	Profil de températures au sein de la ZH à 4 profondeurs (Pas de temps 15 min)	13	
	Piézomètres de plateau	Diver	Hauteur d'eau et température (Pas de temps 15 min)	3	2012
Irstea et Fire	Stations météorologiques	-	Rayonnement solaire global, température de l'air, vitesse du vent, humidité relative, pression atmosphérique (pas de temps horaire et journalier)	3 (1 station +2 à proximité de l'observatoire)	1962
	Stations limnimétriques	Limnimètre à flotteur doublé d'un capteur à ultrasons	Hauteur d'eau/ Jaugeage ponctuel (Pas de temps journalier)	7	1962
	Pluviomètres	Pluviomètres à augets basculeurs	Lame d'eau (Pas de temps : horaire et journalier)	6	1962
	Piézomètres	DIVER Enregistreur de niveau de nappes OTT Orpheus Mini	Hauteur d'eau (Pas de temps journalier et horaire)	-	J :1989 H :2006
			Température (Pas de temps horaire)	9	H :2006

2.2.1 Mesures piézométriques

Les niveaux piézométriques sont mesurés en continu à l'aide d'un capteur de pression ''mini-Diver'' (Schlumberger Water Services) à pas de temps de 15 min. Les valeurs mesurées sont compensées de la pression atmosphérique ambiante au moyen d'une sonde ''Baro-Diver'' (Schlumberger Water Services). Les niveaux piézométriques sont mesurés aussi manuellement à l'aide d'une sonde piézométrique lors des missions de terrain afin de vérifier les mesures enregistrées en continu.

2.2.2 Stations MOLONARI

Le dispositif de mesure des échanges nappe-rivière est déployé sur une longueur de 6 km de réseau hydrographique. Chaque section (Fig. 2.5) est instrumentée par une station locale de monitoring hydro-thermique MOLONARI (MOnitoring- LOcal des échanges NAppe-RIvière) (Fig. 2.7). Le jeu de données fourni par les enregistrements hydro-thermiques au droit des stations MOLONARI permet d'étudier les variations spatio-temporelles du profil thermique au sein de la ZH en fonction des facteurs

hydroclimatiques enregistrés par les autres instruments cités dans le tableau 2.1. De plus, ce grand jeu de données fournit toutes les données nécessaires pour réaliser un modèle 2 D des 5 sections transversales. Grâce à ces données, il est possible de calibrer les paramètres hydrothermiques comme expliqué dans le chapitre 1 (Section 1.4.2.1) et quantifier les flux d'eau et de chaleur à l'interface nappe rivière. Ce travail est réalisé dans le chapitre 4.

Les stations MOLONARI occupent une section d'environ 3 à 4 m de profondeur et 5 à 7 m de large, perpendiculaire au sens d'écoulement du cours d'eau. Chaque station est construite autour d'un système de mesure de variables hydrogéophysiques (température et pression) et comprend :

Deux piézomètres de bordure situés sur chaque berge, équipés par des capteurs mini-Diver de température et de pression avec enregistreur à pas de temps 15 min. Les piézomètres de berge sont situés à des distances de moins de 5 mètres du ru.

Une sonde de température et de niveau d'eau enregistre la température et la pression de la colonne d'eau du cours d'eau au pas de temps de 15 min.

Deux dispositifs de mesure de profils verticaux de température implantés au niveau de chaque berge de rivière sur une profondeur de 40 à 60 cm avec une discrétisation de 10 à 20 cm. La mesure automatique de la température est réalisée grâce aux sondes reliées à des enregistreurs HOBO avec un pas de temps de 15 min.

Une grande de 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 boites qui contiennent les enregistreurs de température reliés aux sondes. Au final, nous avons réussi à développer nos propres boites qui résistent à l'eau afin d'assurer l'étanchéité du dispositif même pour de fortes crues comme celles du mois de juin 2016.

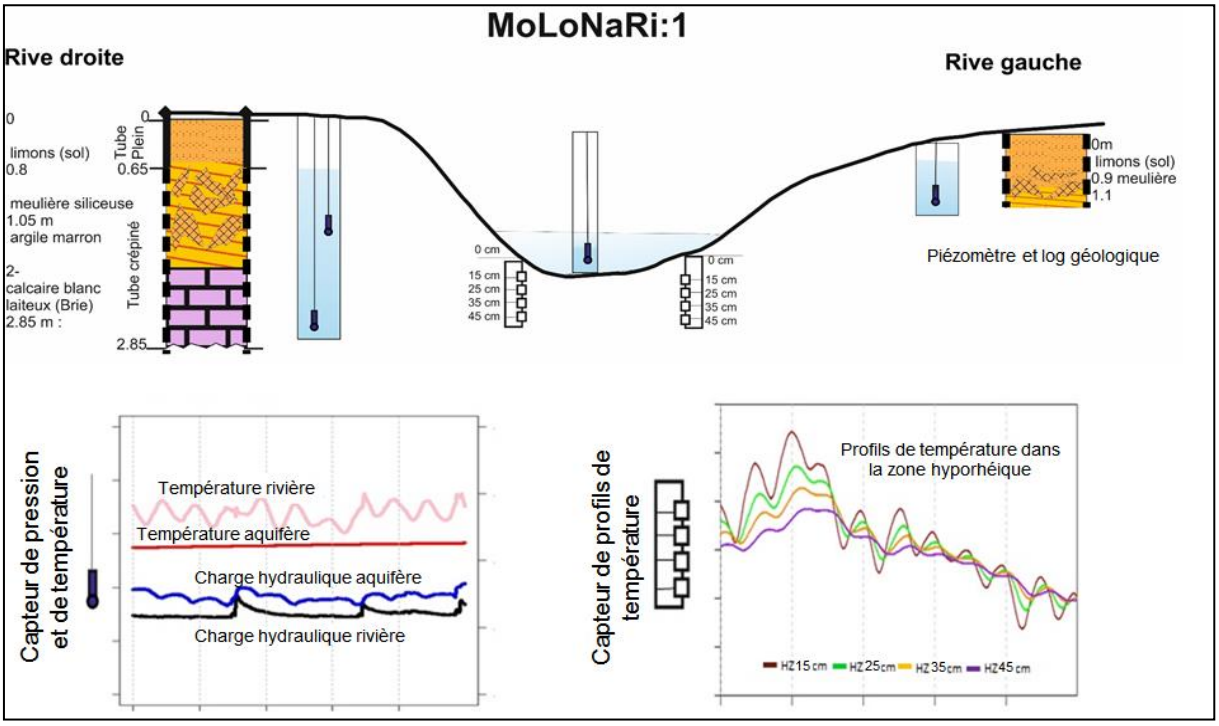

Figure 2.7 : Station de mesures des échanges nappe-rivière (Station MOLONARI)

Les mesures de pression et de température permettent ainsi de suivre la direction et l'intensité des échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines et d'avoir une première caractérisation du fonctionnement hydro-thermique de chaque station. Les caractéristiques des instruments de mesure de pression et de température pour chaque station MOLONARI sont présentées dans le Tab. 2.2 :

Tableau 2.2 : Mesures hydro-thermiques au droit des stations MOLONARI

Variables	Instrumentation	Précision
Température (rivière, aquifère)	Capteur Mini-Diver Sdec Schlumberger (capteur de mesure combinée de pression et de température)	±0.05 °C
Température (HZ)	Enregistreur de température HOBO à 4 entrées thermocouple couplé à 4 sondes TMCx-HD	±0.3 °C
Charge hydraulique (rivière, aquifère)	Capteur Mini-Diver Sdec Schlumberger (capteur de mesure combinée de pression et de température)	±0.3 cm
Pression atmosphérique	Baro-Diver Sdec Schlumberger	±0.3 cm

2.2.3 MINI-MOLONARI

Un dispositif expérimental mobile (mini-MOLONARI) a été développé dans le cadre du Piren Seine et l'institut Carnot M.I.N.E.S afin d'estimer l'hétérogénéité des échanges locaux nappe-rivière le long d'un cours d'eau (Cucchi et al., 2018) (Fig. 2.8). Ce système est peu coûteux et facile à construire. Il peut être installé dans des rivières à faible ordre de Strahler (typiquement de 1 à 3) et s'adapte à plusieurs environnements géologiques. Ce système couplé à des algorithmes d'inversion et un code hydrothermique permet de déterminer les propriétés hydrodynamiques de la zone hyporhéique et de quantifier les échanges nappe-rivière à l'échelle locale. Le système mini-MOLONARI est constitué d'un système de mesure de gradient de charge hydraulique entre la rivière et la ZH et d'un système de mesure de température. Le capteur de pression actuel permet d'investiguer une profondeur de ZH entre 40 et 80 cm. La température est mesurée travers un profil vertical à différentes profondeurs dans la zone hyporhéique. Les mesures de pression sont synchrones aux mesures de température avec un pas d'enregistrement de 15 minutes. Ce pas de temps est inférieur aux temps caractéristiques des processus physiques en jeu.

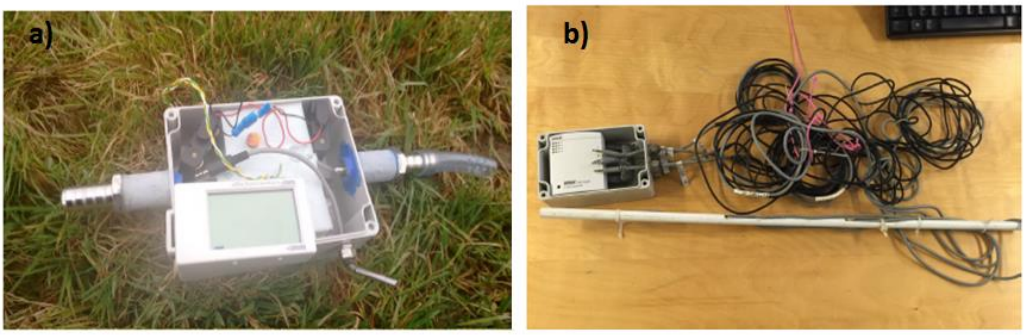

Figure 2.8 : Système expérimental mini-MOLONARI constitué par : a) Capteur de pression et b) tige de profil de températures verticales

2.2.3.1 Construction du capteur

Le dispositif de mesure du gradient de pression utilisé est celui développé par Greswell et al. (2009). Ce dispositif est composé de deux parties principales : un circuit « trigger », qui permet d'économiser les batteries et un circuit d'amplification du signal de sortie afin d'adapter la gamme d'enregistrement du data logger à la gamme de mesure de différence de charge observée entre la rivière et la zone hyporhéique. La mesure de la différence de charge hydraulique est assurée par un transducteur qui convertit la différence de pression en tension électrique enregistrable par le data logger. Le data Logger "Onset Hobo" enregistre des tensions qui varient entre 0 et 2.5 V. Afin d'assurer l'étanchéité du capteur de pression, le circuit électronique est couvert par un caoutchouc de Silicone. Il est ensuite placé dans un boîtier étanche. Le boitier suit la norme IP68 résistant à des immersions de plus de 1 m et il est équipé d'une sonde de température pour mesurer la température de la rivière.

La tension électrique mesurée sur le terrain est convertie en pression différentielle à l'aide d'une relation entre la tension mesurée, la pression différentielle et la température. Cette relation est obtenue par calibration de chaque capteur.

2.2.3.2 Calibration du capteur

2.2.3.2.1 Calibration tension-pression différentielle

La calibration tension – pression différentielle consiste à établir une relation entre la pression différentielle, la tension mesurée et la température ambiante. Le protocole de calibration est constitué de deux phases :

- Une calibration à température constante
- Une calibration à gradient de charge constant.

Pour la première étape, un dispositif expérimental constitué par deux tubes : le premier tube représente le niveau d'eau dans la rivière H_{riv} et le deuxième tube représente le niveau d'eau dans la ZH H_{ZH}. Les deux tubes sont placés verticalement et connectés au capteur de pression. A chaque fois que la hauteur d'eau de chaque tube est modifiée manuellement, la différence de charge et la tension sont enregistrées. Différentes configurations de niveaux d'eau H_{ZH} et H_{riv} sont effectuées jusqu'à atteindre la saturation du data logger à 0 V et à 2.5 V. Les mesures indiquent ainsi une relation linéaire entre la différence de charge ΔH et la tension U ($\Delta H = H_{ZH} - H_{riv}$). La relation établie entre la différence de charge et la tension est donné par l'Eq. 2.1, où α et β sont des coefficients estimés à partir des mesures.

$$\boldsymbol{\Delta H(U, T_{ref}) = \alpha + \beta U} \qquad \textbf{(Équation 2.1)}$$

2.2.3.2.2 Calibration tension-température

La calibration tension-température est utilisée afin de quantifier l'effet des variations de la température sur les mesures de tension électrique. Cette calibration est effectuée dans une chambre climatique. Le comportement du capteur de pression peut être évalué sous une large gamme de configurations de température contrôlée par une interface programmable. Trois expériences séparées sont effectuées pour chaque capteur. A chaque expérience, les tubes installés de chaque côté du capteur de pression sont remplis d'eau de façon à établir une différence de charge. La différence de charge est maintenue constante lorsque la température dans la chambre climatique varie. La

température est programmée de façon à varier linéairement dans des gammes comparables à celles observées sur le terrain. L'enregistrement de la tension et de la température est effectué à un intervalle d'une minute. Afin d'établir la relation entre ΔH, U et T, les coefficients α, β (Eq. 2.1) sont estimés à partir des données de la première calibration. Afin de tenir compte de l'effet de la température sur la relation entre la tension et la différence de charge, l'Eq. 2.1 est modifiée afin d'inclure la température (Eq. 2.2).

$$\boldsymbol{\Delta H = \xi_0 + \xi_1 U + \xi_2 T} \qquad \textit{(Équation 2.2)}$$

Les coefficients ξ_0 ; ξ_1 ; ξ_2 sont estimés à partir des deux expériences en reliant les deux équations (Eq. 2.1) et (Eq. 2.2) à une température $T = T_{ref}$.

Quand la température n'est pas prise en compte dans la relation de calibration, l'erreur associée à une température proche de 5 °C est de l'ordre de 2 cm alors qu'en tenant compte de la température dans la relation, cette erreur est de l'ordre de 2 mm. Par conséquent, la correction en fonction de la température permet de réduire l'erreur d'estimation de ΔH d'un ordre de grandeur à peu près.

2.2.3.3 Implantation du capteur

Le capteur de pression est connecté à deux tubes, l'un connecté à la rivière et l'autre à la zone hyporhéique. Le tube connecté à la rivière est de quelques centimètres de longueur, il est protégé par une grille assez fine afin d'éviter son colmatage. Le tube hyporhéique crépiné à sa base est enfoncé à une profondeur égale à celle du capteur de température le plus profond. Son enfoncement est très délicat surtout dans les colluvions.

Le système mobile de mesure de la température est similaire à celui utilisé dans les stations MOLONARI. Quatre sondes de type TMC6-HD à 3 fils produites par "Onset" sont fixées à une tige. La tige est ensuite implantée de telle façon que les quatre sondes soient placées à des profondeurs connues. Les sondes sont reliées à un data logger Hobo, placé également dans un boîtier étanche, qui enregistre directement les données de température de la ZH. Le système de mesure de température est installé au voisinage du système de mesure de pression.

L'installation dure en général entre 1 et 3h en fonction du type du sédiment du lit de la rivière et de la plus ou moins grande difficulté d'insertion du tube hyporhéique.

2.3 Gestion de la base de données

Le but de la gestion de la base de données du bassin des Avenelles est de valider les données enregistrées en continu par les différents capteurs.

2.3.1 Acquisition des données et Préparation des données brutes

La hauteur d'une colonne d'eau peut être déterminée à l'aide du Diver en mesurant la pression de l'eau à l'aide du capteur de pression intégré (Fig. 2.9). Pour mesurer les variations de pression atmosphérique (PBaro), un Baro-Diver est installé pour chaque site de mesures. Le Diver mesure la pression (m H20) exercée par la colonne d'eau (CE) et la pression atmosphérique Le Diver est suspendu sur un câble de longueur égale à LC. La tête de puits (TP) est mesurée par rapport au niveau du sol référencé en m NGF (Fig. 2.9).

Le niveau piézométrique (m NGF) NP est obtenu par l'Eq. 2.3 :

$$NP = TP\ (m\ NGF) - (L_C + (P_{mesurée}\ (m\ H_2O) - P_{baro}\ (m\ H_2O)) \qquad \textit{(Équation 2.3)}$$

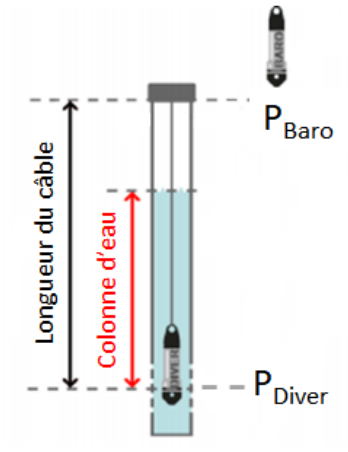

Figure 2.9 : Configuration d'installation d'un diver dans un piézomètre

Le Diver mesure aussi la température des eaux souterraines à l'aide d'un capteur semi-conducteurs.

2.3.2 Traitement des données brutes

Le traitement des données brutes récoltées sur le terrain est réalisé grâce à des scripts R qui permettent de concaténer les données, de vérifier la cohérence des séries temporelles et d'obtenir des charges en m NGF. Tous les piézomètres sont géoréférencés.

De nombreuses erreurs interviennent au cours du temps :

- *Mesures pendant la récolte des capteurs.*
- *Pompages réalisés lors des mesures bi- géochimistes.*
- *Nœuds sur le câble liés aux mauvaises manipulations des différents intervenants.*

Les scripts permettent de comparer les mesures enregistrées avec les mesures manuelles réalisées grâce à une sonde piézométrique. Des offsets sont attribués sur les périodes après les différents passages des biogéochimistes. De plus, les variations trop abruptes de température (> 0.2 °C/min) sont supprimées. La mesure de pression étant dépendante de la température, les charges sont également supprimées.

2.3.3 Structures de la base de données

Toutes les données brutes et traitées sont sauvegardées dans une base gérée sous Subversion en abrégé SVN. Le SVN est un logiciel qui permet de gérer les différentes versions d'un projet. Il permet l'utilisation collaborative des données.

Les données brutes contiennent toutes les données non traitées de pression compensées en pression atmosphérique, obtenues grâce au logiciel Diver, et les données de températures récoltées au niveau des piézomètres, pour la rivière et la ZH. Le dossier des données brutes contient également des descriptions détaillées des stations de mesures MOLONARI (nivellement des sections de rivière, mesures piézométriques manuelles) et des systèmes mini MOLONARI (calibration et installation des capteurs de pression et des tiges de température) ainsi que des schémas explicatifs et des protocoles expérimentaux. La Fig. 2.10 montre la structure de la base de données stockée sous SVN.

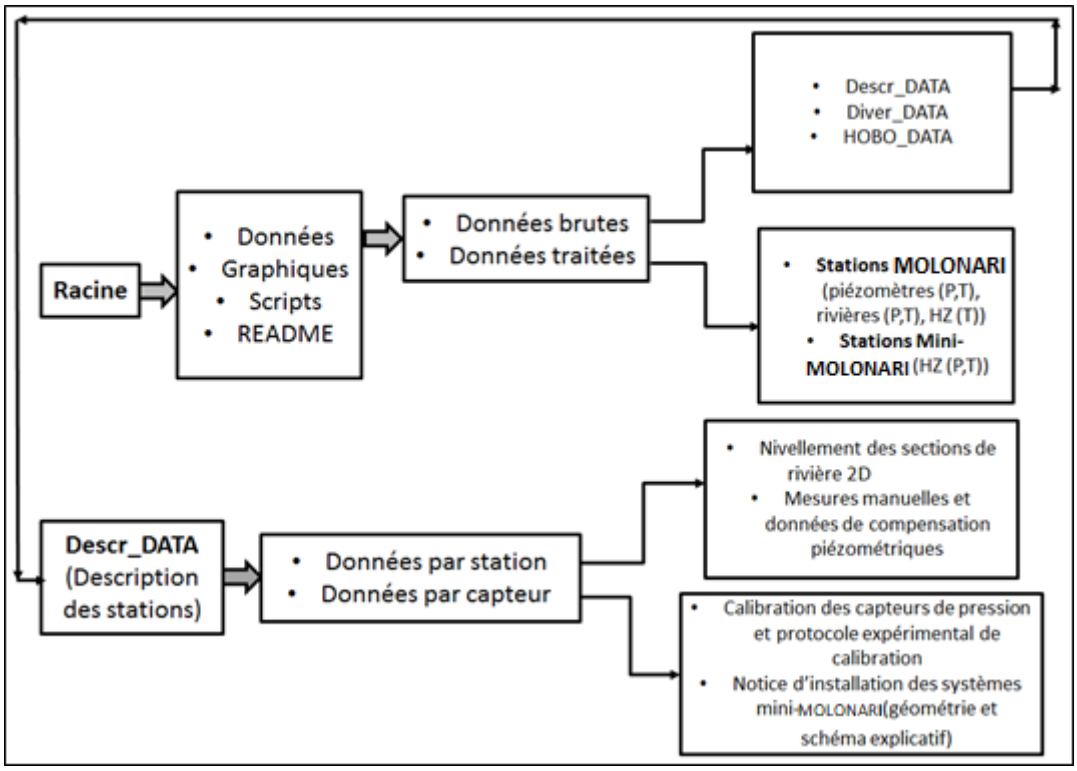

Figure 2.10 : Structure de la base des données stockée sous SVN

2.4 Présentation des données

Dans cette partie, la variation spatio-temporelle des variables des différents compartiments du bassin versant des Avenelles est décrite tout d'abord sur la période (2011-2017), ensuite sur des périodes de conditions climatiques contrastées.

2.4.1 Évolution spatiale et temporelle des variables pendant la période (2011-2017)

2.4.1.1 Mesures hydrologiques

2.4.1.1.1 Données pluviométriques

La pluviométrie est mesurée par Irstea à l'aide de pluviomètres à auget basculeur "PRECISMECANIQUE" de modèle 3030. La hauteur d'eau incrémentée à chaque basculement d'un auget est de 0.2 mm. La précision de la mesure par pluviomètre à augets est de ± 0.01 mm h^{-1}.

Les données de pluie sont enregistrées en continu grâce à des enregistreurs "ALCYR Danae" Les données sont enregistrées à chaque basculement de 20 g. Elles sont agrégées au pas de temps minute par le logiciel Sircade, puis au pas de temps horaire et journalier par le logiciel PARAPLUIE (logiciel IRSTEA).

En ce qui concerne les données de précipitations provenant de la base de données SAFRAN, il s'agit des observations interpolées spatialement sur une grille de dimension 8*8 km^2, les données de pluie sont interpolées toutes les 6 heures. Ensuite une deuxième analyse de type variationnel est appliquée aux fenêtres de 6h afin d'obtenir des valeurs au pas de temps horaire (Durand et al., 2013).

La répartition des pluviomètres sur le bassin versant des Avenelles ainsi que la répartition des mailles SAFRAN sont présentées dans la Fig. 2.11.

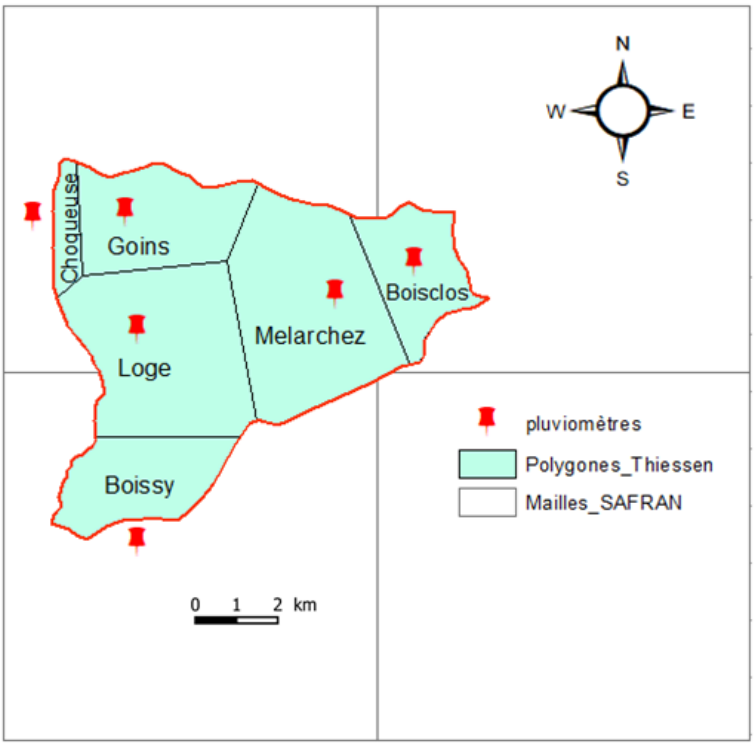

Figure 2.11 : Localisation des pluviomètres et des mailles SAFRAN sur le bassin versant des Avenelles

Une interpolation de ces données a été réalisée afin d'obtenir une spatialisation des données de pluie sur tout le bassin grâce à la méthode déterministe des polygones de Thiessen (Thiessen, 1911). La méthode se base sur la triangulation de Delaunay utilisant la méthode des médiatrices entre deux stations. Elle permet d'estimer des valeurs pondérées en prenant en considération chaque station pluviométrique en appliquant l'Eq. 2.4 :

$$\boldsymbol{P_{moy}} = \frac{\sum \boldsymbol{A_i}\ \boldsymbol{P_i}}{\boldsymbol{A}} \qquad \textit{(Équation 2.4)}$$

Avec P_{moy} : précipitation moyenne sur le bassin, A : aire totale du bassin, P_i : précipitation enregistrée à la station i, A_i : superficie du polygone associée à la station i.

Le bassin versant des Avenelles est composé de 6 polygones de Thiessen qui recoupent 4 mailles SAFRAN (Fig. 2.11). La validation des données BDOH se fait par inter-comparaison avec les données provenant des deux stations météorologiques les plus proches. Les données manquantes ont été complétées grâce aux données des 4 mailles SAFRAN. La méthode compare ainsi les données disponibles et remplit les données manquantes de chaque polygone de Thiessen par les chroniques des pluviométriques de la base de données SAFRAN.

Le jeu de données ainsi reconstitué au pas de temps journalier couvre la période du 1er août 2011 au 31 août 2017. Tout d'abord, une étude des variations annuelles des pluies, temporelles et spatiales, pendant cette période est réalisée. Les moyennes annuelles et saisonnières, les valeurs maximales et minimales de la pluie pour chaque polygone de Thiessen ont été calculées. Ensuite, trois périodes d'étude sont définies afin de suivre l'évolution de chaque variable suite à des événements pluvieux de différentes durées et intensités ainsi qu'une période de sécheresse en absence continue de pluie. Ceci permet de mieux comprendre les facteurs qui contrôlent les variations spatio-temporelles du

fonctionnement thermique du bassin et principalement à l'interface nappe-rivière sous différentes conditions climatiques.

Pendant la période 2011-2017, la moyenne annuelle de pluie est de 657 mm an^{-1} (Fig. 2.12). L'année 2016 est l'année la plus sèche avec un taux de précipitation minimal de 397 mm an^{-1} observé sur la partie centrale Est du bassin (Mélarchez) et l'année 2015 est l'année la plus humide avec un taux de précipitation maximal de 906 mm an^{-1} observé au niveau de la partie Sud-ouest du bassin (Choqueuse) (Tab. 2.3).

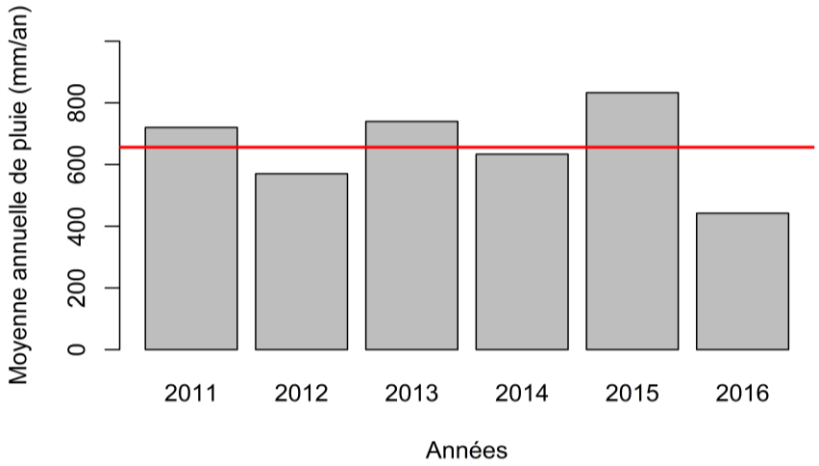

Figure 2.12 : Moyenne annuelle de pluie sur le bassin des Avenelles (2011-2017), moyenne sur l'ensemble de la période d'observation de 2011 à 2017 (trait rouge).

Tableau2.3 : Données de pluie pour la période (2011-2017). Les valeurs maximales et minimales correspondant respectivement à l'année la plus humide et l'année la plus sèche

Noms des polygones de Thiessen	Surface de polygone Thiessen (m²)	Moyenne annuelle P_i (mm)	Valeur maximale P_{max} (mm)	Valeur minimale P_{min} (mm)
Boisclos	52050000	653	805 (2015)	445 (2016)
Boissy	5930000	639	892 (2015)	425 (2016)
Choqueuse	1350000	700	907 (2015)	436 (2016)
Mélarchez	13407500	644	843 (2015)	398 (2016)
Goins	6965000	681	881 (2015)	544 (2016)
Loge	12575000	676	878 (2015)	435 (2016)

Les cumuls de pluie sont quasiment indépendants de la saison (Tab. 2.4) et on observe une répartition des pluies mensuelles plutôt uniformes (Fig. 2.3).

Tableau2.4: Moyennes saisonnières des chroniques de pluie disponibles pour la période (2011-2017)

Noms des polygones de Thiessen	Automne (mm/saison)	Hiver (mm/saison)	Printemps (mm/saison)	Eté (mm/saison)
Boisclos	146	144	127	143
Boissy	130	146	133	141
Choqueuse	147	159	144	151
Mélarchez	136	132	136	149
Goins	144	156	142	144
Loge	138	159	136	148

Pendant la majorité de la période étudiée, les précipitations journalières sont inférieures à 20 mm j^{-1}. Des événements pluvieux entre 20 et 40 mm j^{-1} sont observées au Nord-Ouest du bassin (polygones Choqueuse et Goins). Les événements extrêmes qui dépassent 40 mm j^{-1} sont peu fréquents. Ces événements atteignent au maximum 13 jours pendant la période étudiée. Une intensité journalière maximale de l'ordre de 50 mm j^{-1} est observée au nord-ouest du bassin (polygone Choqueuse) le 30 mai 2016.

Les événements pluvieux les plus longs présentent différentes durées et intensités. Un événement pluvieux de durée plus longue (27 jours) avec une quantité maximale de pluie de l'ordre de 138 mm est observé au centre du bassin (polygone Loge). Quant aux périodes de sécheresse, elles peuvent atteindre une durée maximale de 24 jours observée également au centre du bassin.

Concernant la spatialisation de la pluie sur le bassin, il existe un gradient Nord-Ouest Sud-est ; des quantités plus élevées sont observées au nord-ouest du bassin (polygone Choqueuse) (700 mm) alors que des quantités moins élevées sont observées au sud du bassin (polygone Boissy) (639 mm).

Dans la suite de travail, trois périodes d'étude sont choisies en fonction de la durée et l'intensité de la pluie. Ces périodes vont permettre d'étudier l'évolution spatio-temporelle de chaque variable en fonction des conditions hydro-climatiques contrastées. La première période est une succession de trois épisodes pluvieux de 17 jours avec une quantité totale de pluie tombée de 113 mm. Cette période est caractéristique d'une période de crue sur le bassin. Pendant cette période, le premier épisode pluvieux présente le pic de crue le plus important pendant toute la période d'étude (2011-2017) qui est de l'ordre de 50 mm j^{-1}. La deuxième période est caractéristique des événements moyens de pluie pendant les périodes estivales. Elle présente une courte durée de trois jours avec une quantité de pluie totale de l'ordre de 43 mm. La troisième période est caractéristique des périodes d'étiage. Elle présente une période de 17 jours sans pluie et qui se produit également en été. Les trois périodes d'étude sont résumées dans le Tab. 2.5:

Tableau 2.5 : Description des trois périodes d'étude

Période	Dates	Durée (j)	Quantité totale de pluie (mm)	Intensité maximale journalière de l'événement pluvieux (mm j^{-1}) (pic de crue)
CRUE	25/05/2016-08/06/2016	17	113	50
PLUIE ESTIVALE	25/08/2015-28/08/2015	3	43	38
ÉTIAGE	09/06/2017-25/06/2017	17	0	-

2.4.1.1.2 Données de débit en rivière

Les mesures de débit dans le bassin versant des Avenelles sont effectuées grâce à des stations limnimétriques réparties à chaque exutoire de chaque sous bassin versant (Fig. 2.13). Chaque station limnimétrique est équipée d'un déversoir, d'une échelle limnimétrique de référence, d'un limnimètre à flotteur doublé d'un capteur à ultrasons et aussi d'un courantomètre électromagnétique. Ces stations limnimétriques sont capables de mesurer des valeurs de débit comprises entre 0.01 et 1000 $m^3 s^{-1}$ avec un ordre de grandeur d'erreur moyenne de 5%. Les chroniques de débit sont enregistrées en continu à un pas de temps horaire et journalier pour des périodes propres à chaque station.

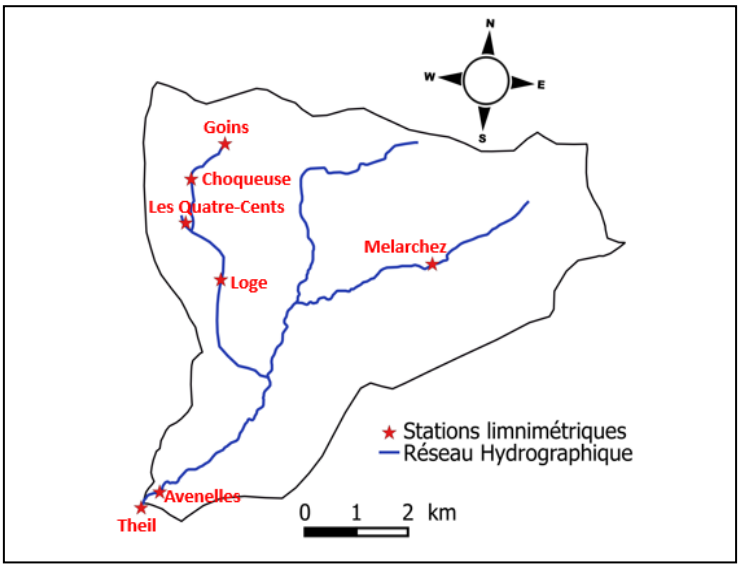

Figure 2.13 : Localisation des stations limnimétriques du bassin des Avenelles

Pour caractériser le régime hydrologique de chaque station, les moyennes annuelles des débits (Tab. 2.6) pour chaque station ont tout d'abord été calculées. Une étude des variations des débits temporelle et spatiale pour les différentes stations a été réalisée par la suite pour les trois périodes définies précédemment.

Tableau 2.6 : Débit moyen annuel et débit maximal des différentes stations de jaugeage du bassin des Avenelles pendant la période (2011-2017)

Station (Identifiant)	Superficie de drainage (km^2)	Date de mise en place	Débit moyen interannuel ($m^3 s^{-1}$)	Débit maximal journalier ($m^3 s^{-1}$)
Quatre-Cents	1.1	2003	0.002	0.22
Goins (H5723021)	1.3	1998	0.003	0.25
Choqueuse (H5726520)	1.7	1998	0.004	0.29
Loge (H5726530)	9.6	2000	0.02	0.5
Melarchez (H5723210)	7.1	1969	0.05	3
Avenelles (H5723021)	46	1962	0.27	10.4

Pendant la période (2011-2017), la station des Avenelles affiche un débit moyen interannuel maximal de l'ordre de 0.38 $m^3 s^{-1}$ observée en 2015. Une valeur minimale de l'ordre de 0.12 $m^3 s^{-1}$ est observée en 2016. A la station Melarchez, le débit moyen interannuel maximal affiche une valeur de l'ordre de 0.074 $m^3 s^{-1}$ pendant l'année 2015 et une valeur minimale de l'ordre de 0.02 $m^3 s^{-1}$ pendant l'année 2016 (Fig. 2.14).

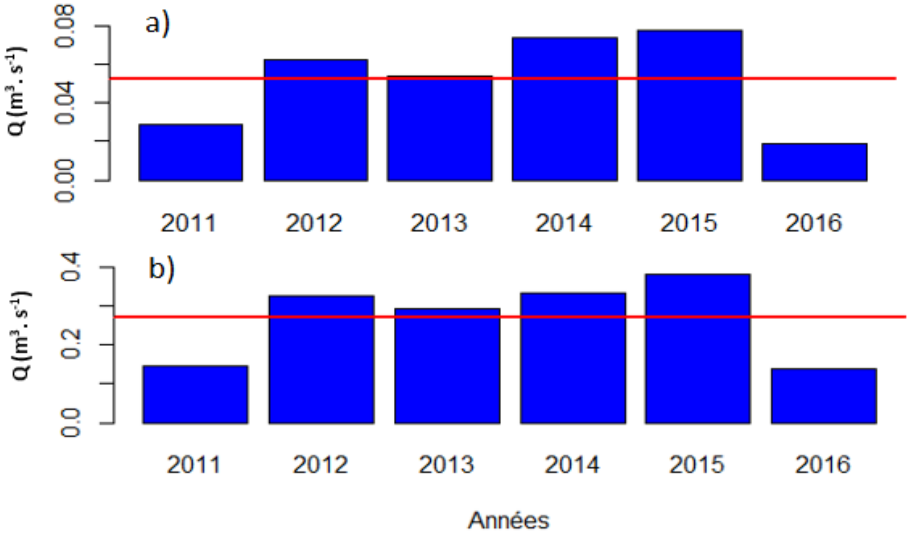

Figure 2.14: Moyenne annuelle de débit pour (a) : la station de Mélarchez et (b) :la station des Avenelles (b). Moyenne sur l'ensemble de la période d'observation de 2011 à 2017 (trait rouge).

Le bassin présente des fluctuations saisonnières de débit. La variation saisonnière de l'écoulement des cours d'eau est de type unimodal, avec des hautes eaux centrées sur l'hiver (maximum en janvier), alternant avec les basses eaux d'été (minimum en août). Les débits mensuels en général sont plus importants pour les mois de décembre à avril et plus faibles du mois de mai à octobre pour toutes les stations. Le régime hydrologique est considéré comme irrégulier avec une alternance de périodes de fortes crues et de périodes d'étiage (Fig. 2.15, Fig. 2.16). Le fonctionnement des sous bassins est très proche et les variations des débits suite à la variation de la pluie n'est pas systématique pour tous les sous bassins versants étudiés. Les deux branches du réseau hydrographique présentent des réactivités distinctes aux événements pluvieux. La comparaison des stations de Mélarchez et Avenelles indiquent que le comportement hydrologique de la section aval "Avenelles " est calqué sur celui de l'amont Mélarchez situé à l'est du bassin (Fig. 2.16). Trois phases principales peuvent être identifiées au cours d'une année hydrologique. Une première phase automnale de septembre à novembre qui est la phase de recharge des réserves du sol, suivie d'une deuxième phase de décembre à avril où on remarque des débits élevés moyennement corrélés aux intensités des événements pluvieux et qui peuvent être augmentés par la contribution des nappes superficielles, suivie d'une dernière phase de mai à août où l'écoulement est très faible et ne se produit qu'au cours d'averses intenses telle que la crue du mois de juin 2016 (Fig. 2.15, Fig. 2.16). Cette dernière phase peut être caractérisée par une absence de la contribution des nappes. Pendant la deuxième phase, tous les sous bassins versants réagissent de façon très proche aux événements pluvieux et l'augmentation du débit est proportionnelle à la surface de chaque sous bassin versant.

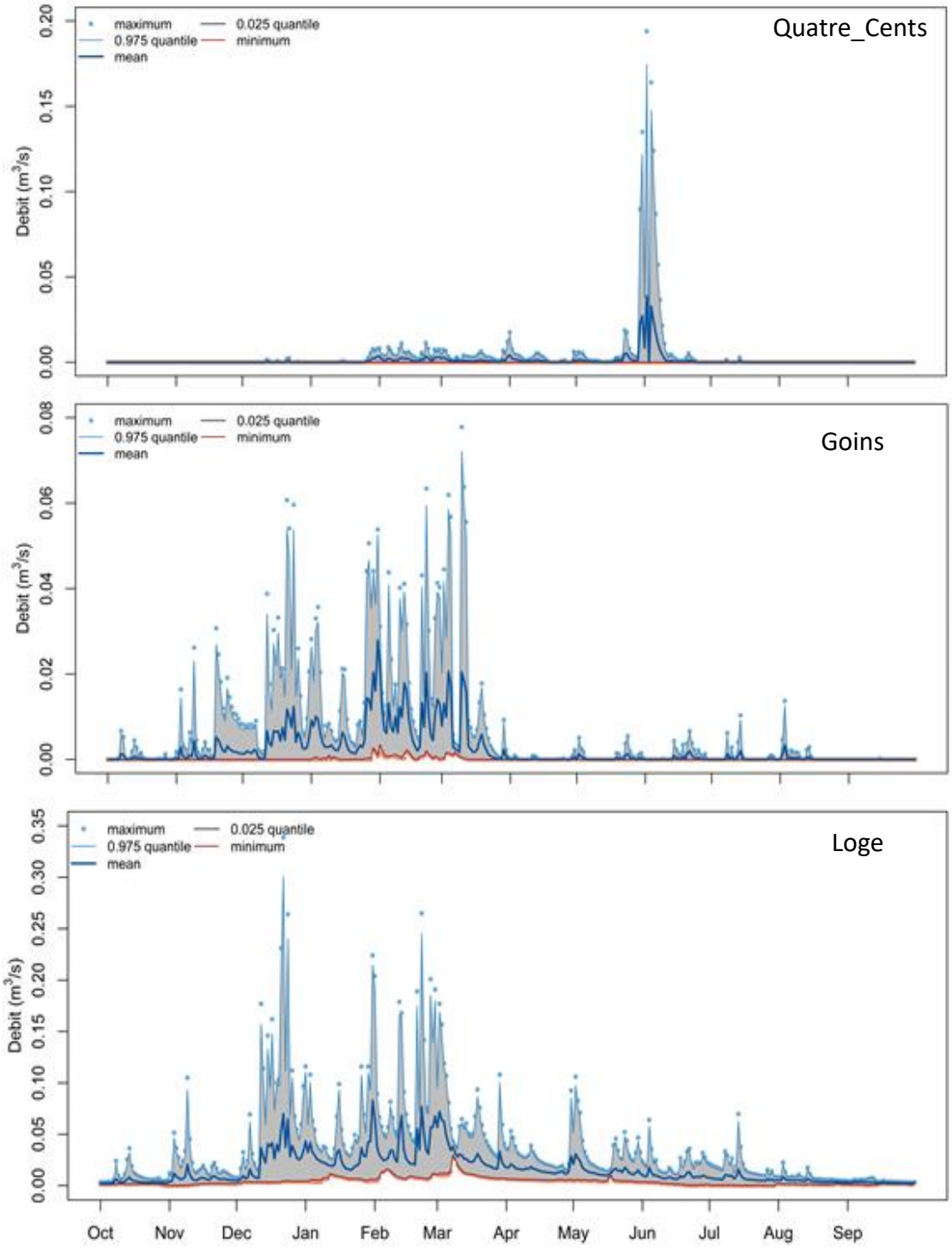

Figure 2.15 : Débits mensuels moyens pour les stations (Quatre-Cents, Goins et Loge) pendant la période (2011-2017)

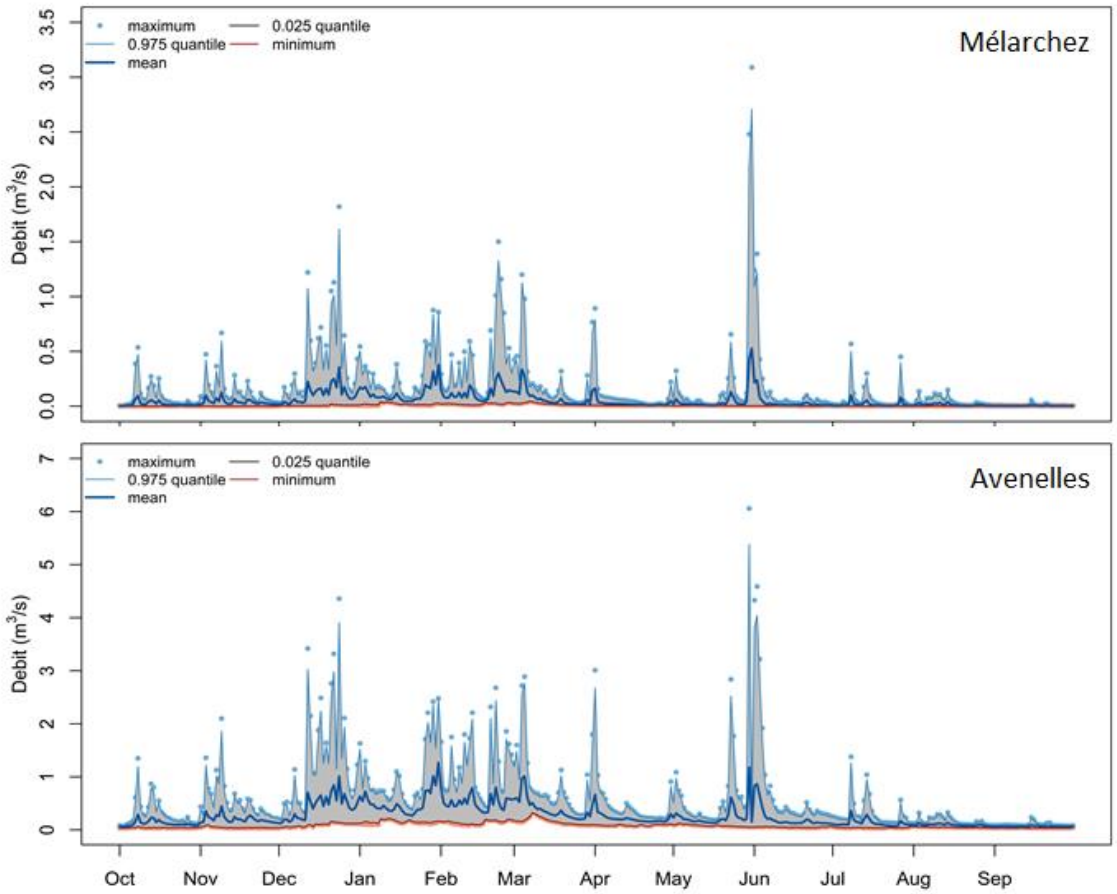

Figure 2.16 : Débits mensuels moyens des stations Mélarchez et Avenelles pendant la période (2011-2017)

Afin de caractériser les débits d'étiage sur le bassin des Avenelles, le calcul des indicateurs VCN30 et QMNA5 est effectué. Une période d'étiage est une période de l'année où le débit est minimal. Le VCN30 correspond au débit minimal moyen calculé sur une période de 30 jours consécutifs une année donnée (Galéa and Prudhomme, 1997). Le QMNA5 correspond au VCN30 dépassé 80% du temps. Autrement dit, il y a une chance sur 5 une année donnée pour que le QMNA5 soit observé sur un cours d'eau. Pour la station des Avenelles, le VCN30 de l'année humide est de l'ordre de 0.09 $m^3 s^{-1}$ et celui de l'année sèche est de l'ordre de 0.04 $m^3 s^{-1}$. En ce qui concerne la station de Mélarchez, le VCN30 de l'année humide est de l'ordre de 0.004 $m^3 s^{-1}$ et celui de l'année sèche est de l'ordre de 0.002 $m^3 s^{-1}$. Les QMNA5 des stations Avenelles et Mélarchez sont respectivement 0.04 $m^3 s^{-1}$ et 0.002 $m^3 s^{-1}$. Les VCN30 tendent à augmenter de l'amont vers l'aval. Ceci peut être expliqué par l'importance des surfaces drainées en aval du bassin (Fig. 2.17).

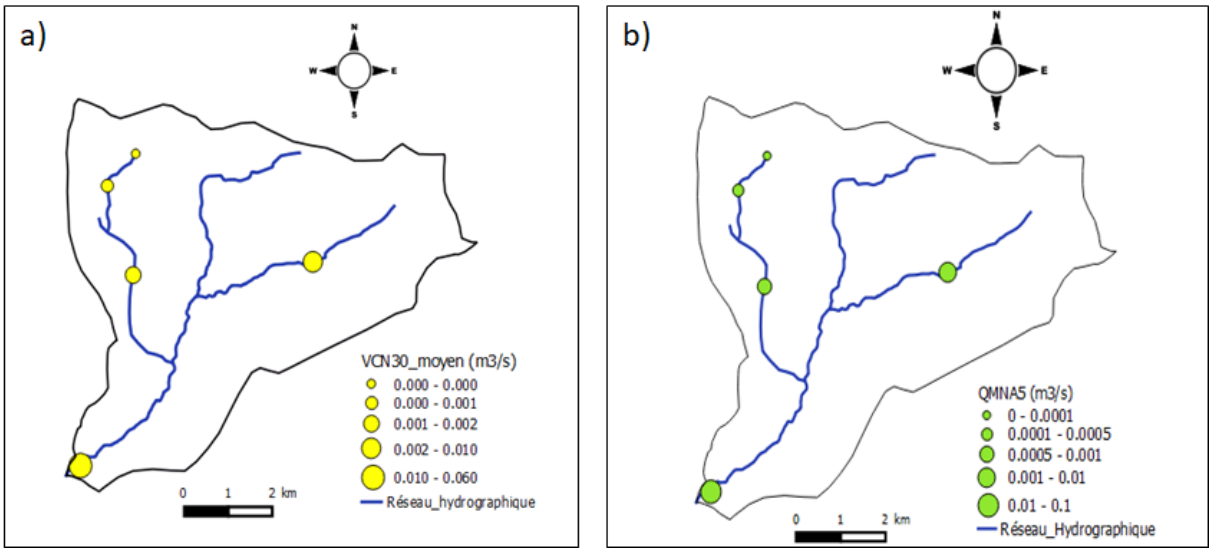

Figure 2.17 : Distribution des a) VCN30 moyens et b) QMNA5 calculés sur les données disponibles entre 2011 et 2017 pour toutes les stations

Afin de quantifier la contribution du débit de base par rapport au ruissellement, plusieurs méthodes sont utilisées afin de séparer les hydrogrammes telles que les méthodes graphiques de récession des crues (Donald and Wigham, 2009), les méthodes isotopiques et de traceurs (Roussel, 1995) ainsi que les méthodes qui utilisent les filtres numériques afin d'estimer le débit de base (Chapman, 1996; Eckhardt, 2008). Les filtres permettent de déterminer les minima locaux et d'exclure les extrema. Dans le but d'estimer le débit de base, une analyse d'hydrogramme est effectuée à l'exutoire du bassin des Avenelles.

Les estimations réalisées à l'aide de la méthode du filtre numérique à deux paramètres utilisant l'indice de débit de base (BFI) sont fiables et comparables aux estimations des méthodes de traceurs (Eckhardt, 2005). Le filtre d'Eckhardt est donné par l'Eq. 2.5 :

$$\boldsymbol{b_k} = \frac{(1-BFI_{max})\alpha b_{k-1}+(1-\alpha)BFI_{max}y_k}{1-\alpha BFI_{max}} \qquad \textit{(Équation 2.5)}$$

Avec : b_k ($m^3\ s^{-1}$) : le débit de base estimé à un pas de temps k, α est la constante de récession et BFI_{max} est l'indice de débit de base maximal qui représente le ratio du débit de base par rapport au débit total. Ce paramètre est estimé à l'aide des propriétés de la rivière et de l'aquifère sous-jacent. Le BFI_{max} varie entre 0.25 pour les cours d'eau pérennes associées à des formations rocheuses, 0.5 pour les cours d'eau éphémères associées à des formations poreuses et 0.8 pour les cours d'eau pérennes associées à des formations poreuses (Eckhardt, 2005).

La Fig. 2.18 montre le résultat d'une séparation de l'hydrogramme grâce à la méthode d'Eckhardt (Eckhardt, 2005) avec un indice de débit de base BFI_{max} de 0.8 correspondant aux cours d'eau pérennes avec des formations poreuses. L'index de débit de base moyen BFI_{moyen} est de l'ordre de 0.825.

Pendant la majorité de la période étudiée, le débit de base est plus important que le débit de ruissellement et atteint son maximum le 30/05/2016 pendant la période de la forte crue avec une valeur de 6.19 $m^3\ s^{-1}$ contre un débit de ruissellement de 4.10 $m^3\ s^{-1}$ estimé à la même période.

Ces résultats confirment des résultats d'une étude précédente où l'hydrogramme de crue du bassin des Avenelles est décomposé grâce à l'utilisation des traceurs tel que le deutérium ainsi que les traceurs chimiques (nitrate, sulfate, chlore) (Loumagne and Tallec, 2013). La séparation des hydrogrammes de crue à l'aide des isotopes stables de l'eau a déjà été appliquée par Roussel (1995) en amont (Mélarchez,) et en aval (Theil) du bassin, avec des contributions de l'eau de nappe d'environ 80 %.

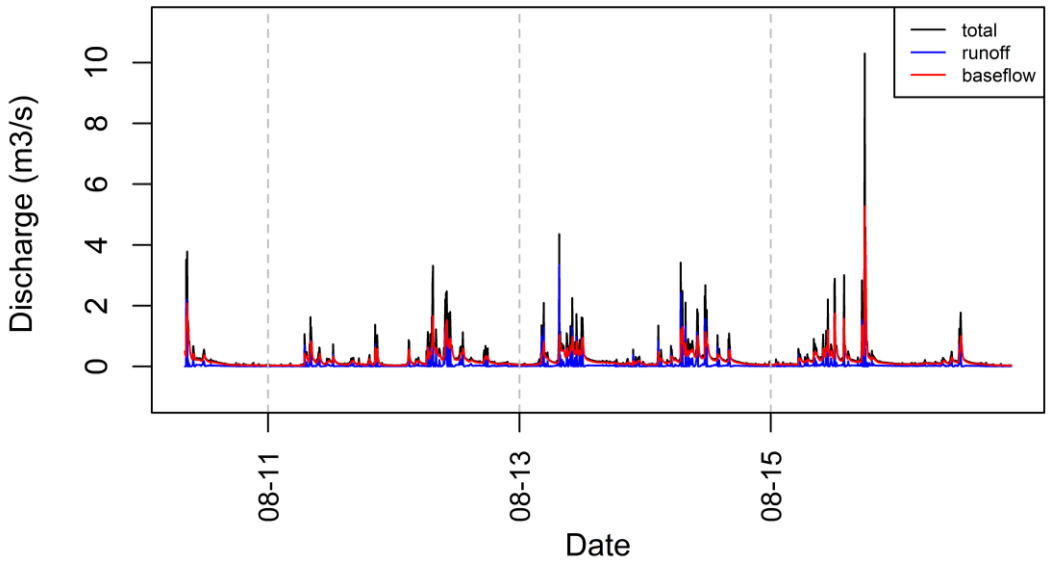

Figure 2.18: Séparation de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin des Avenelles

2.4.1.1.3 Données piézométriques

Cette partie présente une synthèse des variations piézométriques du bassin des Avenelles pendant la période 2012-2017. Une étude des variations temporelle et spatiale des niveaux piézométriques pour les différentes stations a été réalisée tout d'abord pour toute la période d'étude La Fig. 2.19 montre la localisation des différents piézomètres sur le bassin des Avenelles.

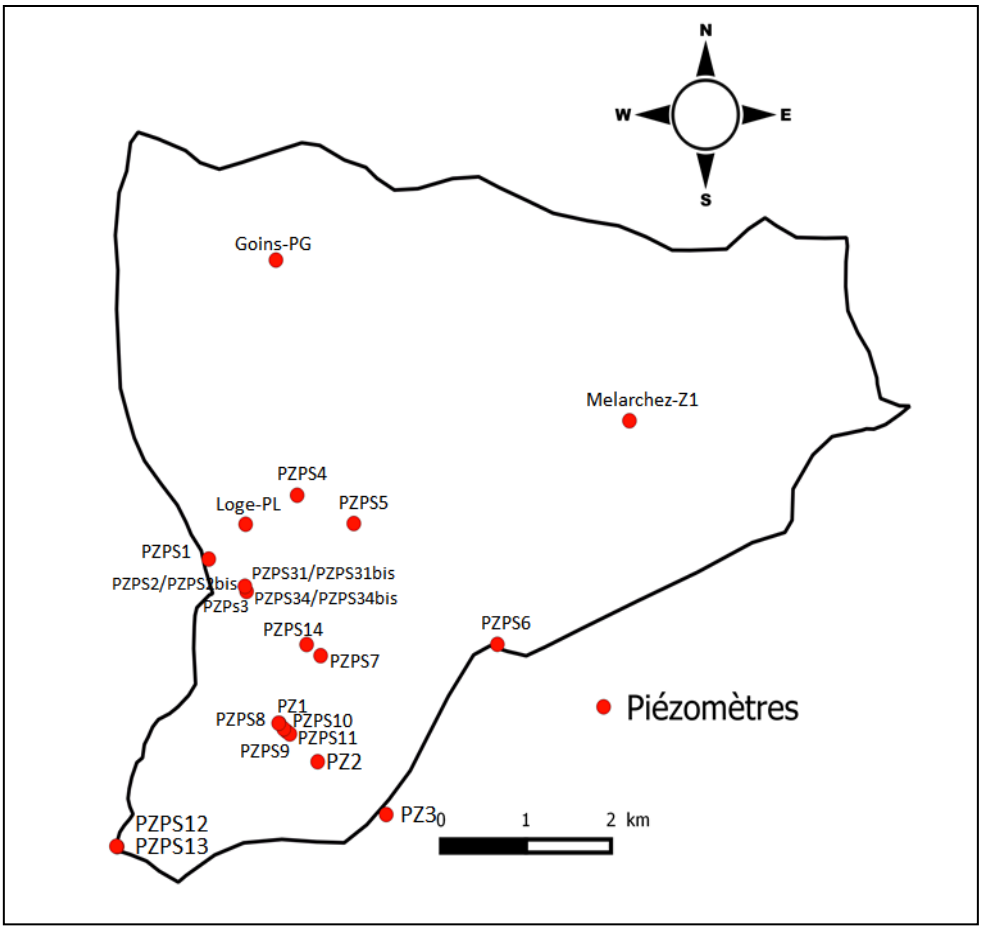

Figure 2.19: Piézomètres du bassin des Avenelles (PIREN-SEINE et Irstea-Fire)

Afin d'étudier la variabilité des niveaux piézométriques sur le bassin, une première caractérisation statistique est effectuée. Les niveaux piézométriques moyens et les écarts-types sont ainsi calculés (Tab. 2.7). Les profondeurs ainsi que les couches géologiques dans lesquelles sont positionnés les piézomètres sont indiqués dans le Tab. 2.7. Les fluctuations des niveaux piézométriques varient généralement en fonction de la topographie, de la géologie de l'aquifère ainsi que de la recharge et des prélèvements. Sur le bassin des Avenelles, les niveaux piézométriques moyens varient entre 78.8 m (PZPS12) situé en aval du bassin et 106 m (PZPS6) situé à l'est du bassin. La direction principale de l'écoulement est du Nord-est vers le Sud-ouest. Les niveaux Les écarts types des niveaux piézométriques varient entre 0.1 m (PZPS3) et 1.59 m (Goins). Pour la majorité des piézomètres de berge, les écarts types ne dépassent pas 0.23 m. L'amplitude des variations est plus importante au niveau des piézomètres de plateau qui présentent les plus forts écarts types.

Tableau 2.7: Caractéristiques des piézomètres du bassin des Avenelles

Piézomètre	Noms	Profondeur (m)	Géologie	Niveau piézométrique moyen (m NGF)	Ecart type (m)	Distance à la rivière (m)
Piézomètres de berges	PZPS2	3	Formation de Brie	132.83	0.21	1.6
	PZPS2bis	-	Formation de Brie	132.85	0.14	1.6
	PZPS3	1.1	Formation de Brie	132.81	0.1	2
	PZPS31	3	Formation de Brie	133.13	0.13	2.3
	PZPS31bis	-	Formation de Brie	133.12	0.14	2.3
	PZPS34	3	Formation de Brie	132.51	0.16	2.2
	PZPS34bis	-	Formation de Brie	132.6	0.17	2.2
	PZPS5	3	Formation de Brie	131.51	0.12	4.5
	PZPS7	3	Argile vertes	112.71	0.15	7.5
	PZPS8	4	Argiles vertes +marnes supragypseuses	104.76	0.23	4
	PZPS12	2.4	Argile à meulière + marnes supragypseuses	78.8	0.21	5.5
	PZPS13	3	Argile à meulière + marnes supragypseuses	78.85	0.15	5
	Derrier-PZ1	4	Argile à meulière + marnes supragypseuses	104.5	0.22	4
Piézomètres de Plateau	PZPS1	17	Formation de Brie	135.65	1.25	
	PZPS4	12.4	Formation de Brie	135.53	0.52	
	PZPS6	12	Formation de Brie	160.4	0.96	
	PZPS14	-	-	120.17	0.43	
	Derrier-PZ2	10	Formation de Brie	130.9	1.22	
	Granges-PZ3	10	Formation de Brie	137	0.93	
	Goins_PG	-	-	120.9	1.59	
	Loge_PL	-	-	137.1	0.78	

La majorité des niveaux piézométriques étudiés pendant la période 2012-2017 sont réactifs avec des augmentations du niveau après chaque séquence pluvieuse été comme hiver. L'amplitude des variations du niveau piézométrique en réponse aux évènements pluvieux varie selon les différents piézomètres. Cette variabilité traduit l'hétérogénéité de la recharge, de la porosité et de la perméabilité du milieu.

- Piézomètres de berge

Les piézomètres des stations MOLONARI qui sont situées en bordure de rivière et moins profonds que les piézomètres de plateau, sont influencés à la fois par l'intensité des évènements pluvieux et aussi par les interactions avec la rivière.

Les piézomètres de la station amont MOLONARI 1 PZPS2 et PZPS3 sont situés respectivement en rive droite et rive gauche de la rivière. Les niveaux piézométriques de ces piézomètres présentent une grande réactivité aux événements hydrologiques et ceci est probablement dû au caractère superficiel de l'aquifère de Brie avec une zone non saturée de faible épaisseur. La forte contribution des eaux de pluie et des interactions avec la rivière à la dynamique a été confirmée par un suivi géochimique des chlorures (Mouchel et al., 2016), la teneur des chlorures au niveau de ces piézomètres est élevée. Ceci confirme l'importante contribution de l'eau de pluie. Les trois piézomètres présentent des variations de niveau plus élevées en hiver (Fig. 2.20).

Le piézomètre de la station amont MOLONARI 2 PZPS5 est caractérisé par la présence des formations de Brie et il est un puits utilisé par un pépiniériste. Les fluctuations sont donc principalement liées au pompage. Les périodes de variations importantes sont associées à des périodes de pompages qui induisent des baisses piézométriques qui peuvent atteindre 0.5 m en 2 heures (Fig. 2.20).

Les niveaux piézométriques des stations intermédiaires MOLONARI 3 et MOLONARI 4, PZPS7 et PZPS8 ont un comportement hydrogéologique très proche. Le PZPS7 est caractérisé par la présence des argiles vertes et le PZPS8 est caractérisé par la présence des marnes supragypseuses plus perméables que les argiles vertes. Les faibles variations observées sont en accord avec les faibles observations de concentrations en chlorure dans le piézomètre PZPS8 (Mouchel et al., 2016) qui indiquent un faible apport des eaux de pluie et de la rivière (Fig. 2.20).

La station aval MOLONARI 5 est constituée des piézomètres PZPS12 et PZPS13. Ils sont situés respectivement en rive droite et rive gauche de la rivière (Fig. 2.20). Les deux piézomètres sont caractérisés par la présence des argiles à meulière et des marnes supragypseuses ; ceux-ci enregistrent les variations de charge de l'aquifère du Champigny. Le PZPS12 et le PZPS13 présentent le même comportement hydrogéologique avec des variations du niveau piézométrique légèrement plus importantes au niveau de la rive gauche. La station se situe à l'intérieur d'un méandre, la contribution de rivière est plus importante pour le PZPS13. Les variations piézométriques sont en général faibles tout le long de la période étudiée, intensifiées en fonction de l'intensité des événements pluvieux où on observe un maximum de variation de niveau piézométrique en juin pour les deux piézomètres, probablement dû à l'effet de la crue de juin 2016 et en fonction de la quantité des échanges d'eau entre la nappe et la rivière.

- Piézomètres de Plateau

Concernant les piézomètres de plateau PZPS1 (situé à proximité de la forêt au nord-ouest du bassin) et PZPS4, situé au nord du bassin, leurs niveaux piézométriques réagissent aux précipitations en particulier en période de hautes eaux. Le niveau piézométrique de PZPS1 montre des variations plus élevées que les autres niveaux piézométriques observés dans les autres piézomètres de plateau. Le PZPS6 montre un aspect plus stable avec des fluctuations de charge hydraulique presque égales tout le long de la période d'étude, il présente des fluctuations légèrement plus élevées en hiver. Ce piézomètre est proche de la surface. En période de hautes eaux, le niveau piézométrique est très proche de la surface (0.5 m). Les fluctuations de la nappe interviennent dans la couche limoneuse. Le PSPS1 et le PZPS6 sont en bordure du bassin. Ils sont donc impactés par des processus liés à leur position. Le PZPS1 est très profond. La nappe est toujours à 5 m de la surface (à peu près 2 m pendant la période des hautes eaux) alors que le PZPS6 est moins profond et la nappe est plus proche de la source pendant les périodes de hautes eaux (Fig. 2.20).

Les chroniques piézométriques observées au niveau du transect Derrier constitué par les piézomètres PZ1, PZ2 et PZ3 et au niveau des stations Goins, Loge et Mélarchez constituées respectivement par les piézomètres PG, PL et Z1 réagissent aux précipitations en particulier en périodes de hautes eaux. Le piézomètre Goins (PG) situé au nord est du bassin présente l'amplitude de variation la plus importante avec un écart type de 1.59 m (Fig. 2.21).

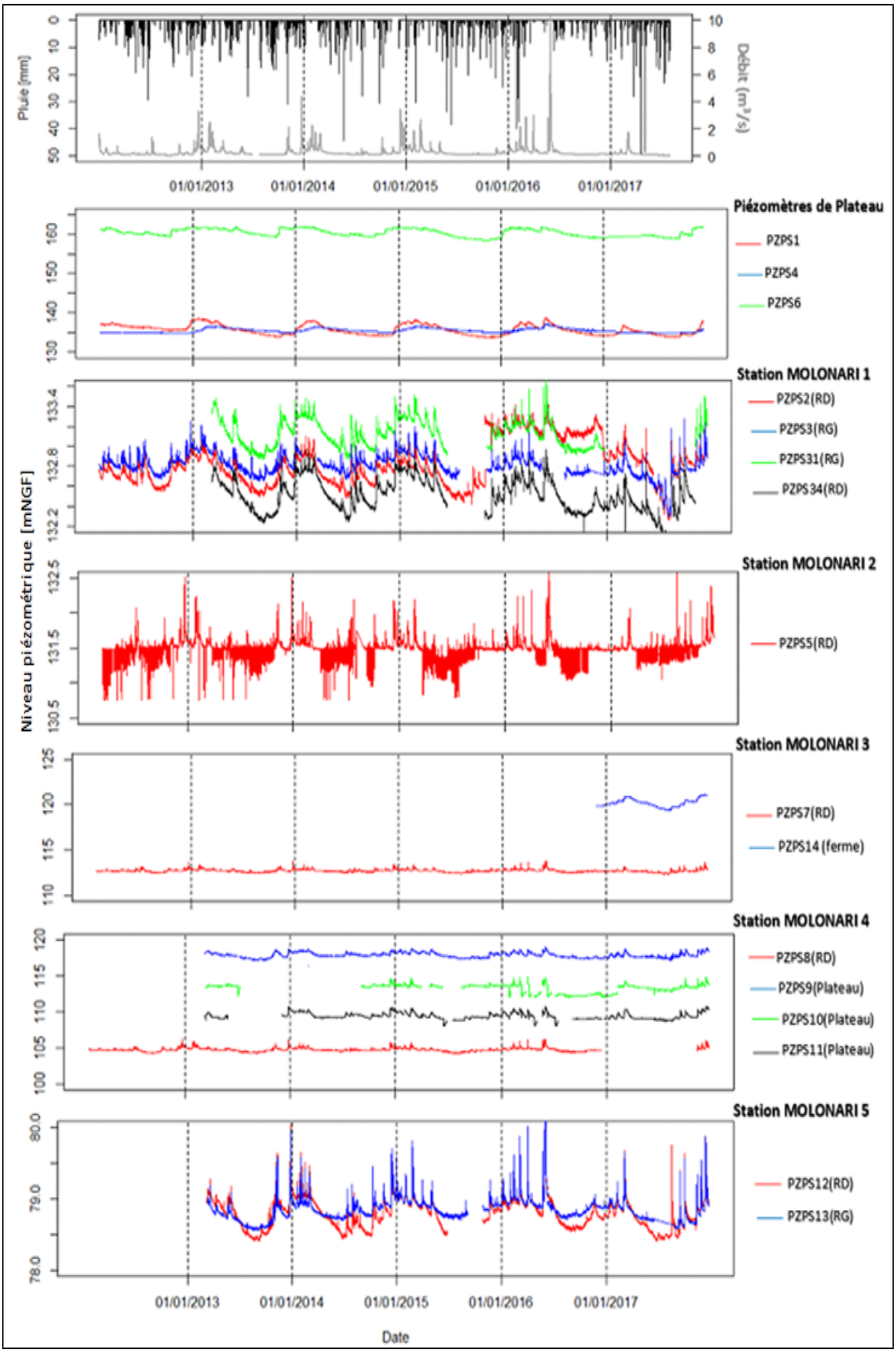

Figure 2.20: Chroniques piézométriques observées au niveau des piézomètres PIREN SEINE.

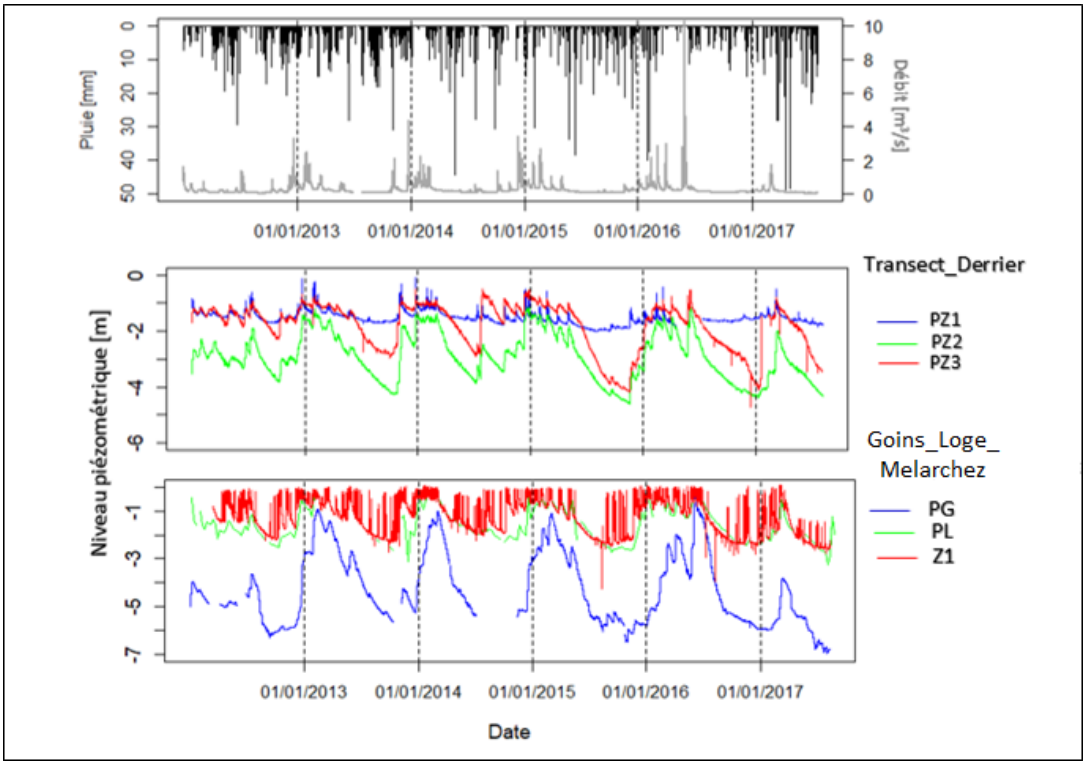

Figure 2.21 : Chroniques piézométriques observées au niveau du transect Derrier constitué par les piézomètres PZ1, PZ2 et PZ3 (Tab. 2.7) et au niveau des stations Goins, Loge et Mélarchez constituées respectivement par les piézomètres PG, PL et Z1

2.4.1.2 Mesures thermiques

2.4.1.2.1 Températures atmosphériques

Les températures atmosphériques sont mesurées aux pas de temps horaire et journalier à différentes profondeurs de 5 cm à 150 cm en dessus du sol. Les données de température de la station Boissy sont mesurées à l'aide de la station météorologique située à Boissy le Châtel. En ce qui concerne les autres stations (Avenelles, Loge, Melarchez et Theil), la température de l'air est mesurée à l'aide d'un dispositif composé de 4 thermistances et d'un enregistreur ''HOBO U1 '' à 4 voies. Les thermistances air sont montées sur un mandrin en bois en bordure de berge. Ce dispositif mesure la température de l'air à une hauteur de 5 cm en dessus du sol avec une précision de ± 0.4 °C.

Pendant la période (2012-2017), l'année 2014 est l'année la plus chaude pour les mesures de la température de l'air à une hauteur de 5 cm en dessus du sol (stations Avenelles, Loge, Melarchez et Boissy) avec une valeur maximale annuelle de 12.8 °C observée à la station Melarchez. L'année la plus froide pour les mesures de température à une hauteur de 5 cm pour les mêmes stations est l'année 2016 avec une valeur minimale annuelle de l'ordre de 8.3 °C. A une hauteur de 150 cm en dessus du sol, la valeur annuelle maximale de 12.48 °C est observée en 2015 alors qu'une valeur annuelle minimale de l'ordre de 10.4 °C est observée en 2012 (Tab. 2.8). Les amplitudes moyennes journalières de la température de l'air varient entre 3.3 °C et 14 °C pour l'ensemble des stations.

Tableau 2.8: Données de température de l'air pour les 4 stations de mesure pour la période (2012-2017) pour les stations (Avenelles, Melarchez, Loge et Boissy)

Nom de la station	Moyenne annuelle (°C)	T_{max} Journalière (°C)	T_{min} Journalière (°C)	Valeur maximale T_{max} (°C)	Valeur minimale T_{min} (°C)
Avenelles (+5cm)	10.6	43.9	-10	12 (2014)	8.3 (2016)
Loge (+5cm)	11.3	42	-10	12.3 (2014)	10.5 (2016)
Melarchez (+5cm)	11.4	34.6	-6.7	12.8 (2014)	9.8 (2016)
Boissy (+150cm)	11.4	28.2	-8.6	12.4 (2015)	10.4 (2012)

Les variations saisonnières de température de l'air pour toutes les stations montrent des valeurs maximales en été et des valeurs minimales en hiver (Tab. 2.9)

Tableau 2.9: Moyennes saisonnières des chroniques de températures de l'air sur les données disponibles entre 2012 et 2017

Station	Automne (°C)	Hiver (°C)	Printemps (°C)	Eté (°C)
Avenelles (+5cm)	11.2	4	10.5	17.6
Loge (+5cm)	11.8	3.7	10.2	18
Melarchez (+5cm)	12	3.9	10.4	17.5
Boissy (+10cm)	5.8	3.3	3.8	11
Boissy (+150cm)	10.8	3.7	9.9	17.8

La température moyenne annuelle de l'air est caractérisée par une faible variabilité spatiale avec des valeurs qui varient entre une valeur minimale de 10.3 °C observée à la station de Theil et 11.4 °C maximale observée à la station de Melarchez. Les valeurs de température de l'air mesurée à 10 cm en dessus du sol montrent des moyennes annuelles plus élevées au nord du bassin. Le nord du bassin présente les moyennes de température les plus opposées (les moins élevées en décembre et les plus élevées en juillet). Ceci peut être expliqué par une plus grande influence des facteurs atmosphériques au nord du bassin (Fig. 2.22).

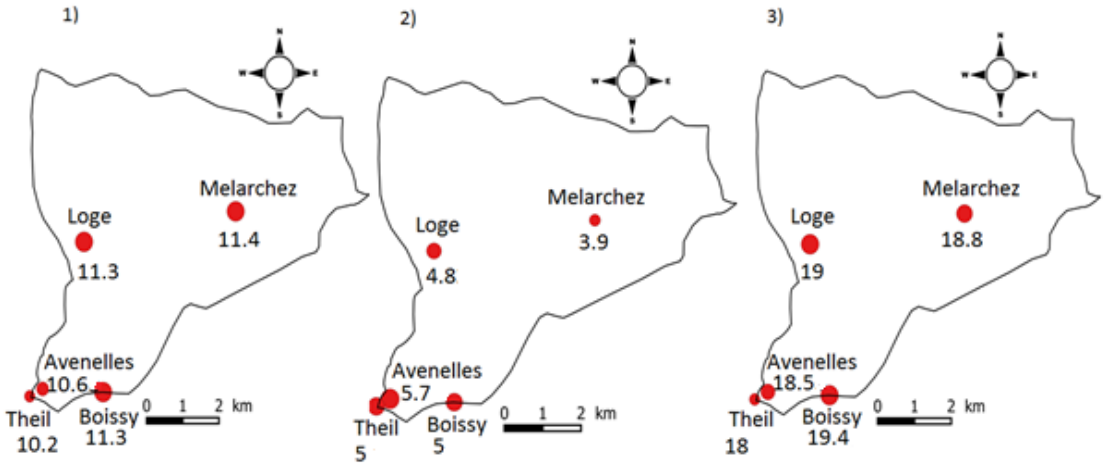

Figure 2.22 : Répartition de la température de l'air (°C) sur le bassin des Avenelles : 1) Moyennes annuelles, 2) Moyennes du mois de décembre 3) Moyenne du mois de juillet

2.4.1.2.2 Température du sol

Une étude des variations temporelle et spatiale de la température du sol pour les différentes stations a été réalisée tout d'abord pour la période (2012-2017), ensuite l'étude est réalisée pour les trois périodes définies dans les sections précédentes.

Les températures du sol sont mesurées au pas de temps horaire et journalier à deux profondeurs 50 et 100 cm. Pendant la période (2012-2017), les valeurs maximales annuelles varient entre 12 °C et 14 °C alors que les valeurs minimales annuelles varient entre 7 °C et 12 °C. Pour toute la période étudiée et sur l'ensemble des stations, les valeurs maximales et minimales extrêmes sont généralement observées à la surface du sol (Tab. 2.10). Les variations saisonnières de température du sol aux différentes profondeurs de 5 cm, 50 cm et 100 cm pour toutes les stations montrent des valeurs maximales en été et des valeurs minimales en hiver. Les amplitudes moyennes journalières à la surface du sol varient entre 1.3 °C et 2.6 °C pour l'ensemble des stations, celles à une profondeur de 5 cm sont plus atténuées et varient entre 0.8 °C et 1.4 °C.

Tableau2.10 : Données de température du sol à différentes profondeurs pour les 5 stations de mesure pendant la période 2012-2017

Nom de la station	Profondeur (cm)	Moyenne annuelle (°C)	Valeur annuelle maximale T_{max} (°C)	Valeur annuelle minimale T_{min} (°C)
Avenelles	0	10.6	12.02 (2012)	8.33 (2014)
	-5	10.6	14.22 (2012)	7.97 (2014)
Loge	0	11.2	12.61 (2012)	10.72 (2014)
	-5	11.4	13.06 (2012)	11.18 (2014)
Melarchez	0	11.1	12.59 (2014)	10.45 (2016)
	-5	11.1	13.11 (2015)	9.96 (2014)
Boissy	-50	12.92	13.68 (2015)	12.41 (2012)
	-100	12.76	13.41 (2015)	12.31 (2013)

2.4.1.2.3 Température en rivière

La compréhension des processus qui contrôlent la dynamique de variation de température de la rivière est importante afin de mieux évaluer la réponse thermique au changement climatique ainsi que protéger la faune et les habitats aquatiques. Une étude de la variation spatiotemporelle de l'évolution de la température au niveau des cinq stations MOLONARI est effectuée en premier lieu.

Les moyennes mensuelles les plus élevées de température de cours d'eau sont observées pendant le mois de juillet avec une valeur maximale de 18.6 °C observée au niveau de la station MOLONARI 1. Le mois de janvier présente les moyennes les moins élevées. Une valeur minimale de l'ordre de 5.2 °C est observée au niveau de la station MOLONARI 1. Les amplitudes diurnes maximales sont observées également au niveau de la station MOLONARI 1 avec une amplitude de 4.4 °C observée pendant le mois de juin. Les amplitudes diurnes les moins élevées sont observées au niveau de la station MOLONARI 5 de l'ordre de 0.8 °C en juin (Tab. 2.11). Ceci peut être expliqué par plusieurs facteurs tels que l'influence de la végétation, l'ombrage, les facteurs atmosphériques et la morphologie de la rivière.

En effet, le cours d'eau de la station MOLONARI 1 est de faible largeur associée à une absence de végétation, ce qui favorise une plus grande influence des facteurs atmosphériques (Loicq et al., 2018), alors que le cours d'eau de la station MOLONARI 5 est un cours d'eau plus large et présente de la végétation au niveau des berges, ce qui favorise l'ombrage tout en réduisant les fluctuations diurnes de température pour cette station (Fig. 2.23).

Pendant la période étudiée, Les moyennes diurnes de températures de rivière varient en général entre 5°C et 20°C et les amplitudes diurnes moyennes varient entre 0.5 °C et 4 °C (Fig. 2.23). L'année 2017 est marquée par une variation plus élevée de température, ceci a engendré une augmentation des amplitudes pour toutes les stations. Un maximum de variation est observé en amont au niveau de la station MOLONARI 1 avec une amplitude diurne maximale de 7°C (Fig. 2.23).

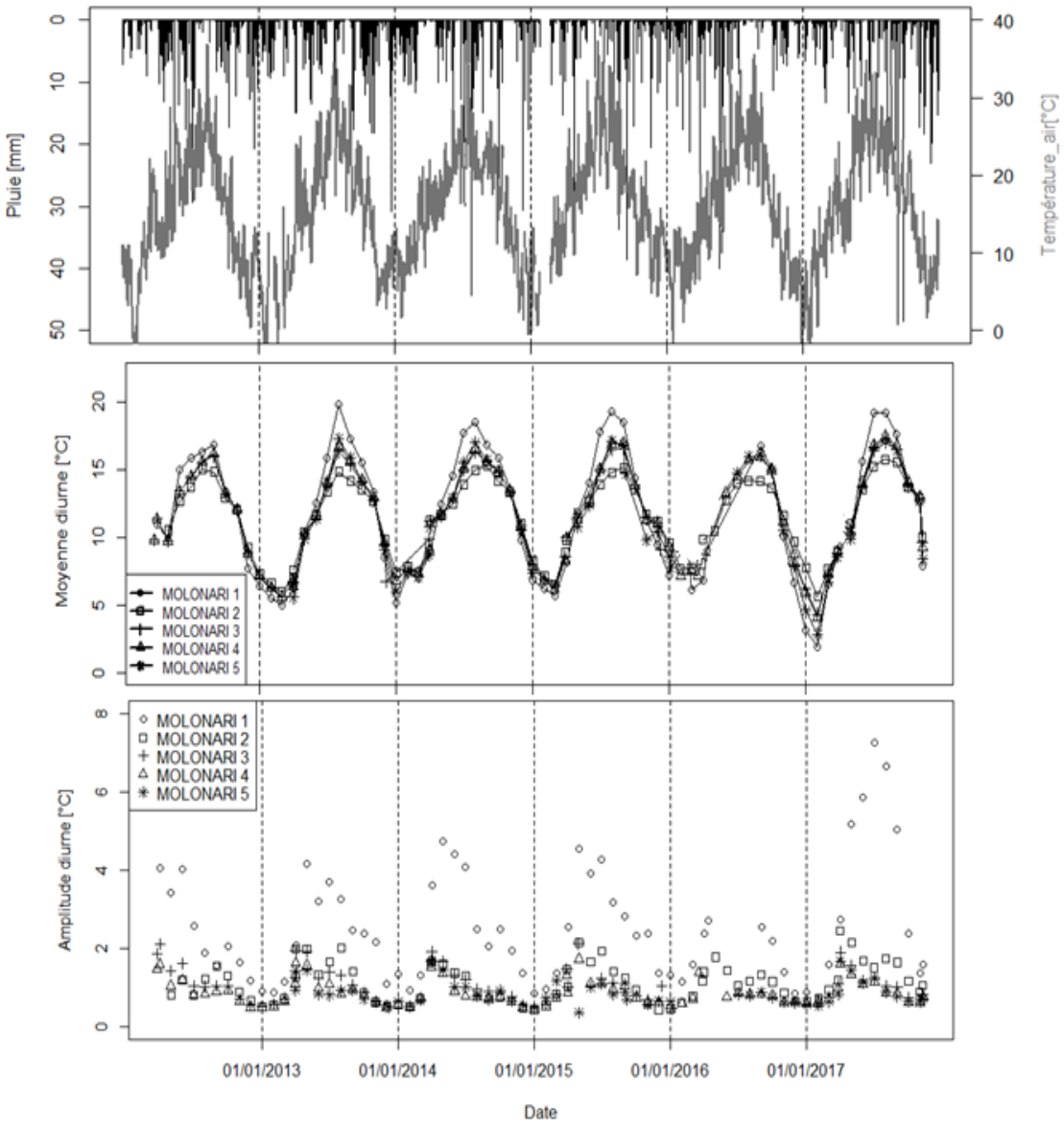

Figure 2.23: Comparaison entre les différentes moyennes et les amplitudes diurnes de température de rivière des différentes stations MOLONARI7

Tableau 2.11 : Amplitude diurne et moyenne diurne de température en rivière pour chaque mois

	Station MOLONARI	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Moyenne Diurne (°C)	1	5.3	6	8.4	10.6	14.3	17.3	18.6	17.3	14.8	12.1	8.3	5.7
	2	6.9	7	10	10.9	12.6	14	14.9	14.8	13.6	12.4	10.2	8
	3	5.8	6.4	10	10.7	12.9	14.9	16.3	16	14	12.5	9.6	7.4
	4	6.4	6.8	9.5	10.6	12.9	15	16.5	16.2	14.2	12.3	9.7	7.4
	5	7.6	6.9	9	10.5	12.6	15.2	17	16.2	14.5	11.8	9.3	6.6
Amplitude Diurne (°C)	1	1.5	1.4	2.9	4.2	4.3	4.4	3.5	2.8	2.4	1.9	1.3	1.1
	2	0.6	0.8	1.7	1.7	1.5	1.4	1.4	1.3	1	0.7	0.6	0.5
	3	0.6	0.8	1.8	1.7	1.3	1.2	1.1	1	0.8	0.7	0.6	0.6
	4	0.6	0.7	1.5	1.4	1	0.9	0.8	0.9	0.8	0.7	0.6	0.5
	5	0.6	0.8	1.6	1.2	1	1	0.9	0.8	0.7	0.6	0.6	0.6

2.4.1.2.4 Température des eaux souterraines

Les températures des eaux souterraines sont contrôlées par les flux d'eau et d'énergie à l'interface nappe-rivière et par le flux géothermique en profondeur. Une étude de la variation spatiotemporelle de l'évolution de la température des eaux souterraines au niveau des piézomètres de berge et de plateau est effectuée. Tous les résultats des moyennes et amplitudes journalières, annuelles et saisonnières sont données en Annexe 2.

En général, les températures des eaux souterraines au niveau des berges présentent des variations importantes qui tendent à suivre les fluctuations de la température de la rivière mais qui présentent des déphasages qui varient de l'ordre de quelques heures autour du pic de température de la rivière. Ces fluctuations varient en moyenne entre 5 °C en hiver et 18 °C en été. La variation saisonnière de la température des eaux souterraines au niveau des piézomètres des berges présente un maximum en automne et en été et un minimum en hiver (Fig. 2.24). Les moyennes de température varient entre 11.2 °C et 12.5 °C. La valeur la plus élevée est observée au niveau du PZPS2bis situé au niveau de la station MOLONARI au niveau de l'aquifère de Brie. Les amplitudes journalières moyennes sont nulles (cf. Annexe 2). Les températures des piézomètres de plateau sont quasiment constantes et présentent des températures qui varient très peu, de l'ordre de 1°C pendant la période étudiée. Les moyennes de température souterraine sont de l'ordre de 11 °C. Elles augmentent de septembre à mars et diminue de mars à août. Les variations saisonnières des températures des piézomètres de plateau présentent les valeurs les plus élevées en hiver. Ceci se traduit par la diffusion très lente du domaine souterrain aux variations des fluctuations de température atmosphérique (Fig. 2.24 et Fig. 2.25).

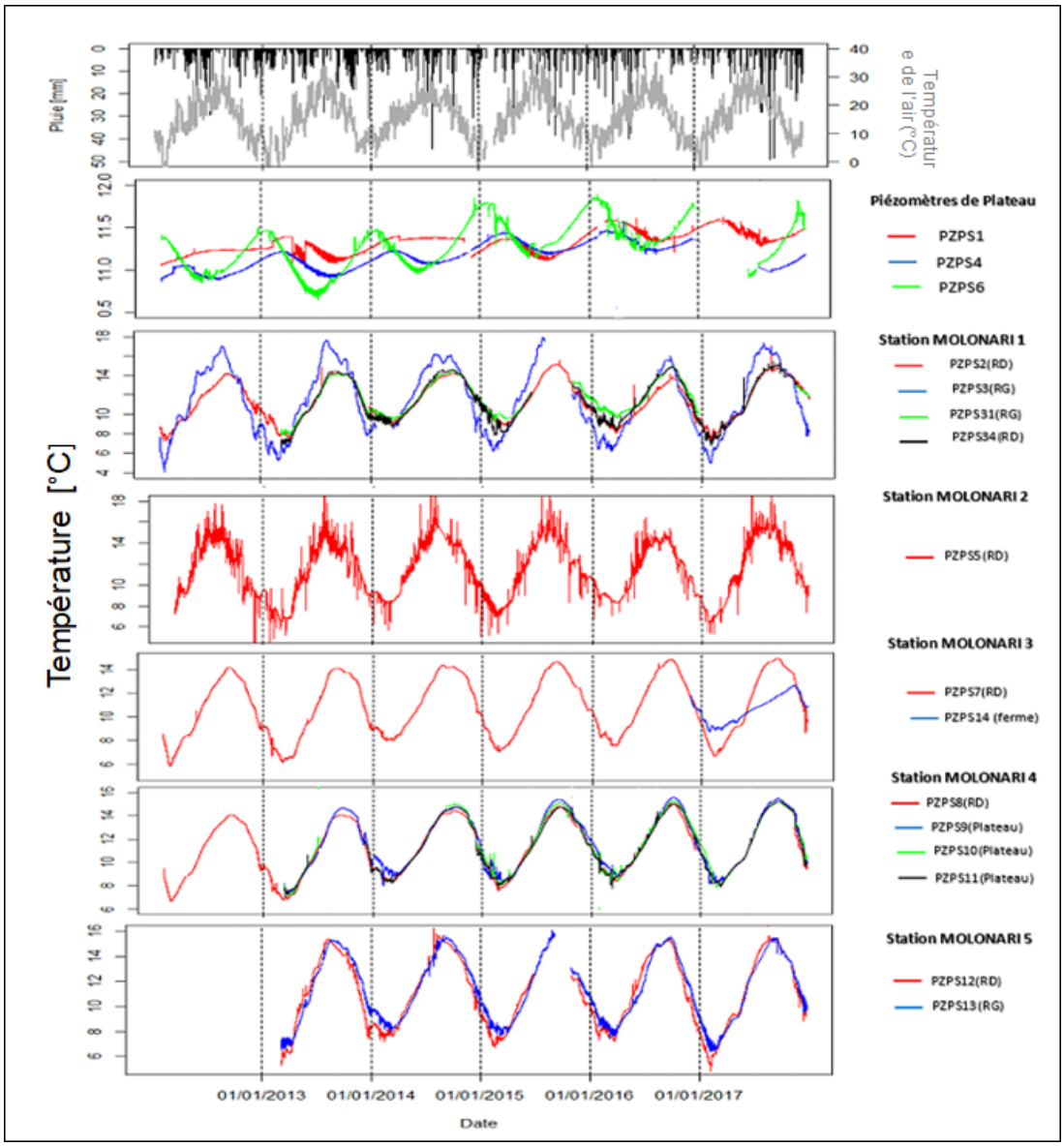

Figure 2.24 : Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de berge et de plateau.

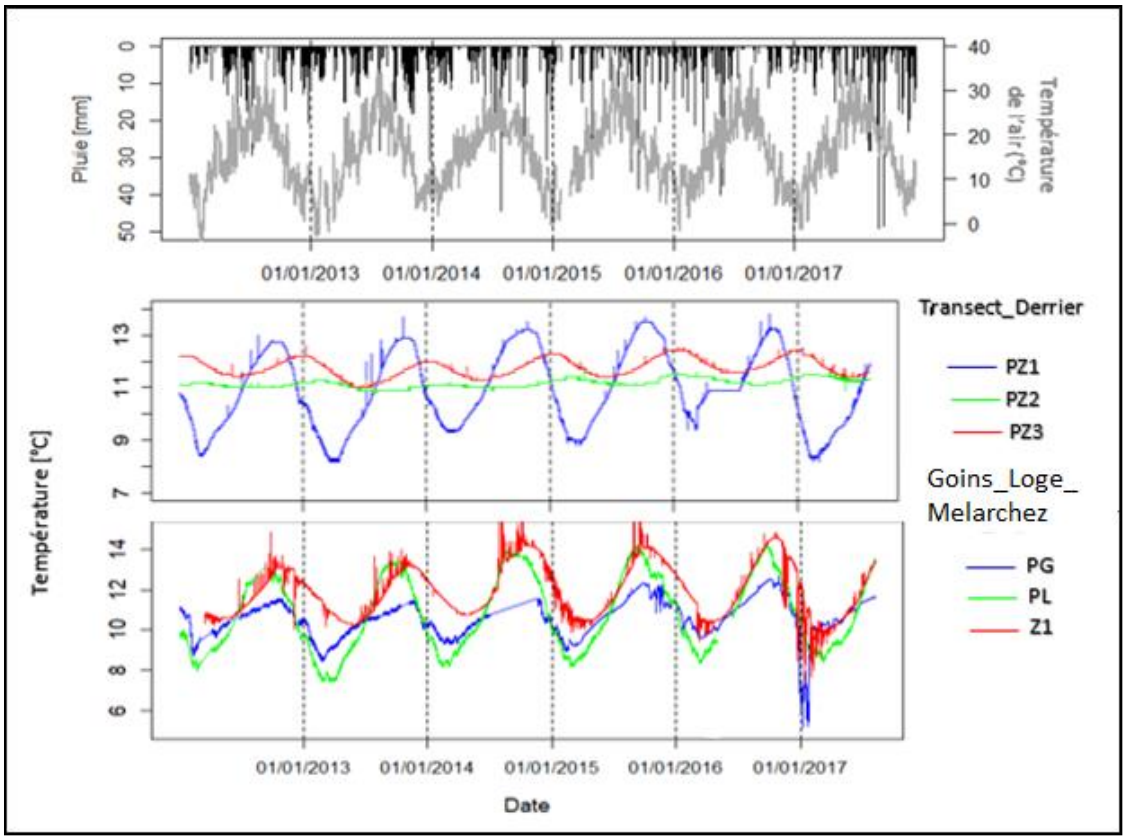

Figure 2.25 : Chroniques de température observées au niveau des piézomètres Irstea.

2.4.1.2.5 Profils de température dans la Zone Hyporhéique

L'étude du régime thermique des eaux hyporhéiques pour les cinq stations MOLONARI est effectuée tout d'abord pendant toute la période d'étude (2012-2017) pour voir la variation annuelle et saisonnière (cf. Annexe 2).

Pendant la période d'étude, le profil de la température hyporhéique est fortement influencé par la direction et l'intensité des échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Aux sites caractérisés par une infiltration (Station MOLONARI 4 et 5), ceci reflète un transfert rapide de chaleur par advection en cas d'infiltration. Dans ce cas, les régimes thermiques des eaux de rivière et hyporhéiques sont presque identiques. En revanche, dans le cas d'une exfiltration (Station MOLONARI 1), une différence importante est marquée entre la température de la rivière et les températures hyporhéiques. Les apports d'eau souterraine diminuent la température estivale moyenne dans la zone hyporhéique et font croître la température hivernale pour tous les cours d'eau. Les eaux souterraines d'origines différentes peuvent produire des effets caractéristiques différents sur le régime saisonnier de température de la zone hyporhéique. La variation spatiale des températures est plus prononcée dans les niveaux superficiels avec des valeurs extrêmes de températures (minimales et maximales) qui varient plus que la température moyenne. En général, les températures de la ZH varient entre 5°C et 15°C pour les différentes stations. L'impact des forçages hydro-climatiques est plus marqué pour les profondeurs superficielles de la ZH. Les fluctuations thermiques sont fortement atténuées en profondeur et déphasées par rapport à la température de la rivière.

Les températures superficielles enregistrées par les capteurs au niveau de la station MOLONARI 1 varient entre 6° C en hiver et 18° C en été alors que celles en profondeur varient entre 10°C et 12° C.

Les deux profils thermiques saisonniers droites et gauches de la station MOLONARI n'ont pas la même forme. Ceci s'explique par le fait que la température ne se diffuse pas de la même manière. Cela est dû à plusieurs facteurs : Tout d'abord, l'hétérogénéité du lit de la rivière. Le lit de la rivière au niveau de la rive droite semble être dans des meulières siliceuses alors que le lit de la rivière au niveau de la rive gauche constitué des argiles à meulières. Les profils thermiques saisonniers commencent à se rapprocher à partir de 1 m (Fig. 2.26b), ceci peut être expliqué par l'impact des eaux souterraines qui réduit la pénétration du signal thermique en profondeur. Ceci peut confirmer la configuration d'exfiltration suggéré par la différence de charge entre la rivière et l'aquifère (Fig. 2.26).

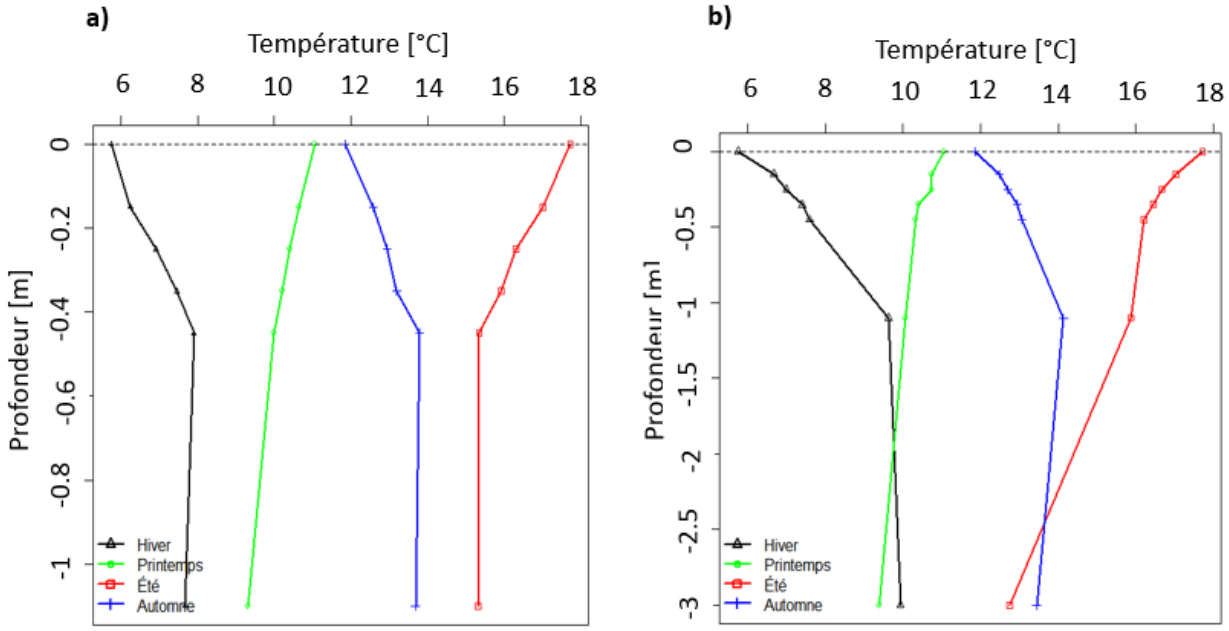

Figure 2.26 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 1 (a : Rive gauche, b : Rive droite).

Les températures superficielles enregistrées par les capteurs au niveau de la station MOLONARI 2 varient entre 7° C en hiver et 15° C en été alors que celles en profondeur varient entre 8°C et 14° C. Les deux profils thermiques droites et gauches de la station MOLONARI ont presque la même forme hormis les premiers 50 cm en dessous du lit de la rivière qui pourrait être constituée de différentes formations. La station 2 soumise à un pompage en berge présente un profil thermique saisonnier plus impacté par une plus grande pénétration des variations thermiques de la rivière (Fig. 2.27).

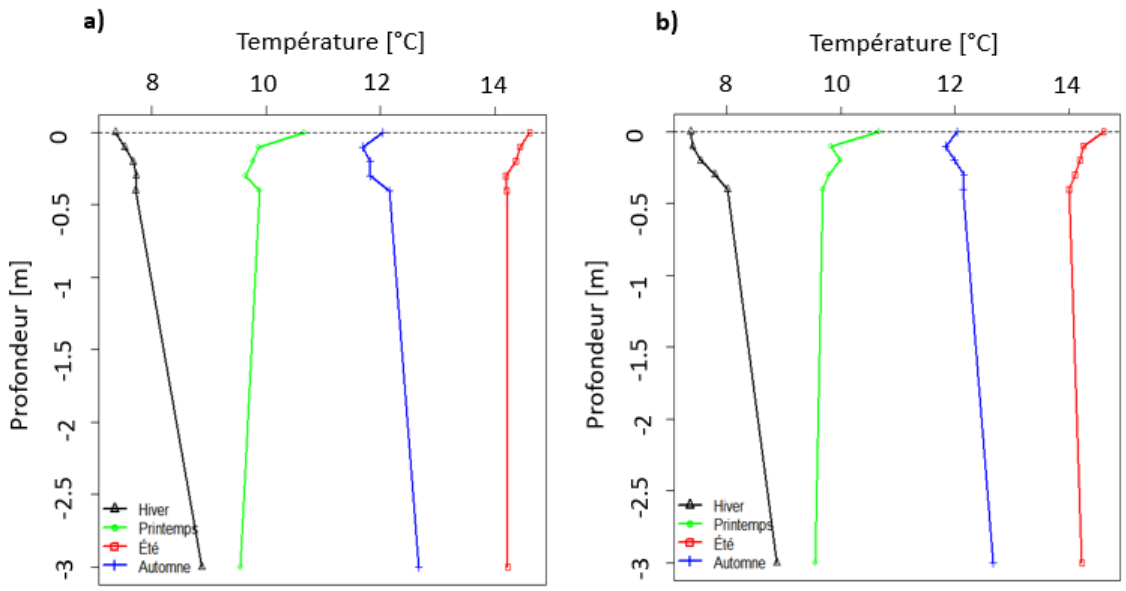

Figure 2.27 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 2 (a : Rive gauche, b : Rive droite).

Les températures superficielles enregistrées par les capteurs au niveau de la station MOLONARI 3 varient entre 6° C en hiver et 17° C en été alors que celles en profondeur varient entre 8°C et 12° C. Les profils thermiques se croisent à environ 2.5 m (Fig. 2.28).

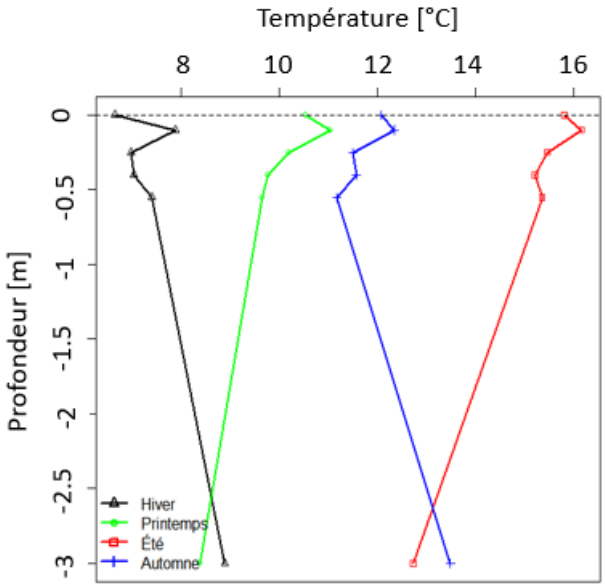

Figure 2.28 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 3

Les températures superficielles enregistrées par les capteurs au niveau de la station MOLONARI 4 varient entre 7° C en hiver et 16° C en été alors que celles en profondeur varient entre 10°C et 12° C. Les deux profils thermiques droites et gauches de la station MOLONARI n'ont pas la même forme au niveau des premiers 50 cm en dessous du sol. Le profil thermique de la rive droite présente même un comportement différent au sein de ces 50 cm où l'évolution de la température est différente. Ceci

s'explique par l'hétérogénéité des couches superficielles, donc il faut tenir compte de cet aspect en modélisant cette station (Fig. 2.29). Les profils de température hivernale et estivale commencent à se rapprocher à environ 3 m.

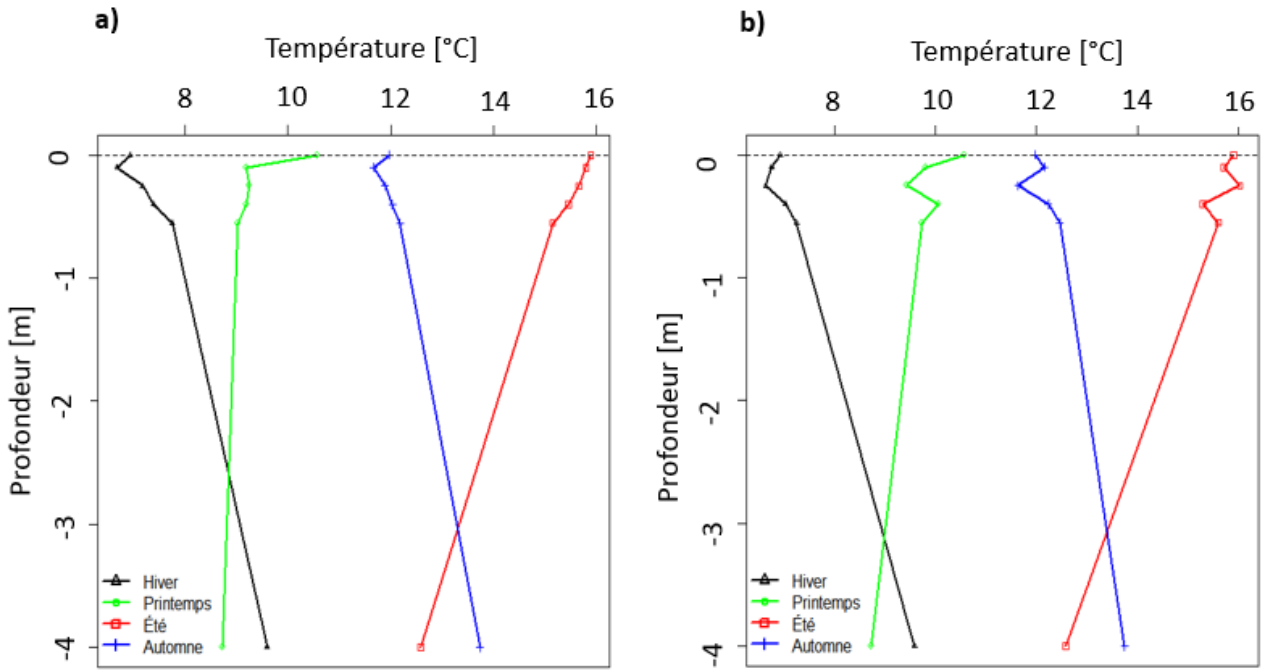

Figure 2.29 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 4 (a : Rive gauche, b : Rive droite).

Les températures superficielles enregistrées par les capteurs au niveau de la station MOLONARI 5 varient entre 7° C en hiver et 16° C en été alors que celles en profondeur varient entre 9°C et 12° C. Les deux profils thermiques droites et gauches de la station MOLONARI5 ont la même forme en profondeur. Les profils thermiques présentent des caractéristiques qui sont en cohérence avec une configuration d'infiltration dominante de cette station (Fig. 2.30) qui pourrait être justifiée par une plus grande pénétration du signal thermique de la rivière.

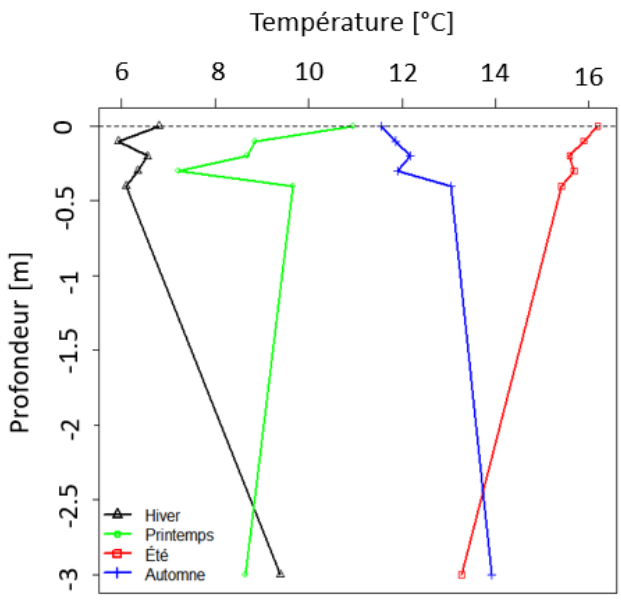

Figure 2.30 : Profils de température hyporhéiques saisonniers au droit de la station MOLONARI 5 (a : Rive gauche, b : Rive droite).

Le Tab. 2.12 montre les ratios d'amplitude entre la température moyenne la plus profonde A_z et la température moyenne de la rivière A_0 (A_z/A_0). Les ratios d'amplitude sont utilisés afin d'évaluer la différence d'atténuation des amplitudes diurnes entre les différentes stations. Les ratios sont plus élevés sont observés en aval en particulier au niveau de la station intermédiaire 4 alors que le ratio le moins élevé est observé au niveau de la station amont 1. Ceci peut être expliqué par une plus grande corrélation des températures de rivière en aval aux températures hyporhéiques. Les stations aval sont caractérisées par une infiltration qui favorise la pénétration du profil thermique en profondeur alors que la station MOLONARI1, qui est caractérisée par une exfiltration présente les ratios les moins élevées. Pour toutes les stations, les ratios en profondeur sont moins élevés suite à l'atténuation des amplitudes avec la profondeur.

Tableau 2.12 : Ratios d'amplitude (A_z/A_0) entre la température moyenne au niveau des différents capteurs (A_{z1-4}) et la température moyenne de la rivière A_0 (RD : Rive droite, RG : Rive gauche)

Station	N°HOBO	Ratio journalier			
Ratio d'amplitude		A_{z1}/A_0	A_{z2}/A_0	A_{z3}/A_0	A_{z4}/A_0
Station MOLONARI 1	*(RG) 1*	0.29	0.10	0.057	0.049
	(RD) 2	0.22	0.11	0.08	0.07
	(RD) 31	0.48	0.23	0.14	0.082
Station MOLONARI 2	*(RG) 3*	0.41	0.24	0.14	0.10
	(RD) 4	0.38	0.23	0.14	0.09
Station MOLOANARI 3	*(RD) 5*	0.52	0.44	0.43	0.23
Station MOLONARI 4	*(RD)6*	0.50	0.45	0.31	0.29
	(RG)7	0.79	0.34	0.30	0.10
Station MOLONARI 5	*(RD)8*	0.63	0.41	0.37	0.20
	(RG)9	0.60	0.42	0.25	0.18

Station	Z1(cm)	Z2(cm)	Z3(cm)	Z4(cm)
Station MOLONARI 1	15	25	35	45
Station MOLONARI 2	10	20	30	40
Station MOLONARI 3	10	25	40	55
Station MOLONARI 4	10	25	40	55
Station MOLONARI 5	10	20	30	40

2.4.2 Etude de trois périodes hydrologiques contrastées

Les trois périodes d'étude choisies dans la section (2.4.1.1.1) en fonction de la durée et l'intensité de la pluie (Tab. 2.5) vont permettre d'étudier l'évolution spatio-temporelle de chaque variable en fonction des conditions hydro-climatiques contrastés

2.4.2.1 Mesures hydrologiques

2.4.2.1.1 Données de débit en rivière

L'évolution temporelle et spatiale des débits est étudiée pour les trois périodes définies dans le Tab. 2.5. Le but est d'évaluer l'impact d'un événement pluvieux ou d'un épisode de sécheresse sur l'évolution du débit au niveau des différentes stations.

a) Période de crue

Pendant l'événement pluvieux, les débits augmentent suite au pic principal qui entraine un plus grand débit de l'ordre de 10 $m^3 s^{-1}$ à l'exutoire du bassin (station Avenelles) observé le 30 mai 2016. Le pic de débit est déphasé de un jour par rapport au pic de la pluie. Le débit observé à la station Melarchez présente le même comportement qu'au niveau de la station Avenelles mais avec un débit moins élevé de l'ordre de 2.4 $m^3 s^{-1}$ et un pic également déphasé de 1 jour par rapport à la pluie. Le temps nécessaire pour revenir aux débits initiaux était de l'ordre de 10 jours pour la station Avenelles et 6 jours pour la station Melarchez. Les débits observés aux stations Choqueuse et Quatre-Cents sont faibles et présentent des petites variations suite à l'événement pluvieux (Fig. 2.31).

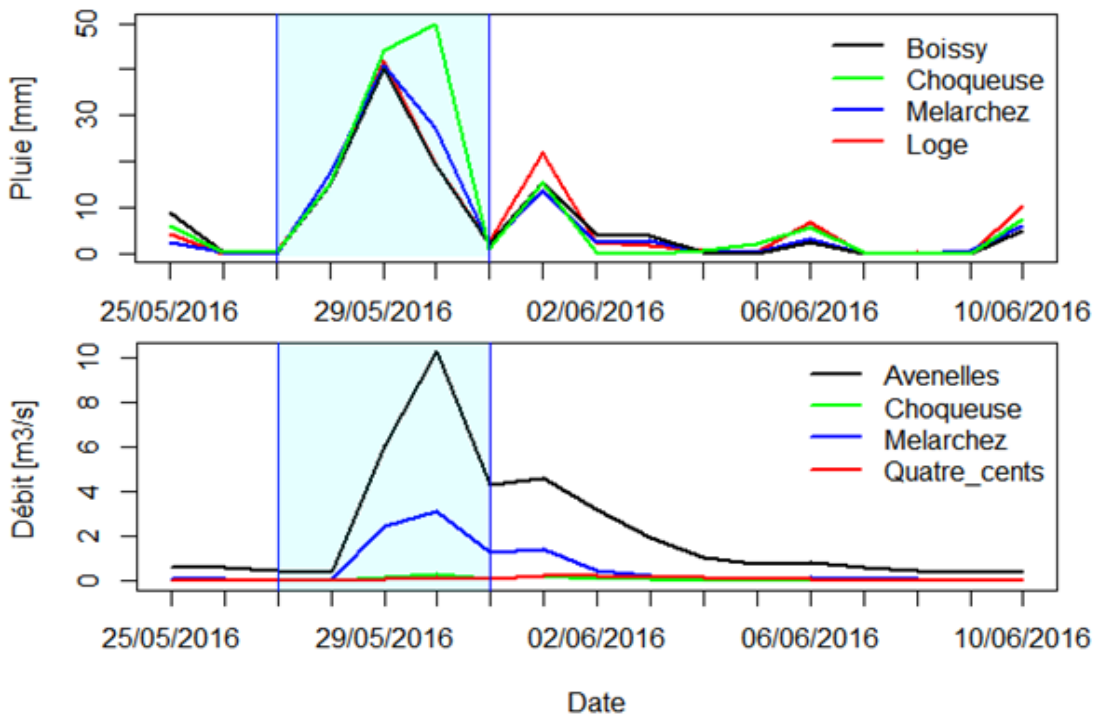

Figure 2.31 : Evolution des débits suite à l'événement pluvieux de la période de crue

b) Pluie estivale

Pendant l'événement pluvieux, les débits augmentent suite au pic principal qui entraine un plus grand débit de l'ordre de 0.15 $m^3 s^{-1}$ à l'exutoire du bassin (station Avenelles) observé le 27 août 2015. Le pic de débit déphasé de un jour par rapport au pic de la pluie comme la première période mais avec un débit beaucoup moins élevé malgré l'intensité de la pluie. Le débit observé à la station Mélarchez augmente légèrement et présente un pic synchronisé avec le pic de la pluie de l'ordre de 0.03 $m^3 s^{-1}$. Le temps nécessaire pour revenir aux débits initiaux après le pic observé était de l'ordre d'un jour pour la station Avenelles et 2 jours pour la station Mélarchez. Le débit observé à la station Loge à l'amont du bassin ne semble pas réagir à l'événement pluvieux (Fig. 2.32). Ce sous bassin est recouvert en partie d'une forêt et de zones humides contenues dans un sol limoneux. Ceci semble stocker les eaux des pluies de faibles intensités.

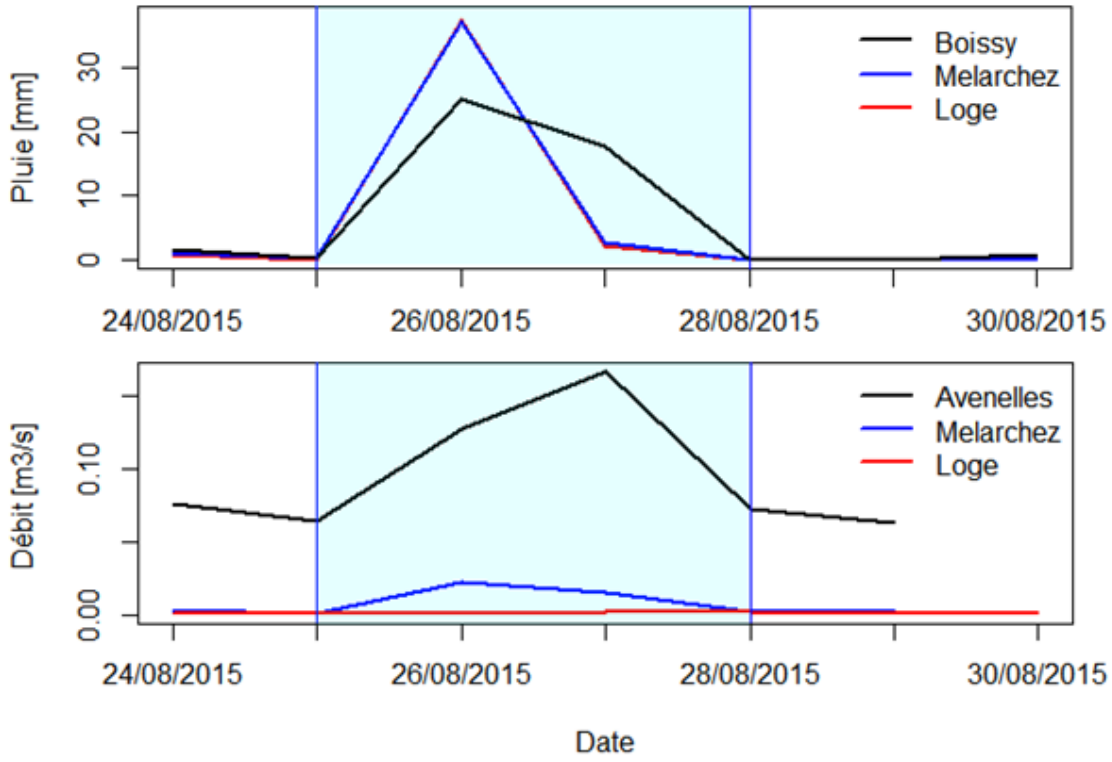

Figure 2.32 : Evolution des débits suite à l'événement pluvieux estival

c) Période d'étiage

Pendant l'épisode de sécheresse, les débits diminuent progressivement jusqu'à atteindre un niveau minimal avant un éventuel événement pluvieux. Typiquement durant l'automne et l'hiver comme mentionné précédemment le débit de base contribue d'une manière importante au débit total. Les épisodes de sécheresse entrainent par contre une diminution de la recharge des aquifères ce qui entraine une diminution des débits de base et par conséquent une diminution du débit total. Le débit minimal au niveau de l'exutoire du bassin est observé le 22 juin 2017 avec une valeur de l'ordre de 0.045 $m^3 s^{-1}$. Les débits observés aux stations Mélarchez et Quatre-Cents sont nuls pendant cette période (Fig. 2.33).

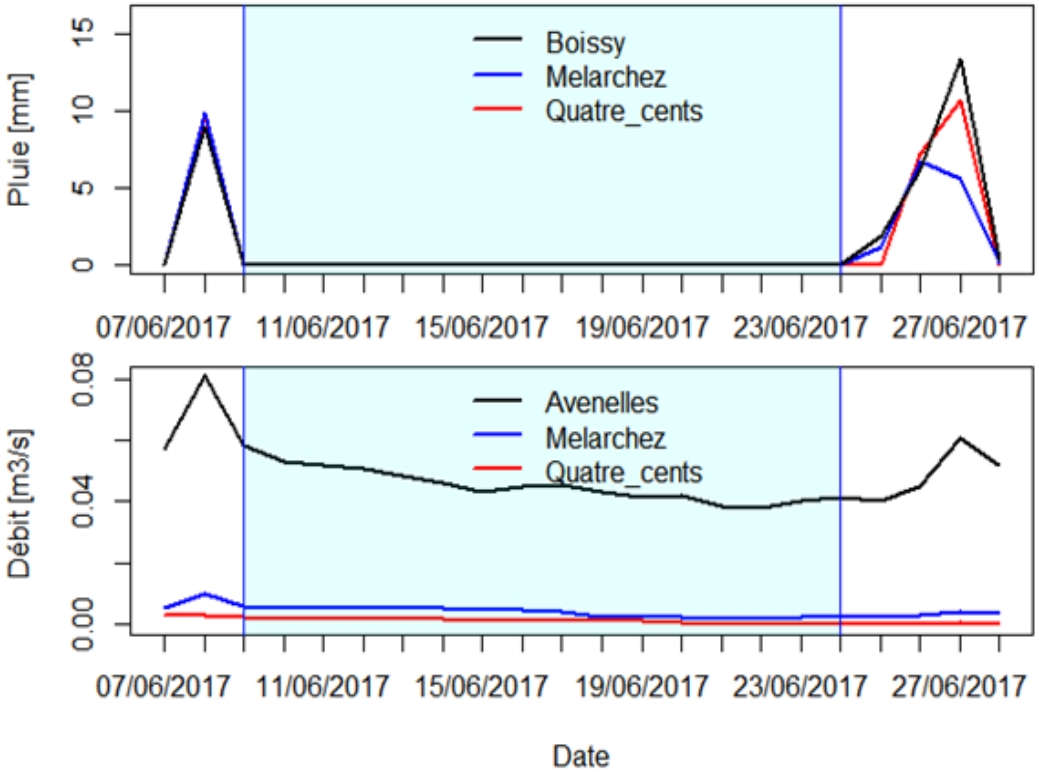

Figure 2.33: Evolution des débits suite à l'épisode de sécheresse pendant la période d'étiage

2.4.2.1.2 Données piézométriques

Dans cette partie, une étude de l'évolution des niveaux piézométrique suite aux différentes conditions climatiques pendant les trois périodes définies est décrite.

- *Piézomètres de berges*

a) Période de crue

Pendant l'événement pluvieux, tous les niveaux piézométriques marquent deux pics principaux dont le premier pic est le plus important (Fig. 2.34). Ceci est en accord avec l'intensité du pic du premier événement pluvieux. La réponse des niveaux piézométriques au pic de la pluie varie entre les différents piézomètres. La réponse est décalée d'un jour.

Les niveaux piézométriques observés à PZPS12 et PZPS13 sont égaux pendant la crue. En effet, le débordement de la rivière atteint les piézomètres, ce qui explique que les piézomètres atteignent des niveaux égaux. La dynamique de ces niveaux redevient différente après l'événement pluvieux. Cette différence peut être expliquée par la différence du milieu poreux. Le PSPS12 est situé dans des limons alors que le couvert du pzps13 est constitué des laisses de crues (matériaux plus perméables et plus hétérogènes)

La modification du niveau piézométrique après la crue varie entre 0.2 m au niveau de PZPS3 jusqu'à 1.49 m au niveau de PZPS13. Suite à la fin de l'événement pluvieux, le niveau piézométrique commence

à se stabiliser jusqu'à revenir à son état initial. Le temps nécessaire pour revenir aux états initiaux avant la crue varie entre 6 et 7 jours (Tab. 2.13).

Le changement du niveau piézométrique après la crue est calculé ainsi que le temps nécessaire au retour à l'état initial après la crue (Tab. 2.13)

Tableau 2.13 : Modification du niveau piézométrique des piézomètres de berge pendant la période de crue (RD : Rive Droite et RG : Rive Gauche)

Station	Piézomètre	Polygone de Thiessen	Augmentation du niveau piézométrique (m)	Décalage (jours)	Nombre de jours nécessaire au retour à l'état initial
MOLONARI 1	PZPS2bis (RD)	Loge	0.39	1	6
	PZPS2 (RD)	Loge	0.23	1	6
	PZPS3 (RG)	Loge	0.2	1	6
MOLONARI 2	PZPS5 (RD)	Loge	0.56	1	7
MOLONARI 3	PZPS7 (RD)	Loge	0.9	1	7
MOLONARI 4	PZPS8 (RD)	Loge	1.2	1	7
MOLONARI 5	PZPS12 (RD)	Boissy	0.91	1	7
	PZPS13 (RG)	Boissy	1.49	1	7

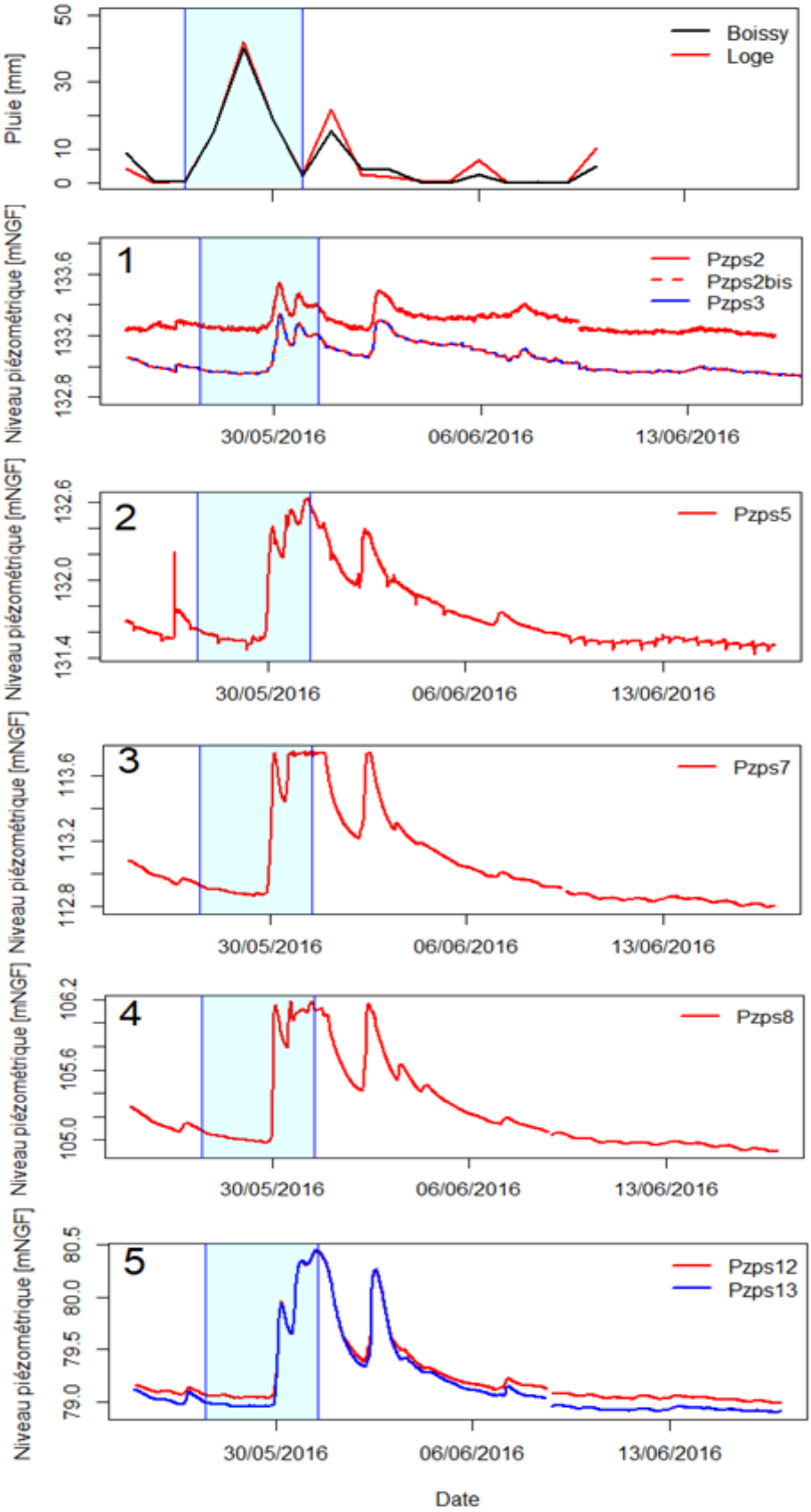

Figure 2.34 : Chroniques piézométriques observées suite aux événements pluvieux de la période de crue au niveau des piézomètres de berge (Piézomètres situés en rive droite sont illustrés en rouge et les Piézomètres situés en rive gauche sont illustrés en bleu)

b) Evénement pluvieux estival

Pendant cette période, tous les niveaux piézométriques marquent un pic principal avec un décalage temporel de 2 jours du pic principal de la pluie (Fig. 2.35). Ce décalage est plus grand que celui de la période de crue, ceci est expliqué par l'intensité plus forte de la pluie pendant la période de crue. La réponse des niveaux piézométriques au pic de la pluie varie légèrement entre les différents piézomètres de 0.08 m au niveau de PZPS2bis jusqu'à 0.21 m au niveau de PZPS13. Suite à la fin de l'événement pluvieux, le niveau piézométrique commence à se stabiliser jusqu'à revenir à l'état initial avant la crue. Le temps nécessaire pour revenir aux états initiaux est rapide, de l'ordre de 2 jours pour tous les piézomètres (Tab. 2.14).

Tableau 2.14 : Modification du niveau piézométrique des piézomètres de berges pendant la Période de crue (RD : Rive Droite, RG : Rive Gauche)

Station	Piézomètre	Polygone de Thiessen	Augmentation du niveau piézométrique (m)	Décalage (jours)	Nombre de jours nécessaire au retour à l'état initial
MOLONARI 1	PZPS2bis (RD)	Loge	0.08	2	2
	PZPS2 (RD)	Loge	0.1	2	2
MOLONARI 2	PZPS5 (RD)	Loge	0.2	2	2
MOLONARI 3	PZPS7 (RD)	Loge	0.11	2	2
MOLONARI 4	PZPS8 (RD)	Loge	0.16	2	2
MOLONARI 5	PZPS13 (RG)	Boissy	0.21	2	2

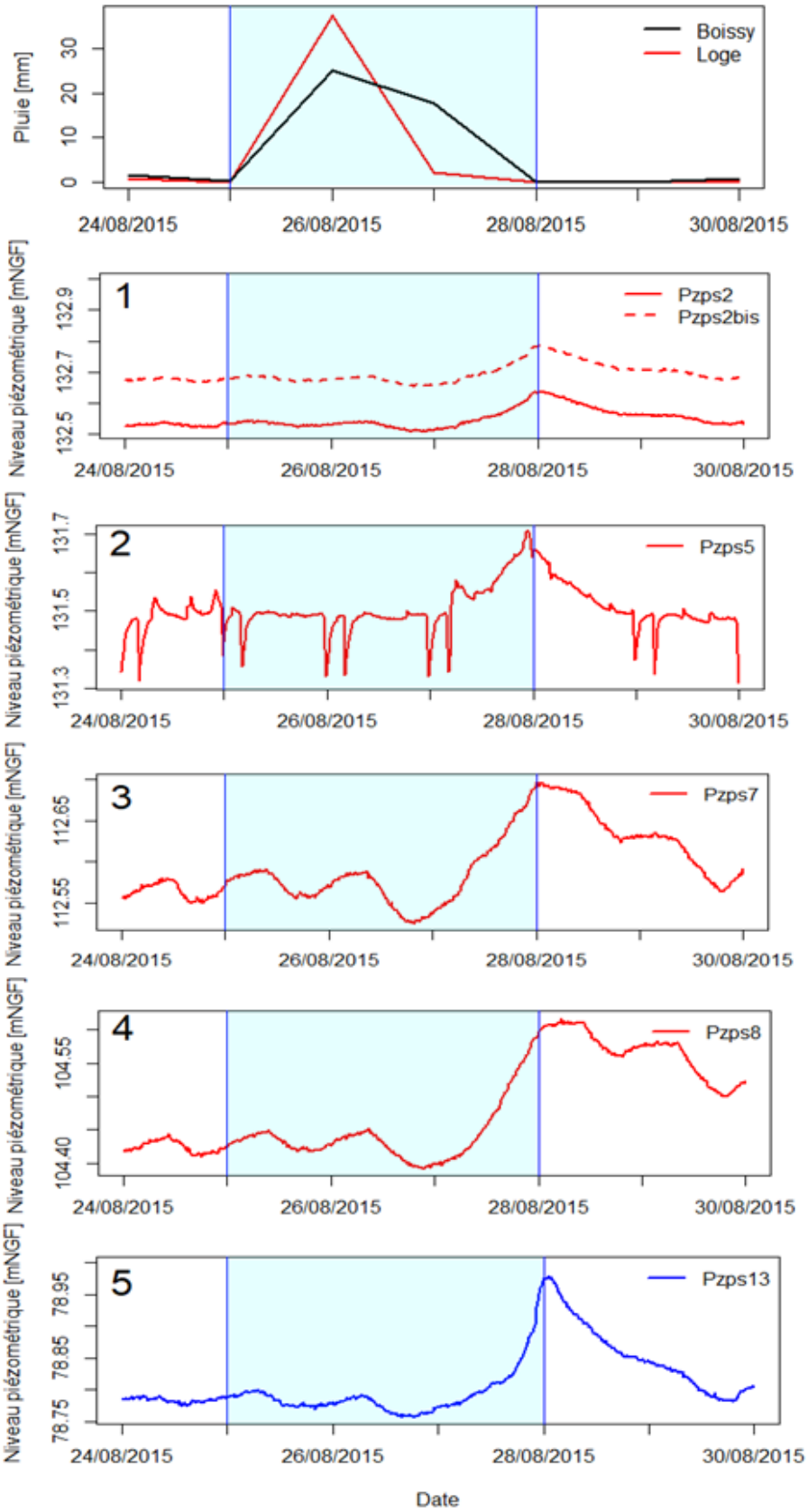

Figure 2.35 : Chroniques piézométriques observées suite à l'événement pluvieux estival au niveau des piézomètres de berge (Piézomètres situés en rive droite sont illustrés en rouge et les Piézomètres situés en rive gauche sont illustrés en bleu).

c) Période de sécheresse

Pendant l'épisode de sécheresse, les niveaux piézométriques diminuent progressivement jusqu'à atteindre un niveau minimal lié à une absence générale de recharge par l'impluvium. La chute des niveaux piézométriques indique que les flux régionaux sont très faibles à cette période et ils ne permettent pas de soutenir les niveaux piézométriques des berges. La diminution varie entre 15 et 20 cm pour les différents piézomètres. Le PZPS5 présente des diminutions de niveau liées au pompage (Fig. 2.36).

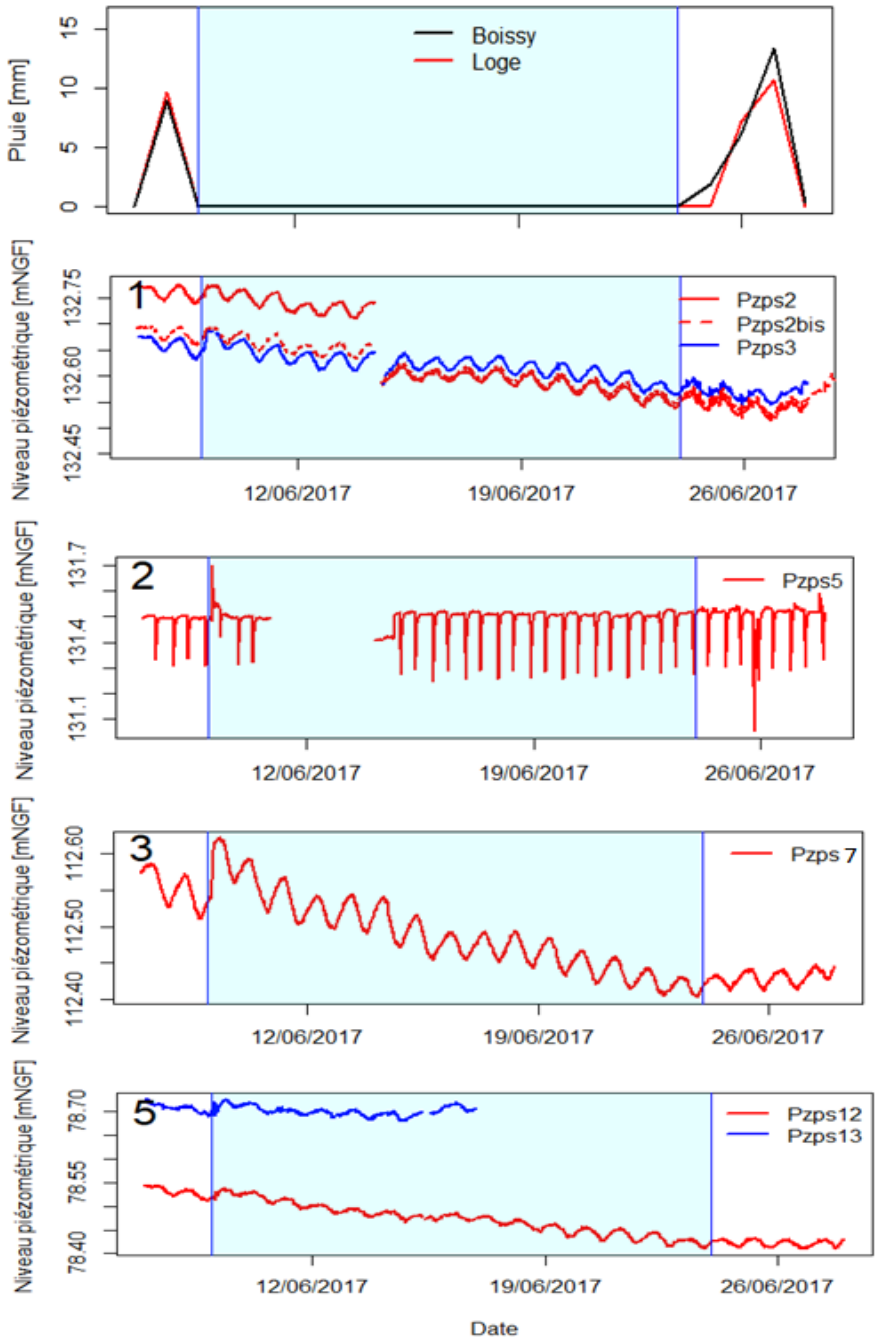

Figure 2.36 : Chroniques piézométriques observées suite aux événements pluvieux de la période de sécheresse au niveau des piézomètres de berge (Piézomètres situés en rive droite sont illustrés en rouge et les Piézomètres situés en rive gauche sont illustrés en bleu).

- *Piézomètres de Plateau*

a) Période de crue

Pendant la période de forte précipitation, les niveaux piézométriques observés au sein des piézomètres du plateau présentent un temps de réponse à la pluie plus long que celui des niveaux piézométriques observés dans les piézomètres berge (Tab. 2.15). Les niveaux piézométriques PZPS1 et PZPS4 augmentent progressivement jusqu'à atteindre un niveau maximal environ 5 jours après le pic de la pluie. Le niveau piézométrique de PZPS6 (piézomètre moins profond) présente un comportement différent. Le PZPS6 étant situé à l'est du bassin se caractérise par 3 phases : Une première phase d'augmentation du niveau (PZPS6 semble réagir très rapidement à la pluie), une deuxième phase de 6 jours de stabilisation de niveau, et une dernière phase de diminution rapide du niveau après le deuxième événement pluvieux. Cependant, l'augmentation des niveaux PZPS1 et PZPS4 est beaucoup plus élevée que celle du PZPS6. Le PZPS6 est proche de la surface. Sa charge atteint la surface du sol, ce qui explique le seuil obtenu. (Fig. 2.37).

Tableau 2.15 : Modification du niveau piézométrique des piézomètres de plateau pendant la période de crue

Piézomètre	Polygone de Thiessen	Modification du niveau piézométrique (m)	Décalage (j)
PZPS1	Loge	2	5
PZPS4	Loge	1	5
PZPS6	Melarchez	0.4	<1j

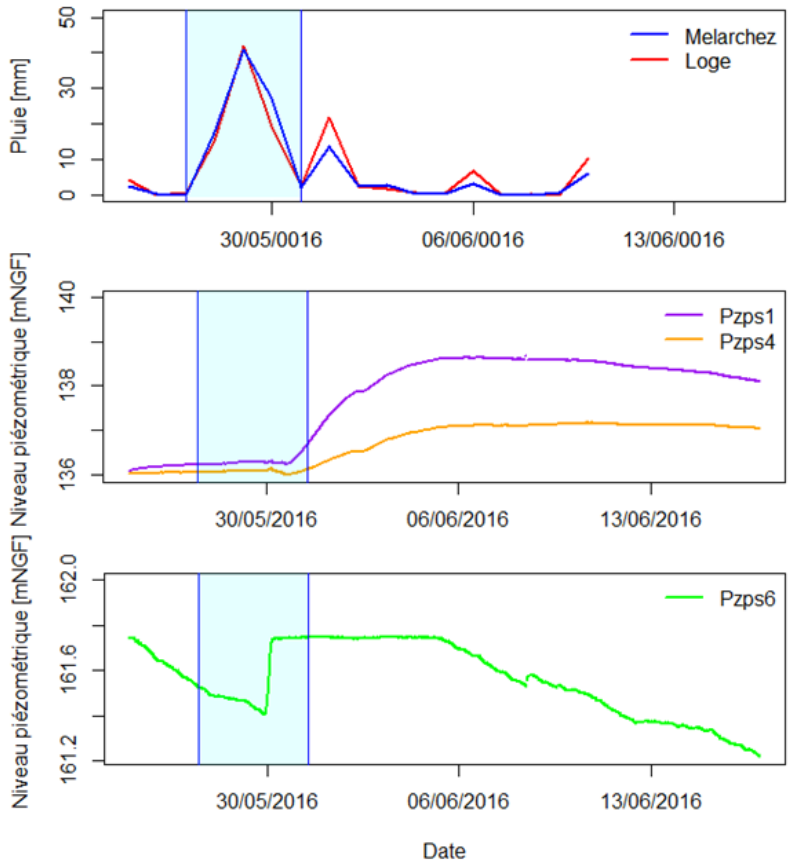

Figure 2.37 : Chroniques piézométriques observées suite aux événements pluvieux de la Période de crue au niveau des piézomètres de plateau

b) Evénement pluvieux estival

Pendant l'événement pluvieux estival, les piézomètres de plateau présentent de très petites variations de niveau piézométrique (Fig. 2.38). Le niveau piézométrique de PZPS6 qui semble être le plus réactif à la pluie estivale, présente un pic après environ deux jours avec une augmentation de 0.4 m. Le retour au niveau initial s'effectue après deux jours.

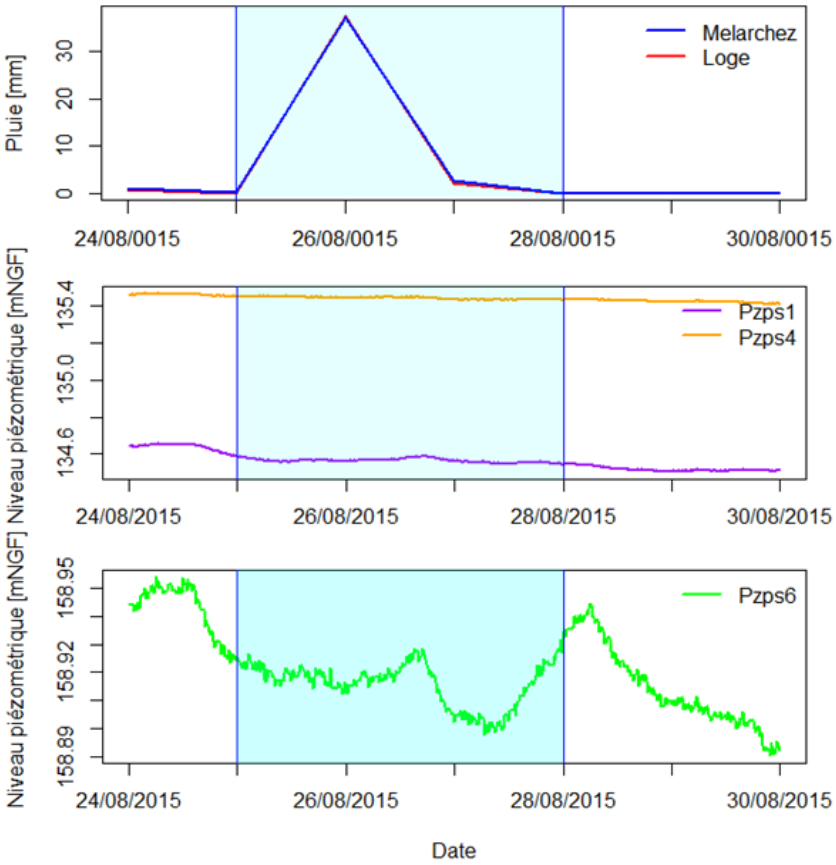

Figure 2.38 : Chroniques piézométriques observées suite à l'événement pluvieux estival au niveau des piézomètres de plateau

c) Période de sécheresse

Pendant l'épisode de sécheresse, les piézomètres de plateau PZPS1 et PZPS6 montrent une diminution progressive du niveau piézométrique jusqu'à une atteindre un niveau minimal. La baisse varie de 10 cm pour le PZPS6 à 30 cm pour le PZPS1 (Fig. 2.39).

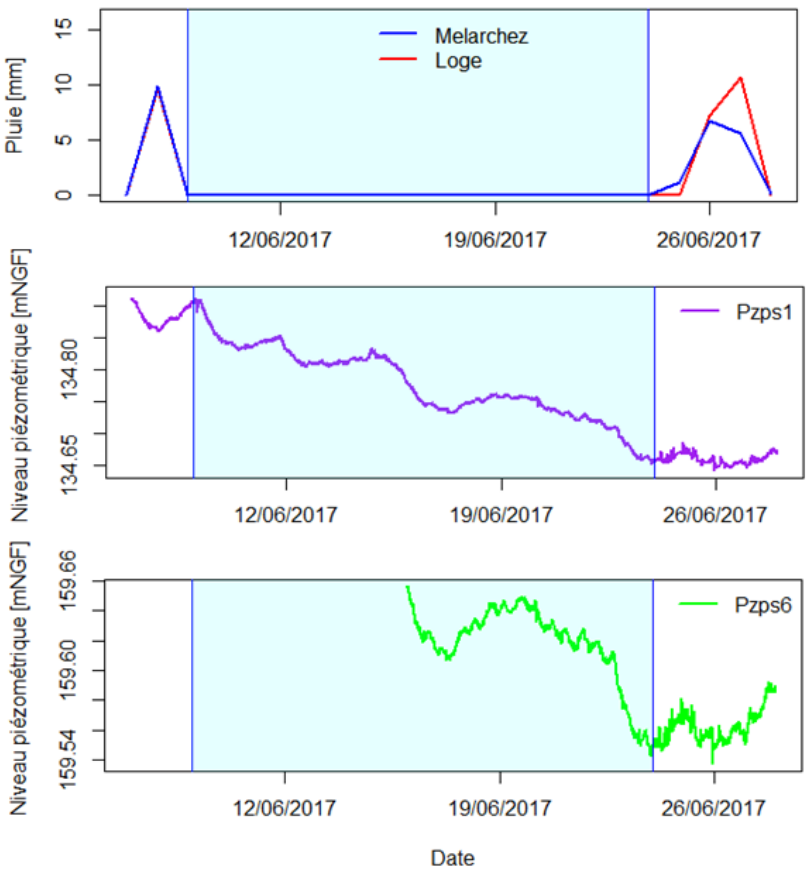

Figure 2.39 : Chroniques piézométriques observées pendant la période de sécheresse au niveau des piézomètres de plateau

2.4.2.2 Mesures thermiques

2.4.2.2.1 Températures atmosphériques

Pendant la période de crue (Fig. 2.40a), la température de l'air diminue de l'ordre de 5°C suite au premier événement pluvieux et commence à augmenter à la fin du deuxième événement pluvieux pour atteindre une valeur maximale de 21°C. Suite à l'événement pluvieux estival (Fig. 2.40b), la température de l'air diminue de l'ordre de 7°C et augmente à la fin de l'événement pour atteindre une valeur maximale de 25°C. Pendant la période de sécheresse (Fig. 2.40c), la température augmente progressivement jusqu'à atteindre une valeur maximale de l'ordre de 28°C.

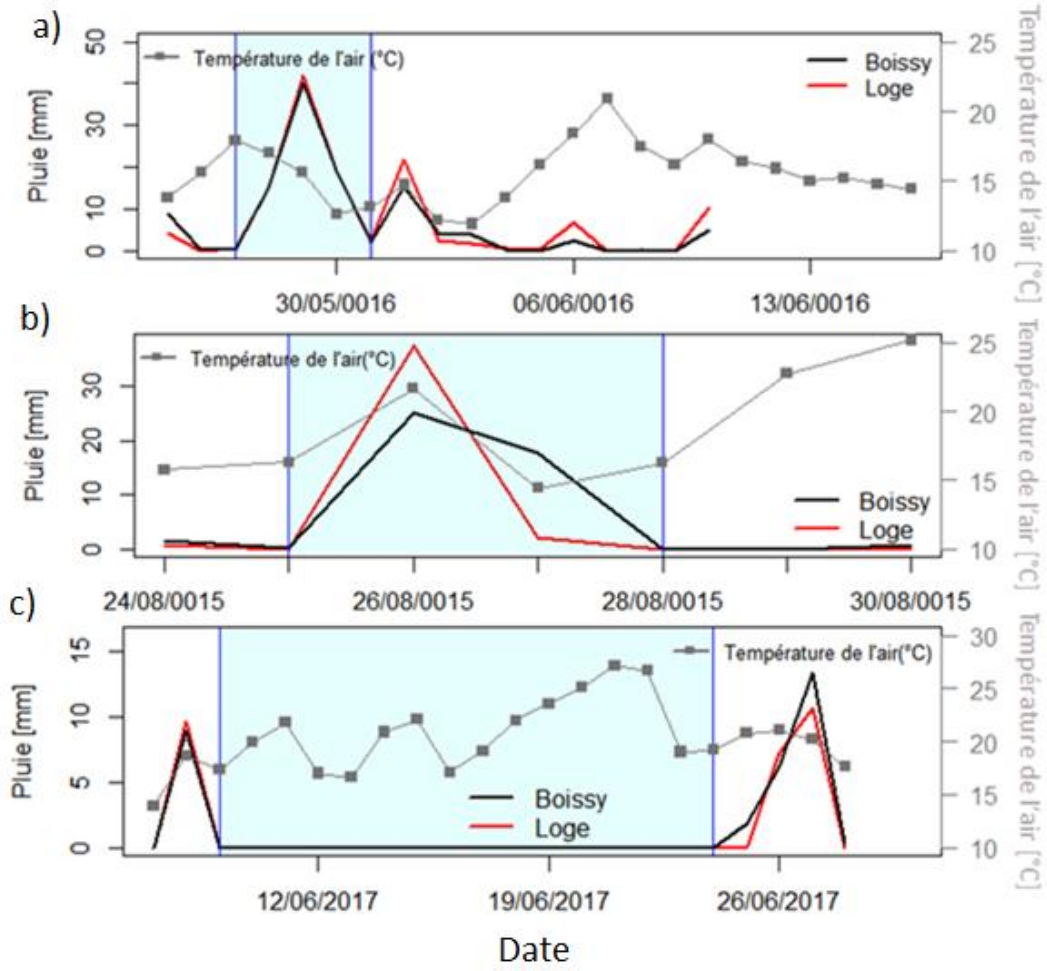

Figure 2.40 : Variation de la température de l'air pendant a) la période de crue, b) événement pluvieux estival, c) période de sécheresse

2.4.2.2.2 Température du sol

a) Période de crue

Pendant le premier pic de l'événement pluvieux, on remarque une diminution de la température de l'air alors que pendant le deuxième pic, la température de l'air augmente légèrement. La température du sol suit principalement l'évolution de la température de l'air (Fig. 2.41).

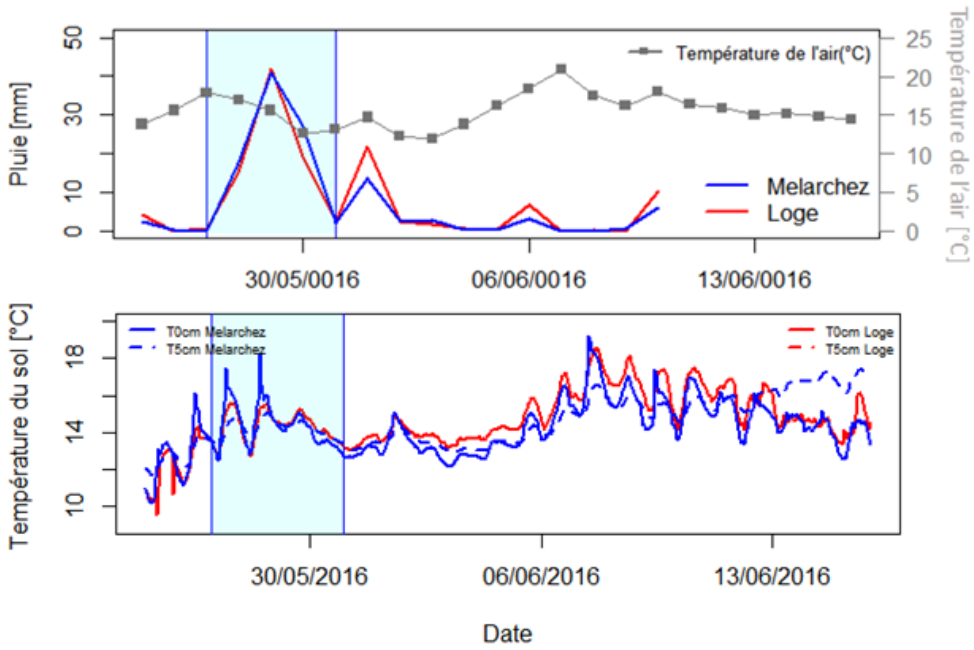

Figure 2.41 : Variation de la température du sol suite aux conditions climatiques de la Période de crue

La variation de la température du sol pendant l'événement pluvieux estival n'est pas étudiée par manque de données.

b) Période de sécheresse

Pendant la période de sécheresse étudiée, les températures à la surface du sol suivent principalement l'évolution de la température de l'air. Les variations de la température à la surface du sol (14 °C – 28 °C) sont légèrement plus élevées que celles de l'air (15 °C-20 °C). Le temps de réponse de la température du sol au pic de la température de l'air est rapide de l'ordre de quelques heures.

Les variations de températures mesurées à la surface du sol en aval (Station Avenelles) sont plus importantes que celles mesurées en amont (Station loge). Les amplitudes de température à 5 cm en dessous du sol sont plus atténuées mais suivent la même évolution que les températures à la surface du sol (Fig. 2.42).

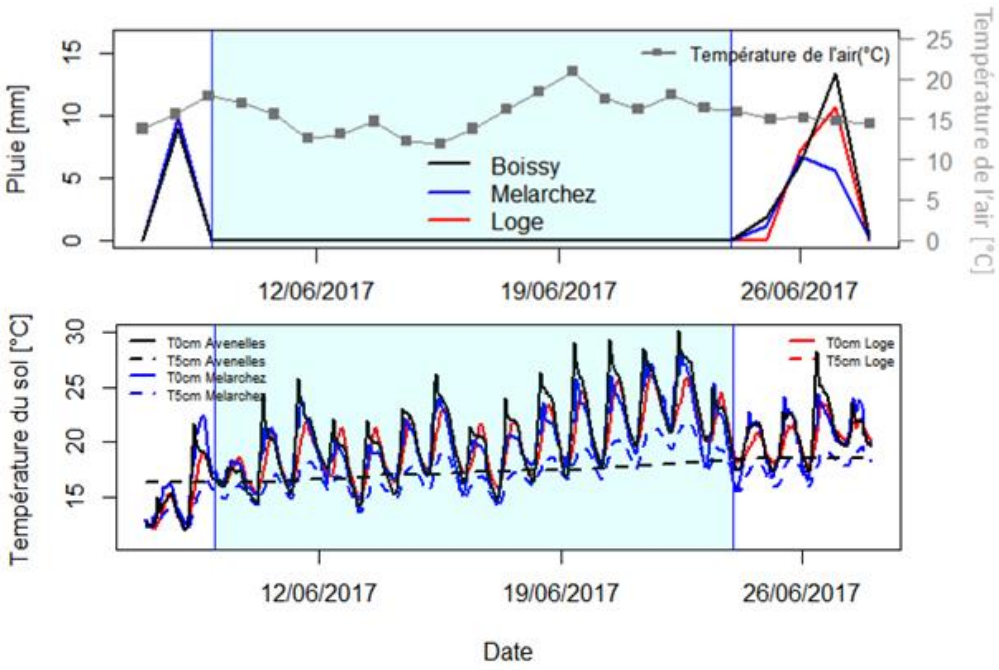

Figure 2.42 : Variation de la température du sol suite aux conditions climatiques de la Période de sécheresse

2.4.2.2.3 Température en rivière

a) Période de crue

La Fig. 2.43 montre la variabilité spatiale et temporelle de la réponse des températures de la rivière à l'événement pluvieux pendant la période de crue. La majorité des événements pluvieux engendrent une diminution de la température de l'eau dans la rivière. Cette diminution s'accentue avec l'intensité de l'événement pluvieux. En particulier la diminution de la température de la rivière est précédée par la diminution de la température de l'air. Cette diminution est de l'ordre de 1 °C pour les différentes stations.

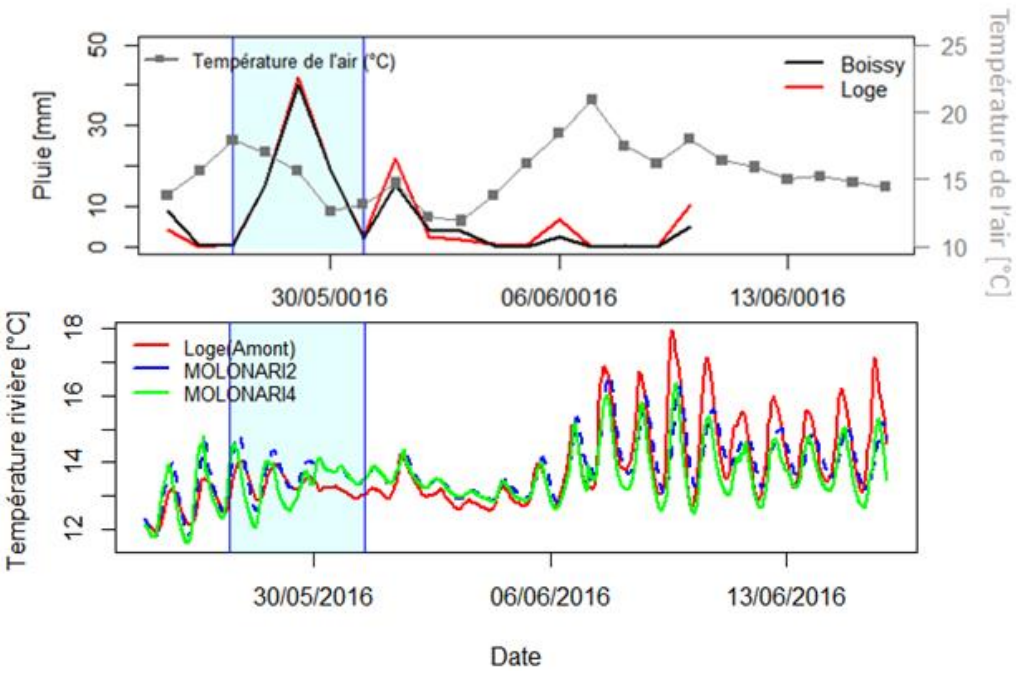

Figure 2.43 : Variation de la température de la rivière suite aux conditions climatiques de la période de crue

Des résultats semblables qui montrent une diminution de la température de la rivière suite à un événement pluvieux sont observés dans d'autres études. Une diminution de température de la rivière est enregistré pour des événements pluvieux isolés au nord de l'Angleterre (Smith and Lavis, 1975). Une diminution de température plus marquée de l'ordre de 7.5°C est observée par Chutter (1975) dans un bassin au sud d'Afrique pendant des tempêtes de grêle.

b) Evénement pluvieux estival

Pendant l'événement pluvieux estival, les températures de la rivière suivent l'évolution de la température de l'air. Les variations de température de l'air sont plus importantes à l'amont du bassin (MOLONARI 1) (Fig. 2.44).

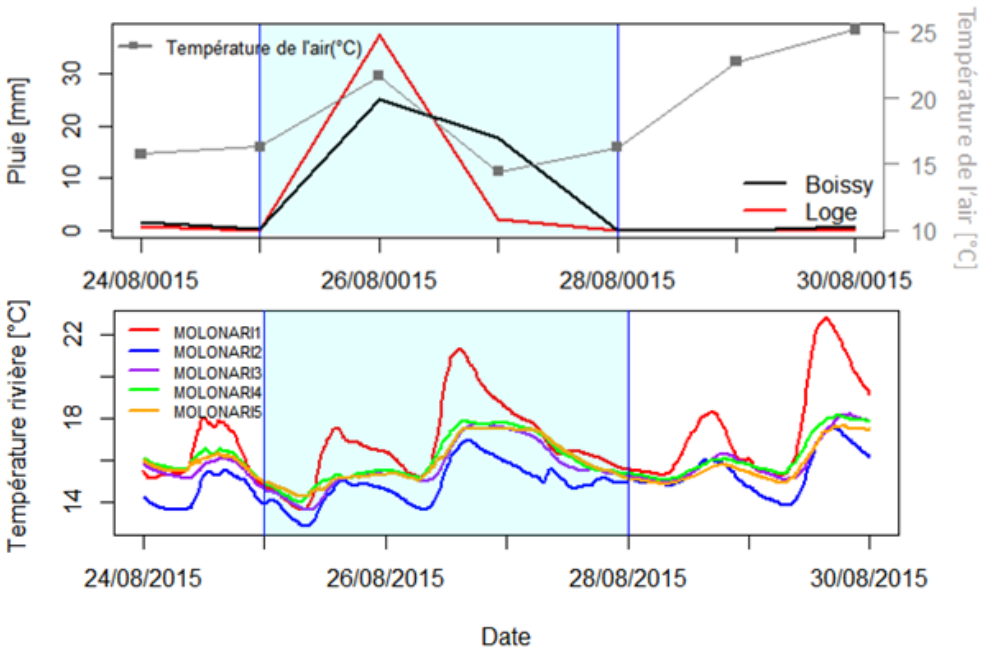

Figure 2.44 : Variation de la température de la rivière suite aux conditions climatiques de l'événement pluvieux estival

c) Période de sécheresse

La réduction du niveau d'eau dans la rivière pendant les périodes d'étiage, entraînent de fortes augmentations des valeurs de températures. Une variation de température plus importante est observée au niveau de la station MOLONARI 1 alors qu'une variation moins importante est observée au niveau de la station MOLONARI 2. En effet cela s'explique par le fait que le débit au niveau de la station MOLONARI 1 est inférieur à celui de MOLONARI 2 ce qui traduit une inertie thermique plus importante au niveau de la station MOLONARI 2 (Fig. 2.45).

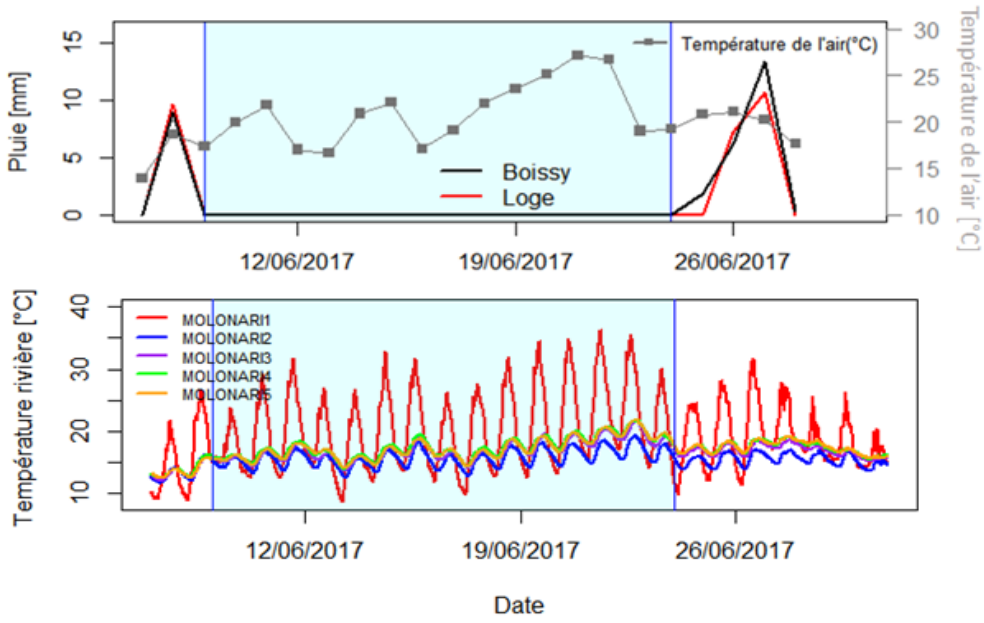

Figure 2.45 : Variation de la température de la rivière suite aux conditions climatiques de la période de sécheresse

2.4.2.2.4 Température des eaux souterraines

a) Période de crue

Pendant la période de crue, tous les piézomètres de berge présentent une augmentation légère de température de l'ordre de 1 °C suite à l'événement pluvieux hormis le piézomètre PZPS5 (Station MOLONARI 2) qui présente un pic très important de l'ordre de 3°C malgré la diminution de la température de la rivière pendant le pic de crue (Fig. 2.46). Cela montre que les eaux souterraines gagnent de la chaleur par advection suite à une infiltration des eaux de rivières qui sont plus chaudes pendant cet épisode pluvieux. L'événement pluvieux amplifie donc la diffusion de la température de la rivière.

Le régime thermique du piézomètre PZPS5 semble être accentué par les pompages qui ont un grand impact sur la variation des eaux souterraines. Par contre, la température des piézomètres de plateau (Fig. 2.47) ne semble pas être influencée par l'événement pluvieux ou présente peut-être un temps de réponse très lent. Le piézomètre PZPS6 présente un pic très léger de température de l'ordre de 0.2°C après la crue. Ce piézomètre comme vu précédemment est plus réactif aux changements, la nappe étant plus proche à la surface du sol.

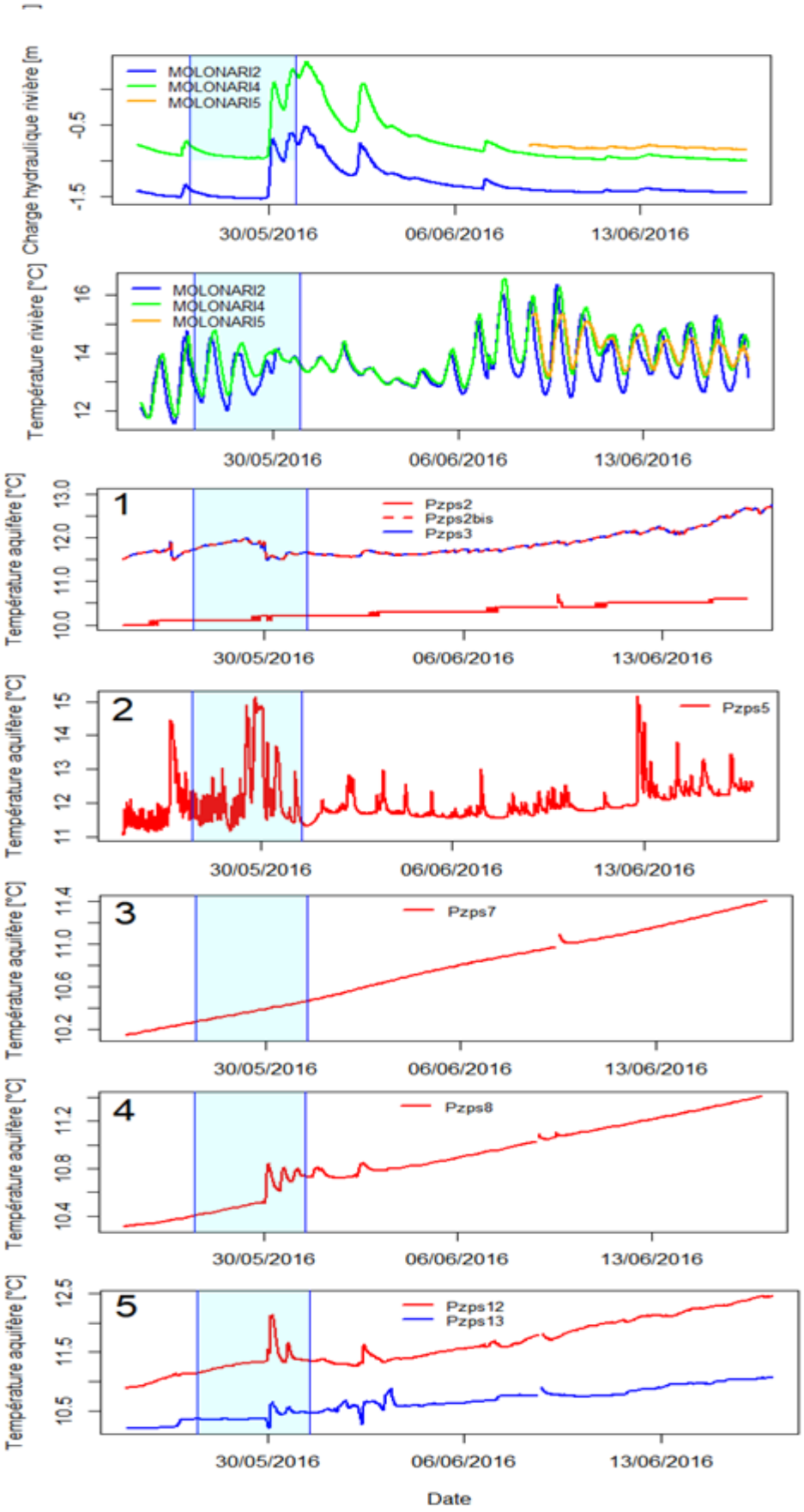

Figure 2.46 : Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de berge pendant la période de crue

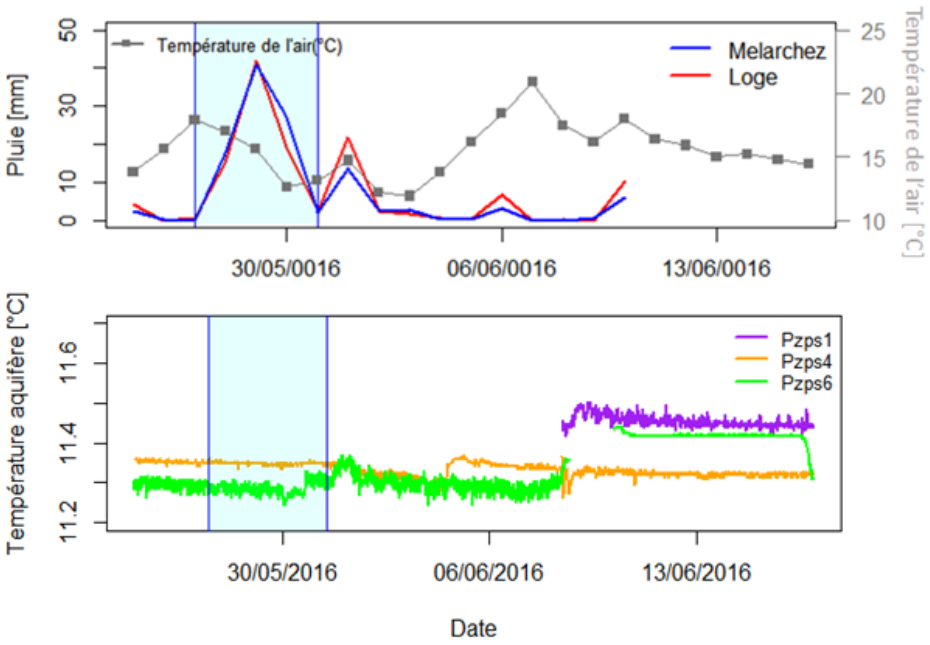

Figure 2.47 : Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de plateau pendant la période de crue

b) Evénement pluvieux estival

Pendant l'événement pluvieux, toutes les températures souterraines ne semblent pas réagir au cours de l'événement pluvieux estival sauf PZPS5 qui montre un pic de 2°C après le pic de crue et aussi PZPS13 qui montre un pic de l'ordre de 0.5°C. Comme nous l'avons vu dans la partie précédente, le PZPS13 est situé dans l'inter méandre. Les eaux de rivières s'infiltrent donc directement à cet emplacement avant de rejoindre la partie avale de la rivière. Ceci explique que ce piézomètre soit plus sensible aux petits événements pluvieux. L'infiltration des eaux de rivière plus chaudes peut être la cause de ces pics de température observées au niveau de ces deux piézomètres (Fig. 2.48). La température des piézomètres de plateau (Fig. 2.49) ne semble pas être influencée par l'événement pluvieux estival.

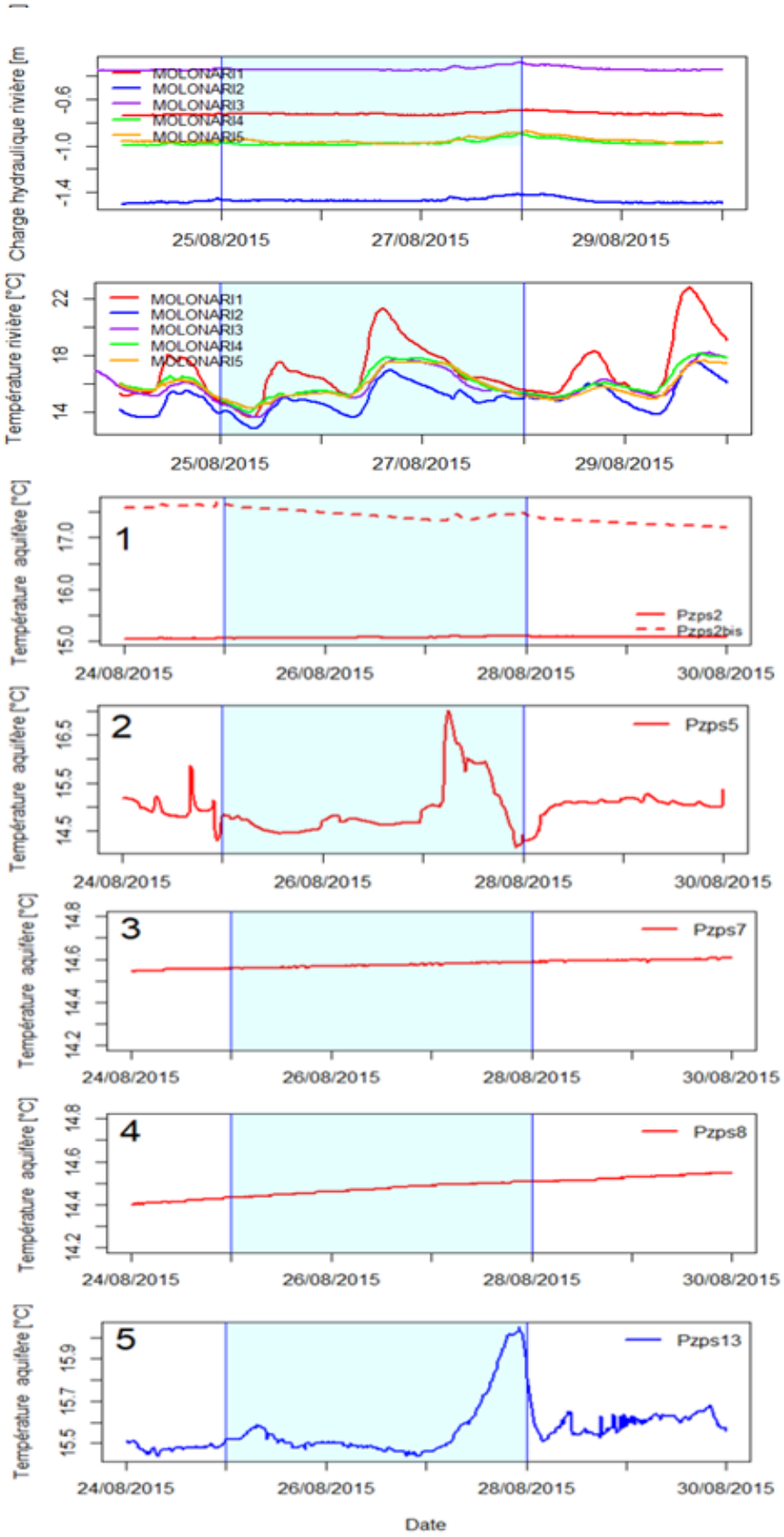

Figure 2.48 : Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de berge pendant l'événement pluvieux estival

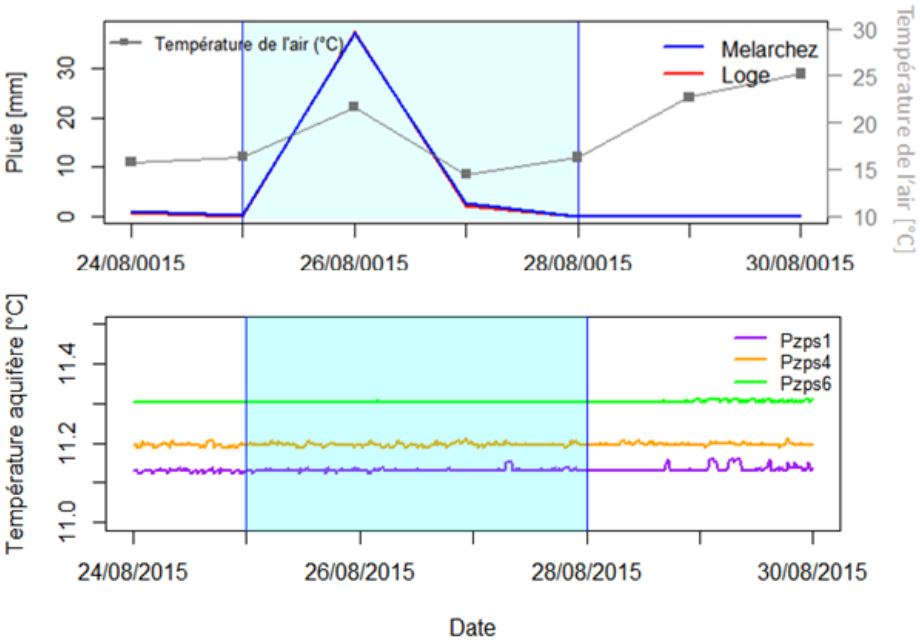

Figure 2.49: Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de plateau pendant l'événement pluvieux

c) Période de sécheresse

Pendant la période d'étiage, toutes les températures souterraines montrent une augmentation progressive et tendent à suivre l'évolution de la température de l'air et le transfert est effectué principalement par conduction (Fig. 2.50). Les températures au niveau des piézomètres de plateau ne semblent pas réagir en étiage (Fig. 2.51).

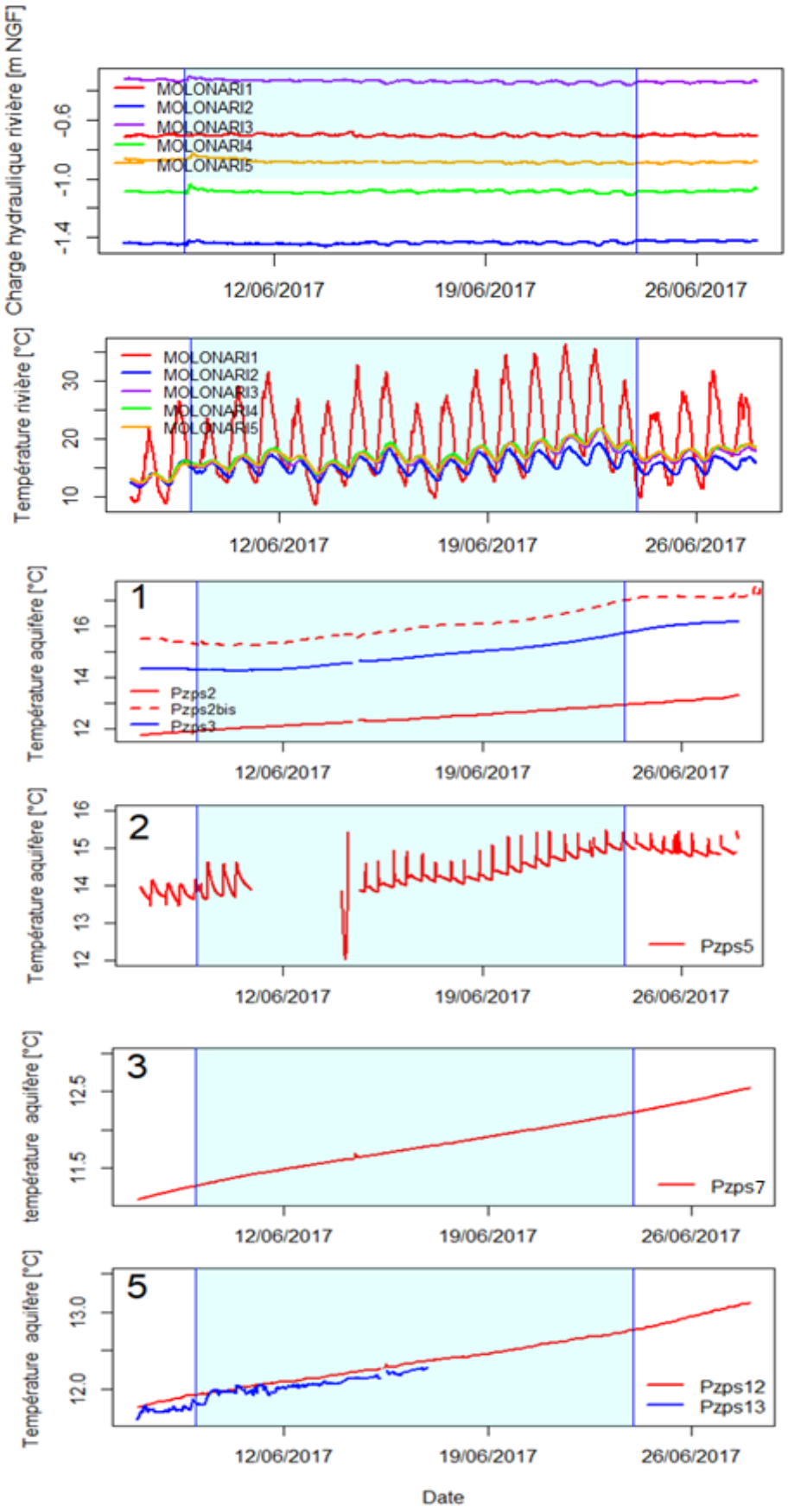

Figure 2.50: Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de berge pendant la Période de sécheresse

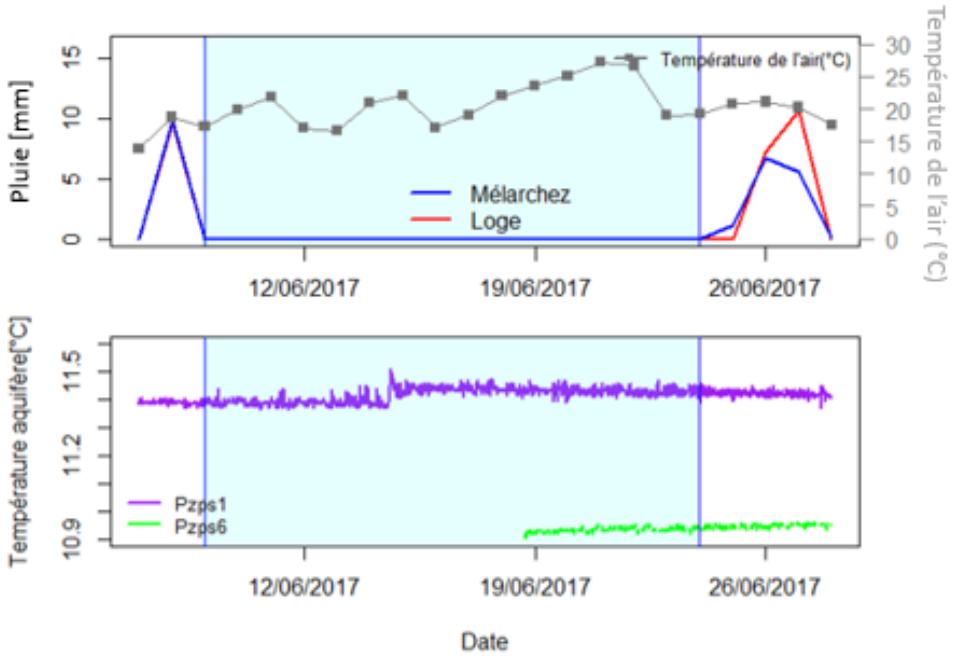

Figure 2.51: Chroniques de températures observées au niveau des piézomètres de plateau pendant la période de sécheresse.

2.4.2.2.5 Profils de température dans la Zone Hyporhéique

Deux nouvelles périodes d'études sont définies par manque de données de température de la ZH pendant les trois périodes définies précédemment. Une première période caractérisée par un long événement pluvieux qui se produit en hiver d'une vingtaine de jours (du 21 décembre 2013 au 20 janvier 2014) avec une intensité de pluie assez forte (pic maximal de pluie de 25 mm) et une période d'étiage de même durée (du 22 août 2016 au 19 septembre 2016).

a) Période de crue :

La réponse des températures hyporhéiques à l'événement pluvieux pendant la période de crue ne semblent pas être influencée par le pic de crue à part une légère diminution de 0.5 °C à 1 °C suite à la diminution de la température de l'air. Les températures hyporhéiques tendent à suivre l'évolution de la température de la rivière après le pic de crue. Ceci présage que la variation du gradient thermique entre la rivière et l'aquifère est plus importante que l'impact de l'augmentation du flux d'eau. Des variations plus importantes de température hyporhéiques pourraient être observées si l'intensité de pluie était plus forte (Fig. 2.52).

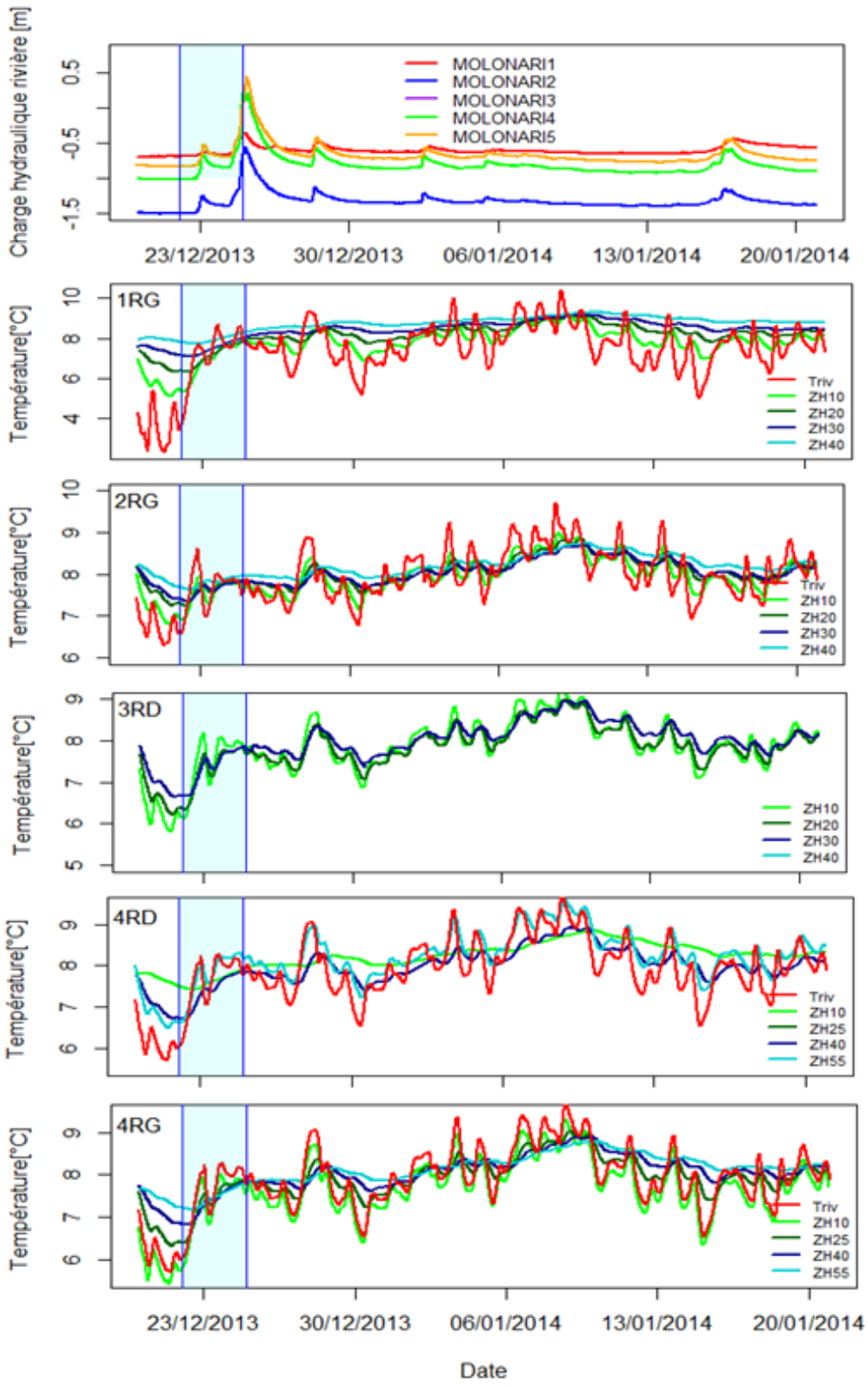

Figure 2.52 : Chroniques de températures observées à différentes profondeurs de la ZH au niveau des stations MOLONARI pendant la période de crue (RD : rive droite et RG : rive gauche).

b) Evolution des profils de températures pendant l'événement de crue

La Fig. 2.53 montre l'évolution des profils thermiques pendant la crue, avant et après l'événement pluvieux hivernal pour les 4 stations MOLONARI 1, 2, 3 et 4. Avant la crue, les température hyporhéiques sont les moins élevées et elles augmentent en profondeur étant donné qu'en hiver la température de l'aquifère est plus élevée que celle de la rivière. Pendant le pic de crue, les températures diminuent dans les premiers 50 cm en dessous du lit de la rivière. Ceci peut être expliqué par une infiltration de l'eau de rivière plus froide. Après l'événement pluvieux, les températures hyporhéiques diminuent et tendent à revenir à leur état initial avant Crue. Celles-ci augmentent toujours en profondeur.

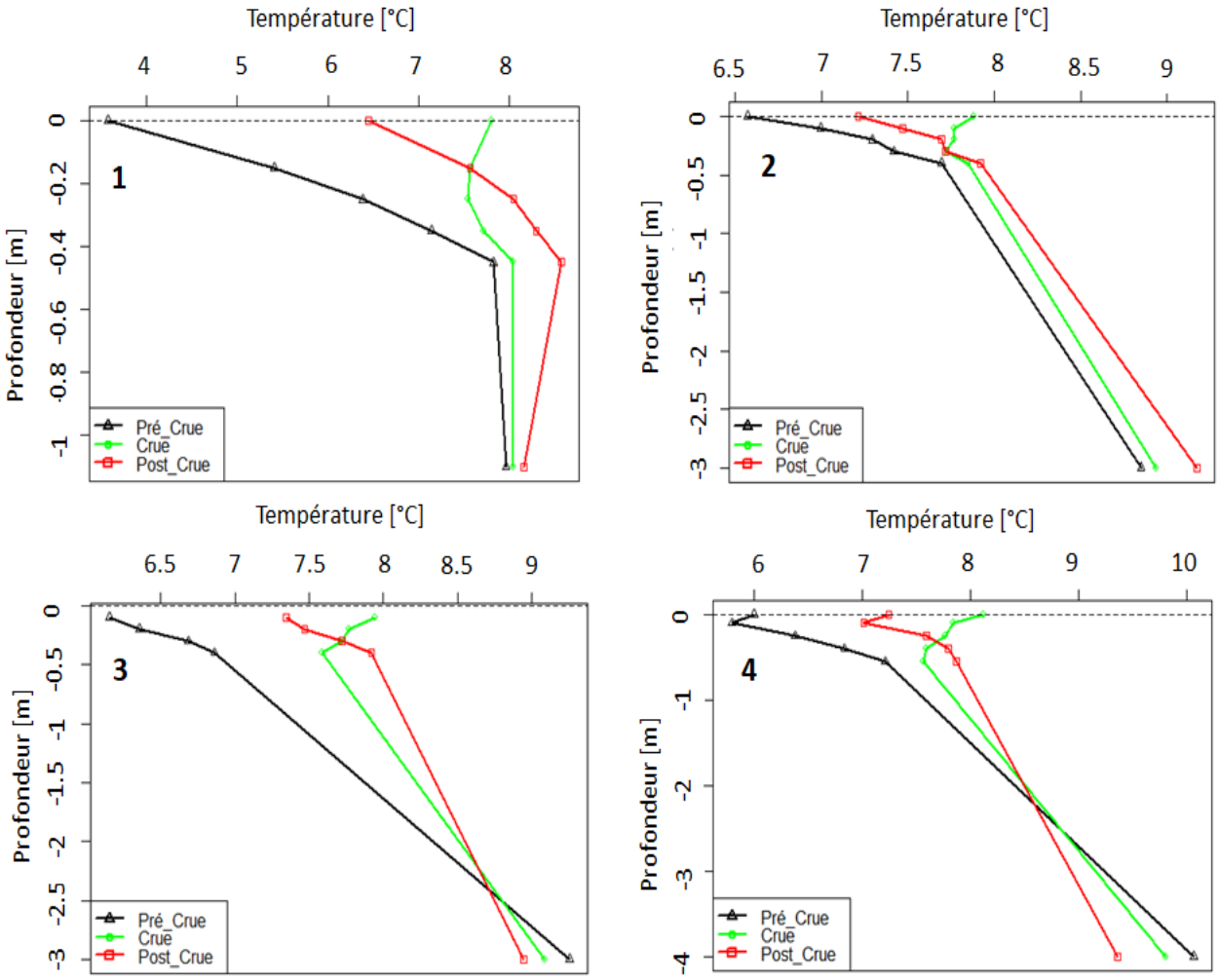

Figure 2.53 : Évolution des profils de température au droit des stations MOLONARI pendant l'événement pluvieux

c) Période d'étiage

La période de sécheresse montre bien que les températures hyporhéiques sont fortement influencées par la température de la rivière et tendent à suivre la même évolution. Le transfert de chaleur s'effectue en grande partie par échanges thermiques à l'interface air-eau. Cette période d'étude montre même des fluctuations diurnes à une profondeur plus élevée dans la ZH. Ceci engendre une réduction du gradient thermique entre les différentes températures hyporhéiques qui est observé au niveau des stations amont 1 et 2. Le gradient thermique semble augmenter de l'amont vers l'aval. Ceci est expliqué précédemment par la largeur de la rivière ainsi que par le substrat de la ZH qui induit une influence plus marquée des forçages atmosphériques sur la température du cours d'eau et les températures hyporhéiques en amont (Fig. 2.54). La rivière est de faible largeur en amont, sans couvert végétal et son lit est constitué de limon et d'argiles alors qu'à l'aval, la rivière est large et constituée de colluvions. (Fig. 2.55). Un gradient thermique plus élevée s'établit en aval du bassin ce qui peut traduire une hétérogénéité plus forte au niveau des stations aval.

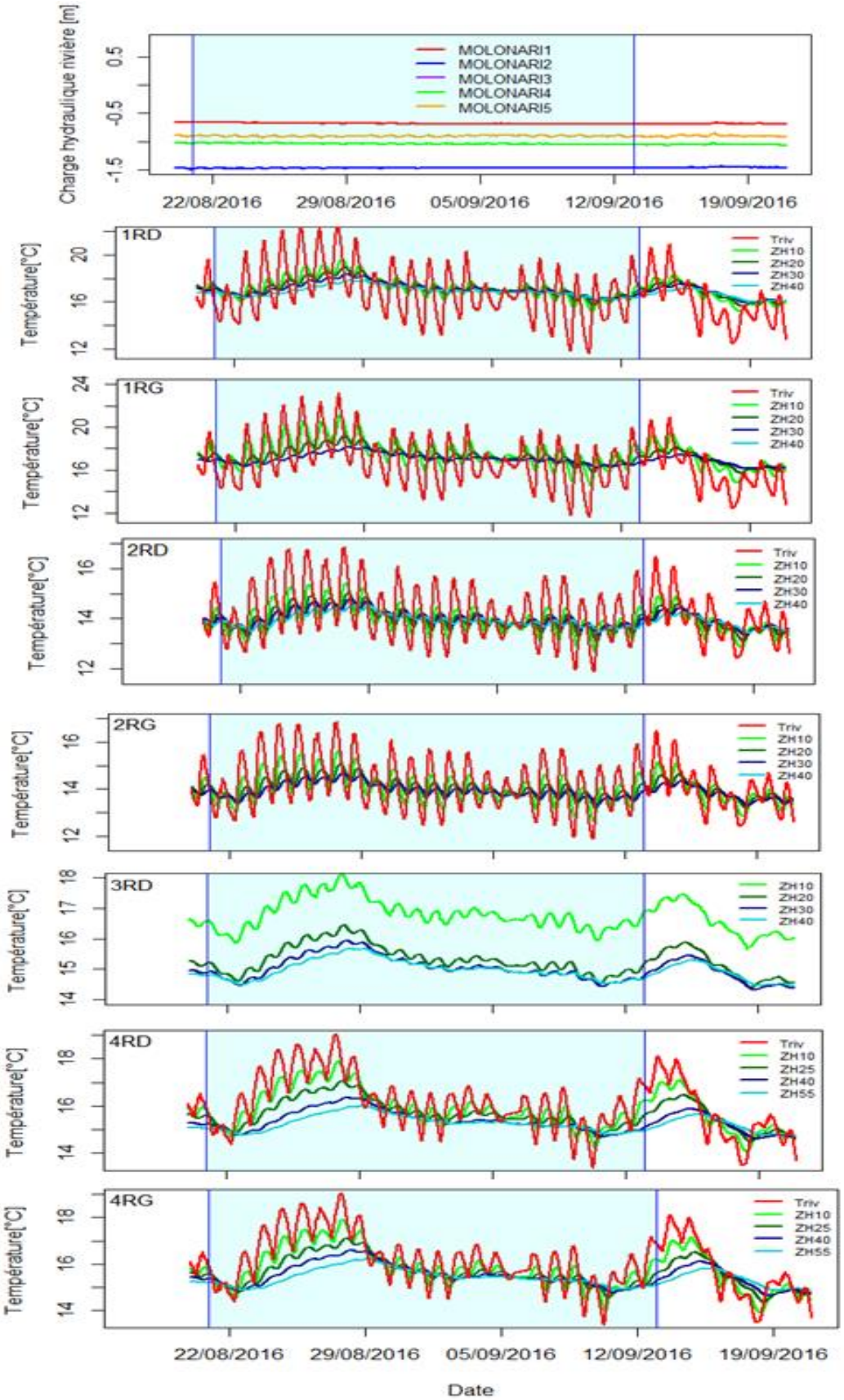

Figure 2.54 : Chroniques de températures observées à différentes profondeurs de la ZH au niveau des stations MOLONARI amont et intermédiaires pendant la période d'étiage (RD : rive droite et RG : rive gauche).

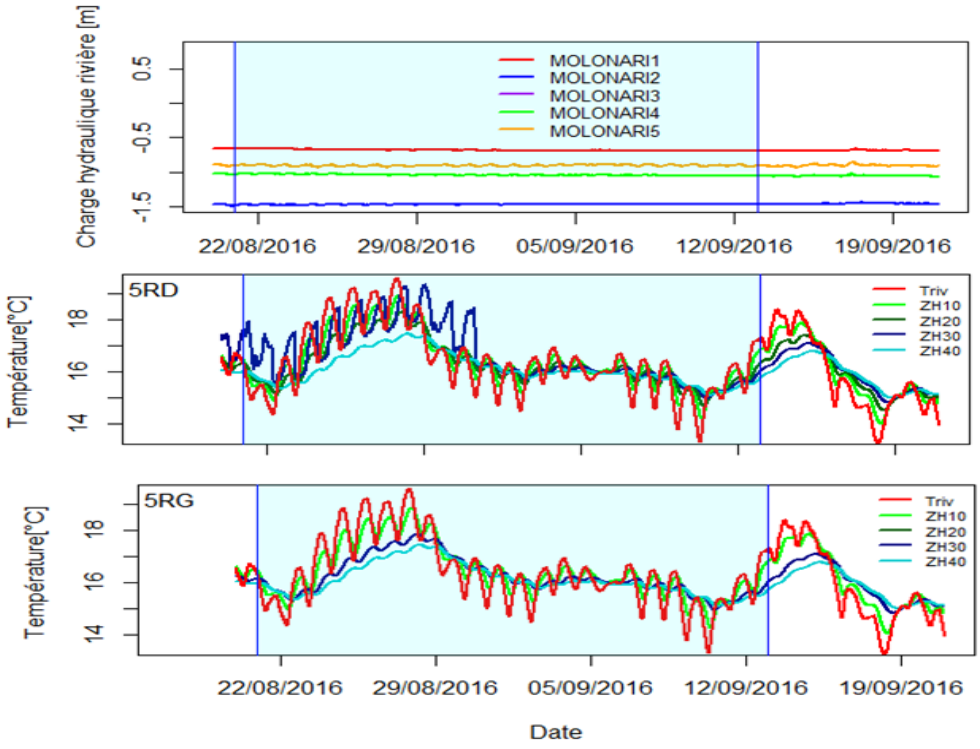

Figure 2.55 : Chroniques de températures observées à différentes profondeurs de la ZH au niveau de la stations MOLONARI aval pendant la période d'étiage (RD : rive droite et RG : rive gauche).

2.5 Interprétation des données

Afin de caractériser le fonctionnement du bassin, des méthodes d'analyse des données acquises telles que les analyses corrélatoires sont appliquées aux chroniques hydrodynamiques (pluie, débit, piézométrie) ainsi que sur les chroniques de température. L'objectif de l'analyse de séries temporelles est d'analyser un signal afin de tirer un ensemble d'informations pour caractériser le système étudié. Les analyses statistiques de séries temporelles permettent d'étudier les relations qui existent entre deux chroniques.

La méthode de corrélation croisée est appliquée sur des chroniques pluriannuelles de précipitations, de débit, de niveaux piézométriques ainsi que sur des chroniques de température. Cette méthode consiste à calculer le coefficient de corrélation entre deux séries décalées dans le temps. La corrélation croisée fournit des informations sur l'intensité de corrélation ; le décalage temporel décrit par le temps de réponse d'une variable à une autre ainsi que les relations qui existent entre deux chroniques. La fonction de corrélation croisée $r_{xy}(k)$ est définie par l'Eq. 2.6 et l'Eq. 2.7 (G.Box et al., 1994):

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma x \sigma y} \qquad \textit{(Équation 2.6)}$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N-k}(x_t - \bar{x}) - (y_{t+k} - \bar{y}) \qquad \textit{(Équation 2.7)}$$

Où : k est le décalage temporel, x_t la valeur de la série x au temps t, y_t la valeur de la série y au temps t, $\bar{x}$ et $\bar{y}$ les moyennes des deux chroniques, $\sigma_x et\ \sigma_y$, les écarts-types des deux chroniques.

Si $r_{xy}(k) > 0$ pour k>0 alors le signal d' entrée est précurseur par rapport au signal de sortie et les deux signaux sont corrélés ; si $r_{xy}(k) < 0$ pour k > 0 alors le signal d'entrée est précurseur par rapport au signal de sortie et les deux signaux sont anti-corrélés, si $r_{xy}(k) > 0$ pour k<0 alors le signal de sortie est précurseur par rapport au signal d'entrée et les deux signaux sont corrélés , si $r_{xy}(k) < 0$ pour k<0 alors le signal de sortie est précurseur par rapport au signal d'entrée et les deux signaux sont anti-corrélés. Si la fonction de corrélation croisée est symétrique et centrée en zéro alors les deux signaux (entrée et sortie) réagissent en même temps à un troisième signal indépendant. Le temps de réponse est défini comme le décalage temporel k lorsque $r(k) = \max [r_{xy}(k)]$.

Des coefficients de corrélation de Pearson ont aussi été calculés afin d'examiner les relations entre les différentes variables.

2.5.1 Variations piézométriques

La méthode de corrélation croisée est appliquée sur des chroniques pluviométriques pluri-annuelles en entrée et des chroniques piézométriques en sortie pour la période 2012-2017 ce qui permet d'étudier la réponse des piézomètres aux événements pluvieux et de donner des informations sur la spatialisation des écoulements au sein de l'aquifère.

2.5.1.1 Variations des niveaux piézométriques au niveau des berges

Les fonctions de corrélations croisées sont semblables pour la majorité des piézomètres de berge étudiés (Fig. 2.56). Plusieurs paramètres peuvent être déterminés à partir de l'étude des fonctions de corrélation croisées : le coefficient de corrélation maximum, le temps de réponse ainsi que la largeur du pic principal. Le coefficient de corrélation maximum permet de définir l'intensité de corrélation entre deux variables, la largeur du pic décrit la nature du système et le temps de réponse est caractérisé par le décalage temporel. La comparaison entre ces paramètres aide à caractériser le fonctionnement des aquifères.

Ces fonctions présentent un pic principal suivi par une lente décroissance. Cette décomposition en deux parties peut souligner la dualité du comportement des aquifères : une première partie correspond au pic qui traduit un effet transmissif, suivie par une deuxième partie correspondant à une lente décroissance par effet capacitif.

Les valeurs de coefficients de corrélation croisée pluie-piézométrie (rk) maximales varient entre 0.114 (PZPS2) et 0.41 pour le piézomètre PZPS13 situé au niveau de la rive gauche de la rivière en aval du bassin. Le coefficient de corrélation maximum semble augmenter de l'amont vers l'aval (Tab. 2.16).

Le décalage temporel ou le temps de réponse est le temps de réaction du niveau piézométrique aux précipitations. Pour les piézomètres du bassin des Avenelles, les temps de réponse sont de l'ordre de 2 jours pour tous les piézomètres de berge alors qu'ils varient de 3 à 28 jours pour les piézomètres de plateau. Le PZPS4 a le temps le plus long, les temps de réponse sont faibles en général et soulignent une réponse lente des aquifères aux évènements pluvieux.

La largeur du pic peut définir la nature du système étudié. Si le pic est plus étroit, le système est moins inertiel. Pour la station amont MOLONARI 1, le pic de PZPS2 est le plus large et le pic de PZPS3 est le plus étroit. Cela s'explique par le fait que PZPS3 est moins profond que PZPS2 donc il réagit plus vite à l'événement pluvieux. En aval du bassin, pour la station MOLONARI 5, le pic de PZPS13 est plus étroit que celui de PZPS12. Le PZPS13 est dans les laisses de crues constitué de dépôt de sable, d'argile et de colluvions alors que le PZPS12 est dans les limons. Les infiltrations aux niveaux du PZPS13 sont donc plus rapide, ce qui explique sa réactivité.

Tableau 2.16 : Coefficient de corrélation maximum et temps de réponse des fonctions de corrélation croisée pluie-niveau piézométrique des berges

Station	Piézomètre	Coefficient de corrélation maximum	Temps de réponse (jours)
MOLONARI 1	PZPS2	0.11	2
	PZPS2bis	0.23	2
	PZPS3	0.27	2
	PZPS31	0.26	2
	PZPS31bis	0.21	2
	PZPS34	0.2	2
	PZPS34bis	0.23	2
MOLONARI 2	PZPS5	0.4	2
MOLONARI 3	PZPS7	0.35	2
MOLONARI 4	PZPS8	0.31	2
MOLONARI 5	PZPS12	0.31	2
	PZPS13	0.41	2

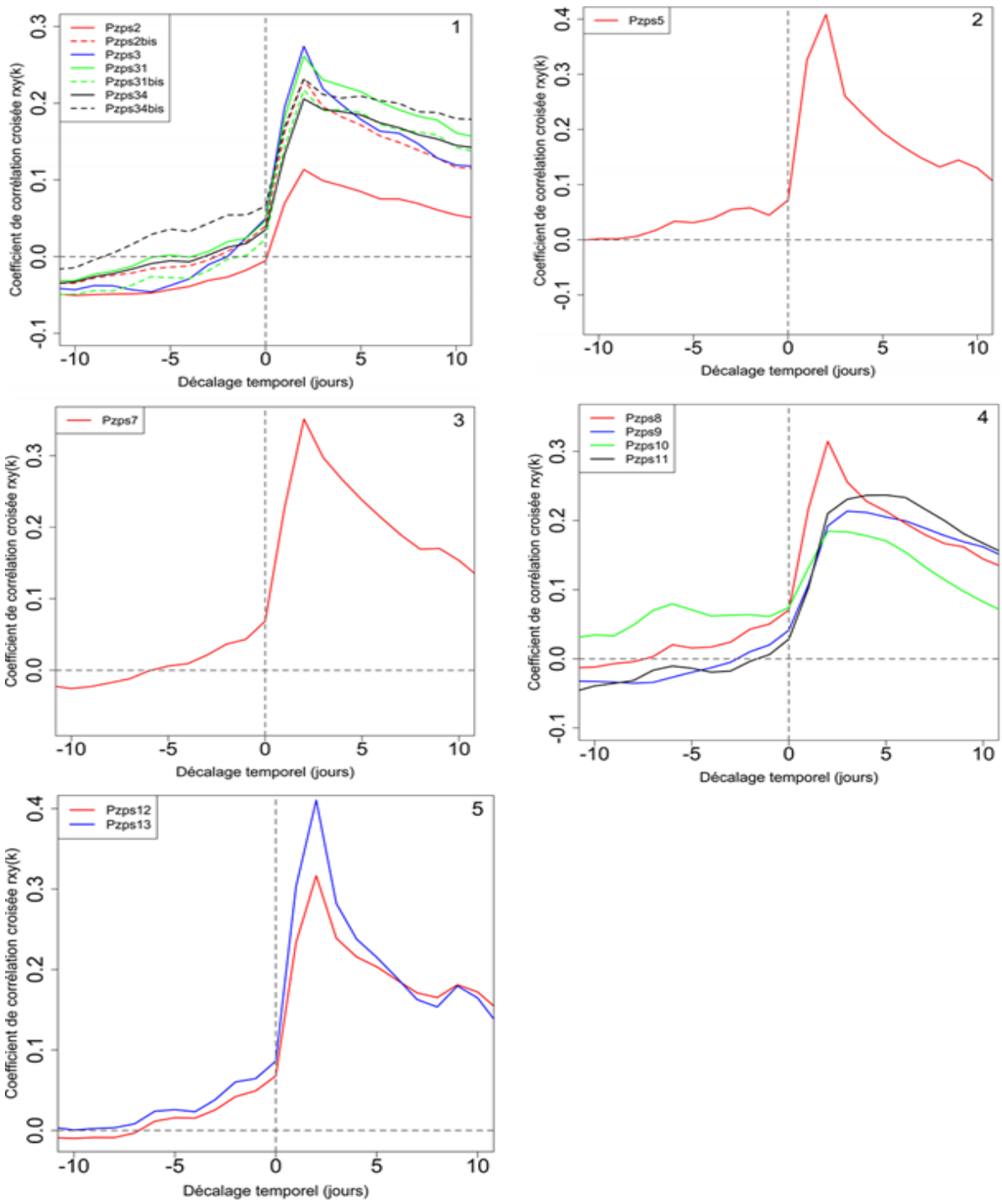

Figure 2.56 : Fonctions de corrélation croisée entre la pluie et le niveau piézométrique pour les cinq stations MOLONARI pour la période 2012-2017. Les calculs sont effectués à un pas de temps journalier

2.5.1.2 Variations des niveaux piézométriques au niveau du plateau

Les niveaux piézométriques observés dans les piézomètres de plateau présentent un signal un peu différent que les niveaux observés au niveau des berges avec un pic plus large et moins rapide et une décroissance plus courte. Les valeurs de coefficients de corrélation croisée pluie-piézométrie (rk) varient entre 0.005 pour le piézomètre PZPS4 et 0.056 pour le piézomètre PZPS1. Les temps de réponse

varient de 9 jours (PZPS6) à 28 jours (PZPS4) (Tab. 2.17). Les pics de PZPS1 et PZPS6 sont plus étroits que le pic de PZPS4 qui semble écrasé. Ce piézomètre qui a un coefficient de corrélation très faible semble être un piézomètre très inertiel (Fig. 2.57).

Les valeurs de coefficients de corrélation croisée pluie-piézométrie (rk) au niveau du transect de Derrier (Fig. 2.58) varient entre 0.065 à 0.22 avec des temps de réponse qui varient entre 2 et 10 jours. PZ1, situé au niveau des berges présente un temps de réponse le plus court avec le coefficient de corrélation le plus élevé alors que ceux situés au niveau du plateau (PZ2 et PZ3) sont moins corrélés à la pluie et présentent des temps de réponse plus longs de l'ordre de 10 jours.

Tableau 2.17: Coefficient de corrélation maximum et temps de réponse des fonctions de corrélation croisée pluie-niveau piézométrique de plateau

Station	Piézomètre	Coefficient de corrélation maximum	Temps de réponse (jours)
Plateau	PZPS1	0.056	13
	PZPS4	0.005	28
	PZPS6	0.04	9
Transect-Derrier	PZ1	0.22	2
	PZ2	0.082	10
	PZ3	0.065	10

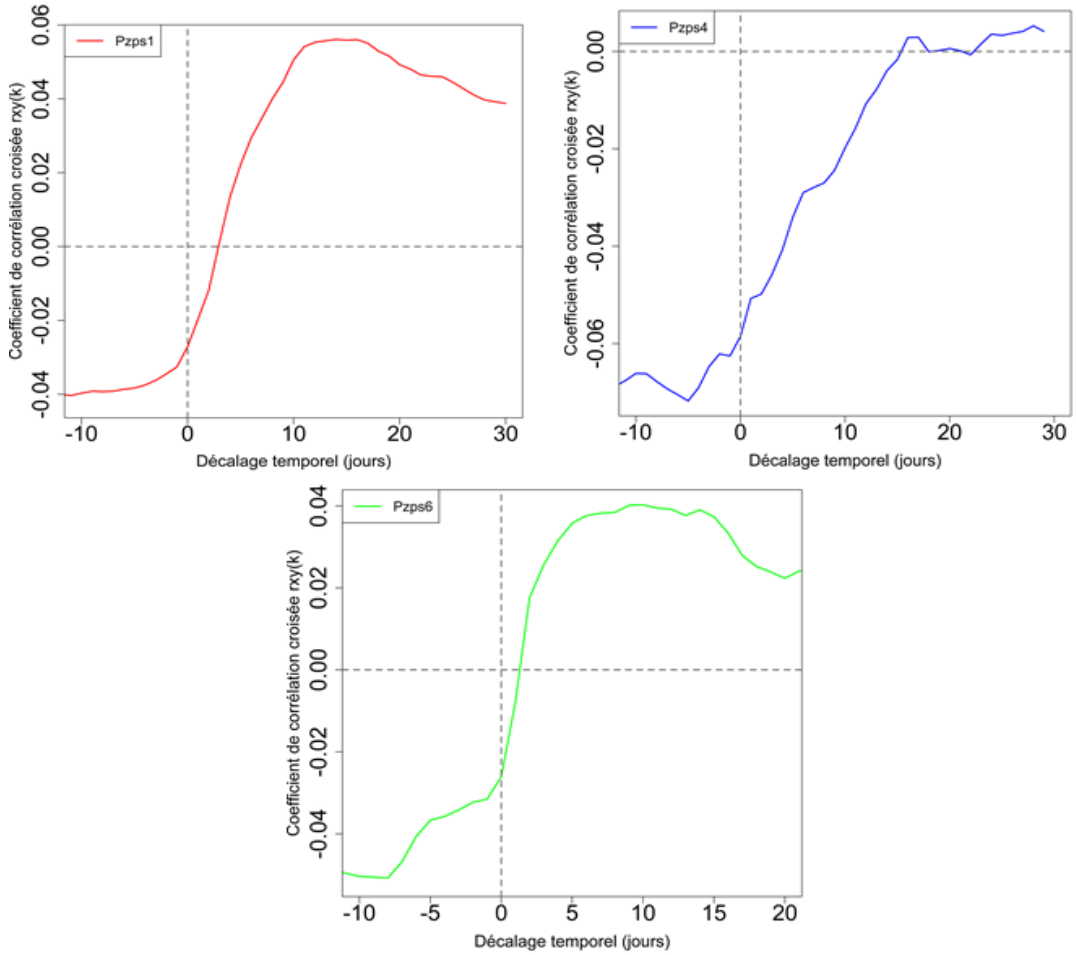

Figure 2.57 : Fonctions de corrélation croisée entre la pluie et le niveau piézométrique pour les piézomètres de plateau pour la période 2012-2017.

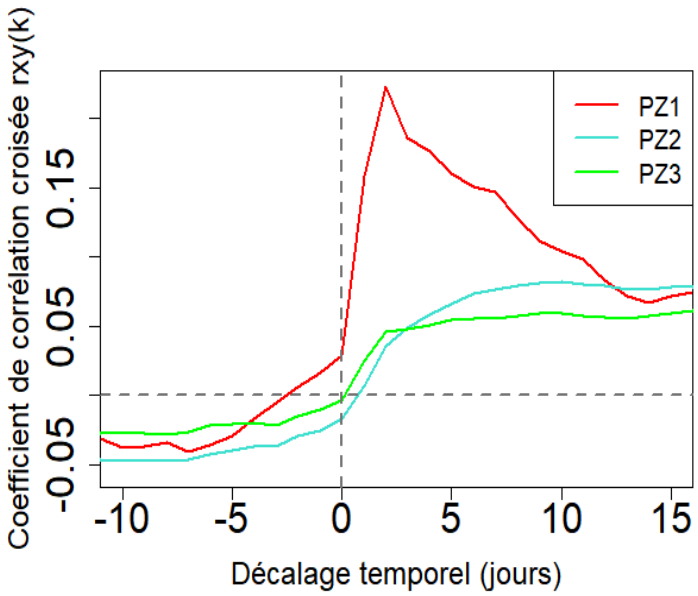

Figure 2.58 : Fonctions de corrélation croisée entre la pluie et le niveau piézométrique pour les piézomètres au niveau du transect de Derrier pour la période 2012-2017.

2.5.2 Réactions des piézomètres de berge à la hauteur d'eau dans la rivière

La méthode de corrélation croisée est appliquée sur des chroniques pluri-annuelles de niveau d'eau dans la rivière en entrée et des chroniques piézométriques en sortie pour la période 2012-2017 ce qui permet d'étudier la réponse des niveaux piézométriques aux variations des niveaux d'eau dans la rivière (Fig. 2.59). Les fonctions de corrélations croisées montrent un profil semblable pour les cinq stations MOLONARI étudiées. Tous les profils présentent un pic à 0 ce qui signifie que les deux signaux (entrée et sortie) réagissent en même temps à un troisième signal indépendant qui est la pluie. Ceci montre que les interactions entre les niveaux d'eau des berges et le niveau de la rivière sont très dépendants. Les valeurs de coefficients de corrélation (rk) maximum varient entre 0.534 pour le PZPS2 et 0.854 pour le piézomètre PZPS8 (Tab. 2.18).

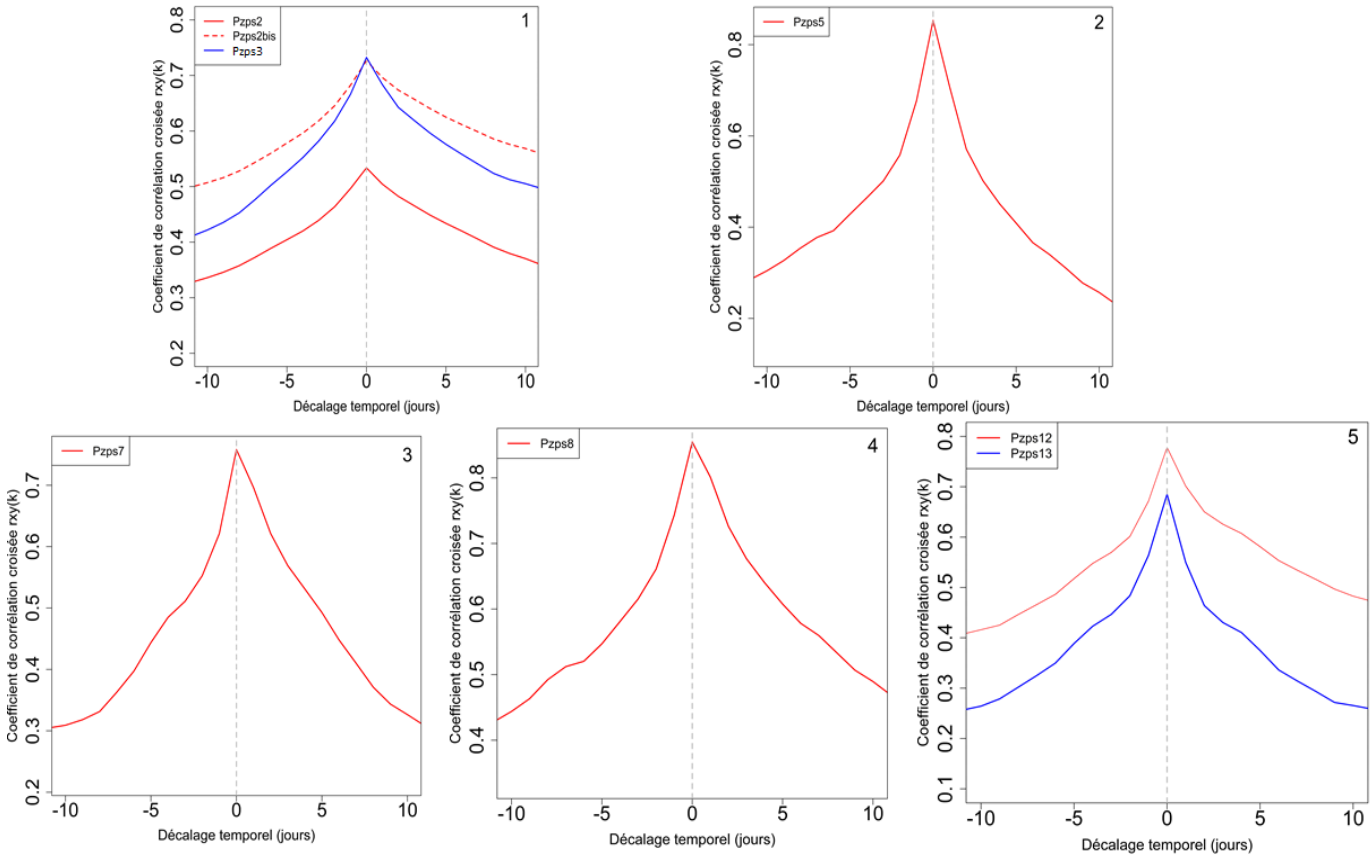

Figure 2.59: Fonctions de corrélation croisée entre la hauteur d'eau dans la rivière et les piézomètres de berge pendant la période 2012-2017

Tableau 2.18:Coefficient de corrélation maximum des fonctions de corrélation croisée niveau d'eau dans la rivière et le niveau piézométrique des berges

Station	Piézomètre	Coefficient de corrélation maximum
MOLONARI 1	PZPS2	0.53
	PZPS2bis	0.73
	PZPS3	0.73
MOLONARI 2	PZPS5	0.85
MOLONARI 3	PZPS7	0.75
MOLONARI 4	PZPS8	0.85
MOLONARI 5	PZPS12	0.78
	PZPS13	0.68

2.5.3 Réactions des niveaux piézométriques et hauteurs d'eau de la rivière aux variations de débit

La méthode de corrélation croisée est appliquée sur des chroniques pluri-annuelles de débit en entrée et des chroniques piézométriques ainsi que des hauteurs d'eau de rivière en sortie pour la période 2012-2017. Cette méthode est appliquée à la station aval du bassin (MOLONARI 5) vu sa proximité à la station limnimétrique située à l'exutoire du bassin. La Fig. 2.60 montre un pic principal suivi par une lente décroissance pour les niveaux piézométriques et le niveau d'eau dans la rivière. Le temps de réponse est de l'ordre de 1 jour pour le niveau d'eau dans la rivière et les piézomètres. Le coefficient de corrélation maximum le plus élevé est observé au niveau de PZPS13 qui semble être le plus corrélé aux variations de débit en aval du bassin (Tab. 2.19).

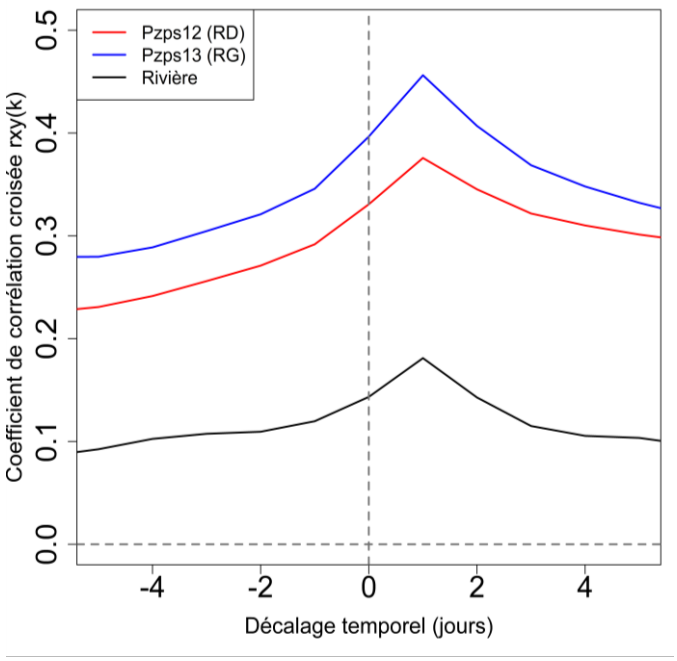

Figure 2.60 : Fonctions de corrélation croisée entre le débit et la variation du niveau d'eau de rivière et les piézomètres de rive droite (RD) et rive gauche (RG) de la station 5 à l'aval du bassin pour la période 2012-2017

Tableau 2.19: Coefficient de corrélation maximum des fonctions de corrélation croisée et le temps de réponse entre le niveau d'eau dans la rivière et le niveau piézométrique

Station	Piézomètre	Coefficient de corrélation maximum	Temps de réponse (j)
MOLONARI 5	Rivière	0.181	1
	PZPS12	0.376	1
	PZPS13	0.45	1

2.5.4 Échanges d'eau nappe-rivière

Une exfiltration se produit lorsque la nappe alimente la rivière (h_{nappe}-$h_{rivière}$ >0) alors qu'une infiltration se produit lorsque la nappe draine la rivière (h_{nappe}-$h_{rivière}$ < 0). Ceci donne une indication sur l'orientation possible des flux d'échange mais ne donne pas d'indication quantitatif puisque le gradient de charge va être modulé par la perméabilité du milieu poreux.

La Fig. 2.61 montre la variation des niveaux d'eau entre les piézomètres de bordure et celui de la rivière à l'échelle du tronçon de la rivière des Avenelles sous forme des différences de charges calculées entre ces deux compartiments pour les 5 stations étudiées. 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 combiné aux hétérogénéités du domaine souterrain, desquelles résulte le gradient hydrogéologique.

Les sections amont 1 et 2 sont caractérisées par une exfiltration où la rivière draine la nappe de Brie la majorité du temps. Au niveau de la section 3, le cours d'eau est en contact avec les argiles vertes. La rivière draine son champ proche la majorité du temps el l'alimente en période d'étiage, la différence de charge peut atteindre 20 cm. Les sections 4 et 5 sont caractérisées par un fonctionnement

saisonnier qui peut s'accentuer avec l'intensité des événements hydrologiques. Ces deux sections sont infiltrantes la majorité du temps et la différence de charge peut atteindre 50 cm en période d'étiage. Les échanges nappe-rivière sont également modulés par les propriétés physiques de la ZH qui ont un impact sur la quantité et le sens des échanges.

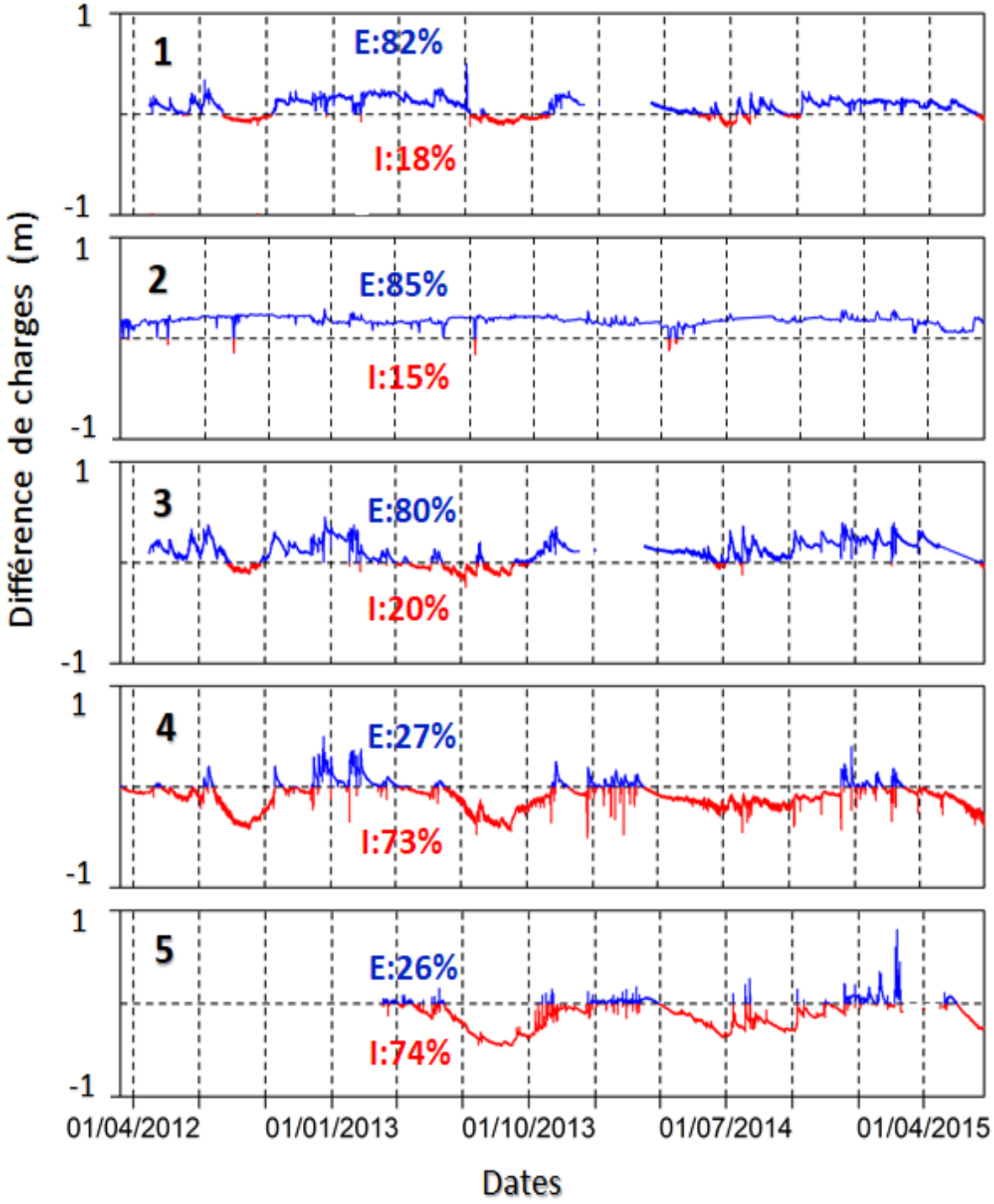

Figure 2.61: évolution spatiale et temporelle de la différence de charge entre la nappe et la rivière pour les 5 stations MOLONARI (exfiltration (E) illustrée en bleue et infiltration (I) illustrée en rouge)

2.5.5 Réponse de la température de la rivière à la température de l'air

Les températures de la rivière sont fortement corrélées aux températures de l'air. Toutes les rivières présentent des coefficients de corrélation maximums positifs et statistiquement significatifs. Le décalage temporel indique que les températures de l'eau répondent rapidement aux fluctuations de la température de l'air (Fig. 2.62).

Les résultats de calcul des fonctions de corrélation croisée des séries temporelles de la température de l'air et celle de la rivière montrent une réponse plus rapide de la rivière en amont (station MOLONARI 1) avec un coefficient de corrélation maximum de 0.96 et un temps de réponse à la température de l'air de l'ordre 1 jour. La rivière en aval (Station MOLONARI 5) présente le plus faible coefficient de corrélation maximum de 0.88 et un temps de réponse de 2 jours. Ceci s'explique par les caractéristiques de la rivière. Cette station aval caractérisée par des variations atténuées par la densité de végétation et par la largeur du cours d'eau.

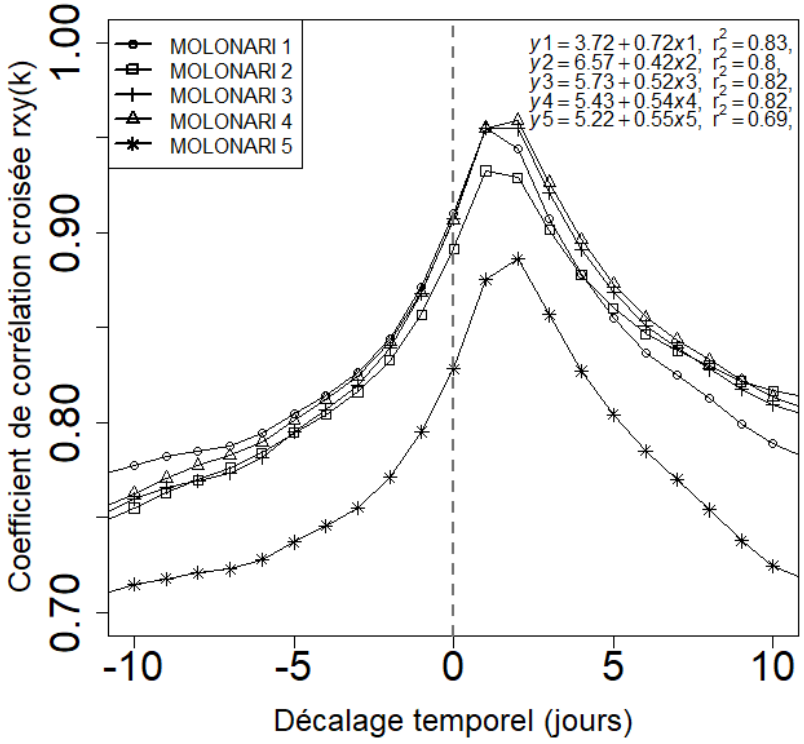

Figure 2.62 : Fonctions de corrélation croisée entre la température de la rivière et la température de l'air pour les cinq stations MOLONARI pour la période 2012-2017

2.5.6 Variation de la température dans la ZH

Les analyses de corrélation croisées correspondant aux corrélations entre les séries temporelles de la température de l'eau de la rivière avec les séries temporelles de la température aux différentes profondeurs de la ZH sont étudiées pendant des périodes d'infiltration et exfiltration hivernale et estivale. Les températures utilisées sont celles enregistrées en hiver pendant le mois de décembre 2016 et en été pendant le mois de juillet 2013. Le choix de ces deux périodes est effectué en se basant sur la présence des données continues sur tout le mois pour les deux stations amont (1) et aval (5).

Ces périodes sont choisies afin de comparer les tendances saisonnières de la température de la rivière aux températures de la ZH. Les fonctions de corrélation croisées sont ainsi calculées pour un décalage de 15 min (Tab. 2.20).

Les températures de la rivière et la température hyporhéiques superficiels sont bien corrélées et présentent des coefficients de corrélation maximum qui varient entre 0.32 et 0.87 en hiver et entre 0.45 et 0.85 en été. La forme du corrélogramme varie entre les deux stations et présente des asymétries par rapport à l'axe des Y. L'asymétrie indique que le pic de la température au niveau de la ZH précède celui de la rivière. Le cas d'infiltration estivale (observée au niveau de la station MOLONARI 1) présente un aspect plus courbé présentant des pics qui s'atténuent en profondeur et un coefficient de corrélation maximum de 0.8 au niveau du capteur le moins profond ZH1. Le temps de réponse de la température de la ZH à la température de la rivière est de l'ordre de 4h au niveau de ZH1 (Fig. 2.63b). L'analyse des fonctions de corrélation croisée montre que les températures de la ZH sont moins corrélées avec la température de la rivière en profondeur et présentent des temps de réponse généralement plus longs.

Au niveau de la station MOLONARI 5, le pic du coefficient de corrélation croisée se produit avec un décalage temporel négatif dans la majorité des cas, ce qui signifie que la température de la rivière atteint son pic après les températures hyporhéiques à différentes profondeurs pendant ces deux périodes d'étude (Fig. 2.64).

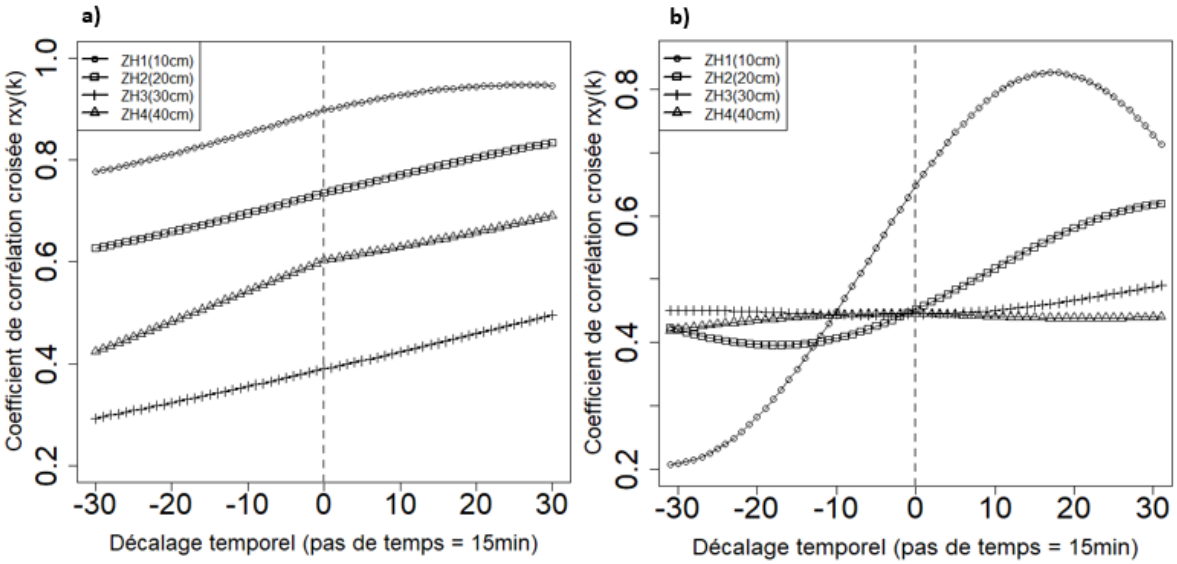

Figure 2.63 : Coefficients de corrélation entre la température de la rivière et les températures hyporhéiques pour la station MOLONARI 1 a) : Hiver ; b) Eté

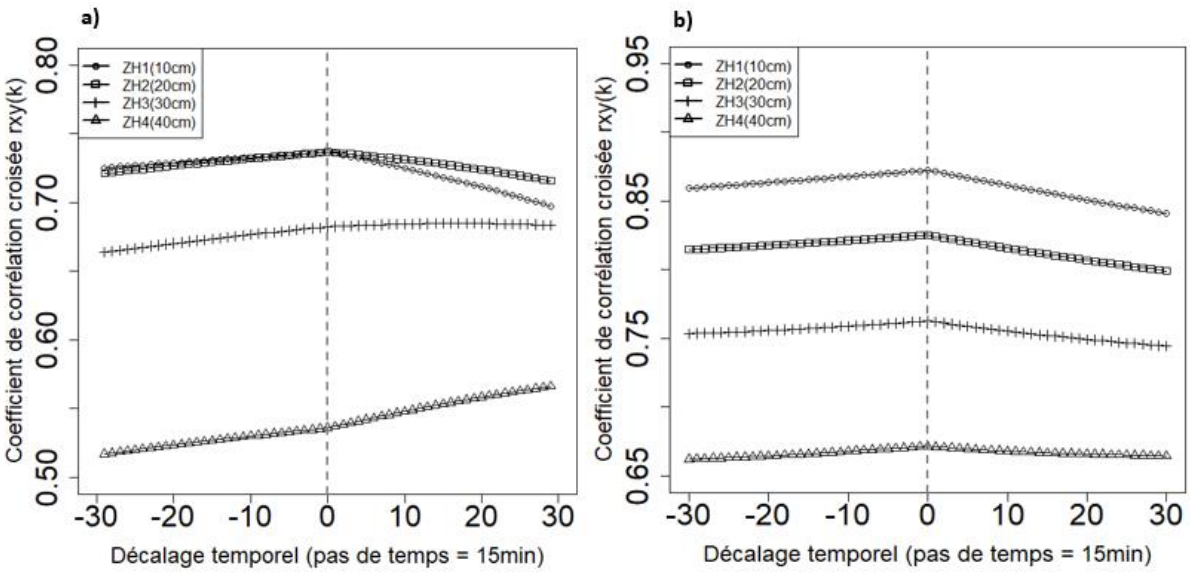

Figure 2.64 : Coefficients de corrélation entre la température de la rivière et les températures hyporhéiques pour la station MOLONARI 5 a) : Hiver ; b) Eté

Tableau 2.20: Coefficient de corrélation maximum des fonctions de corrélation croisée et le temps de réponse entre la température de la rivière et la température de la zone hyporhéique en hiver (Décembre 2016) et en été (Juillet 2013)

Station	Période	Coefficient de corrélation maximum		Temps de réponse (h)	
MOLONARI 1	Hiver (Décembre 2016) (Exfiltration)	ZH1(15 cm)	0.85	ZH1	6
		ZH2(25 cm)	0.83	ZH2	7.5
		ZH3(35cm)	0.5	ZH3	7.5
		ZH4(45cm)	0.32	ZH4	>7.5
	Eté (Juillet 2013) (Infiltration)	ZH1(15 cm)	0.83	ZH1	4.25
		ZH2(25 cm)	0.62	ZH2	7.75
		ZH3(35cm)	0.5	ZH3	7.75
		ZH4(45cm)	0.45	ZH4	7.75
MOLONARI 5	Hiver (Décembre 2016) (Infiltration)	ZH1(10 cm)	0.74	ZH1	-0.75
		ZH2(20 cm)	0.74	ZH2	-0.5
		ZH3(30cm)	0.69	ZH3	1.25
		ZH4(40 cm)	0.57	ZH4	7.25
	Eté (Juillet 2013) (Infiltration)	ZH1(10 cm)	0.87	ZH1	-0.25
		ZH2(20 cm)	0.82	ZH2	-0.5
		ZH3(30 cm)	0.76	ZH3	-0.5
		ZH4(40 cm)	0.67	ZH4	-0.75

2.6 Synthèse du fonctionnement hydrique et thermique du bassin des Avenelles

Les mesures de terrain ont consisté à maintenir un réseau de mesure mis en place dans le cadre du programme de recherche PIREN-Seine. Ce réseau de mesure est composé de piézomètres et de stations d'échange nappe-rivière (stations MOLONARI) permettant le suivi en continu des hauteurs d'eau et des températures dans les différents compartiments de l'hydrosystème ainsi que des profils verticaux de température dans la ZH.

L'analyse des données de terrain a permis de décrire le régime hydrologique et thermique du bassin. Les précipitations sont homogènes tout au long de l'année alors que les débits en rivière et les hauteurs d'eau des nappes montrent des variations saisonnières. Ceci suggère une évapotranspiration plus importante en été qu'en hiver. Les hautes eaux sont observées en hiver, de décembre à mars inclus (avec un maximum en janvier), et les basses eaux en été, de juillet à septembre (minimum au mois d'août et septembre). Depuis les années 2000, de nombreux débits extrêmes sont observés au mois de juin. Les hauteurs d'eau des berges suivent les mêmes fluctuations journalières que les débits de rivière, contrairement aux hauteurs d'eau des nappes qui varient saisonnièrement. Le niveau des nappes augmente de mi-novembre à mars et diminue d'avril à octobre. Les différences de charges entre les niveaux d'eau mesurés dans les berges et dans la rivière suggèrent que la station amont (station 1) est majoritairement exfiltrante avec des périodes d'infiltration en été. La station 2 amont est quant à elle majoritairement exfiltrante mais celle-ci est soumise à un pompage en berge. Les données de hauteurs d'eau suggèrent que les 2 dernières stations en aval sont majoritairement infiltrantes avec des périodes d'exfiltration en période des hautes eaux.

Le régime thermique des cours d'eau est directement corrélé à la température de l'air. La variation de la température des cours d'eau montre des fluctuations journalières et saisonnières. Les maximums de température interviennent au mois de juillet et les minima au mois de janvier. Les températures varient de 0 à 37 °C pour les cours d'eau amont et de 0 à 21 °C pour le cours d'eau aval. Les variations sont atténuées par la densité végétale, la hauteur d'eau dans la rivière et la largeur du cours d'eau. Le cours d'eau amont comporte une ripisylve un peu dense. De plus, la hauteur d'eau est faible dans le cours d'eau amont (hauteur d'eau au-dessus du lit de la rivière). Ceci induit des variations diurnes plus marquées sur les petits cours d'eau amont que les cours d'eau aval et des températures estivales plus importantes pour la station amont que les autres stations. La température des nappes est stable de l'ordre de 11°C. Elle augmente de septembre à mars et diminue de mars à août. Ceci suggère une lente diffusion de la moyenne de la température de l'air jusqu'à la nappe et un taux d'infiltration faible. Une tendance d'augmentation de 0.5°C est suggérée pendant les 5 ans de mesure. La température des berges fluctue en suivant la moyenne de la température journalière de la rivière modulée par la température stable des aquifères. Le régime thermique des eaux de la ZH est affecté à la fois par les variations nycthémérales des eaux de surface et par la composante saisonnière des eaux des aquifères de proche surface.

Le gradient de température entre la rivière et les berges s'inverse entre l'été et l'hiver. La conduction va donc suivre le même schéma. La température advectée dans le cas de station infiltrante est la température de la rivière qui refroidit le profil thermique de la ZH en hiver et le réchauffe en été. Dans le cas de station exfiltrante, le processus inverse est observé. Par exemple, la station 1 est exfiltrante, son profil thermique est peu influencé par les variations diurnes de la rivière. Le profil est régulier avec une moindre variation de température pendant l'été. La station 2 soumise à un pompage en berge présente un profil thermique saisonnier impacté par une plus grande pénétration des

variations thermiques de la rivière. Les profils thermiques des deux stations aval (MOLONARI 4 et 5) sont semblables et décrivent des infiltrations avec des profils qui se refroidissent en automne et en hiver et se réchauffent en été. Les profils thermiques saisonniers semblent indiquer des variations de faciès au niveau des 50 cm en dessous du lit de la rivière. Des ratios d'amplitude entre la température de la rivière et les températures hyporhéiques étaient également utilisés afin d'évaluer la différence d'atténuation des amplitudes diurnes entre les différentes stations. Les ratios d'amplitude les plus élevés sont observés en aval alors que le ratio d'amplitude le moins élevé est observé en amont au niveau de la station 1 qui est caractérisée par une exfiltration (Fig. 2.65).

D'autre part, les différentes variables ont été analysées au cours de deux périodes de crue et d'une période d'étiage afin d'étudier l'évolution spatio-temporelle de chaque variable en fonction des conditions hydro-climatiques. La première période est une succession de trois épisodes pluvieux de 17 jours. Cette période présente le pic de crue le plus important pendant toute la période d'étude. La deuxième période est caractéristique des événements moyens de pluie pendant les périodes estivales. Elle présente une courte durée de trois jours. La troisième période est caractéristique des périodes d'étiage.

Les débits et les niveaux piézométriques sont réactifs aux événements pluvieux. Leur réponse hydrologique reflète la variation des processus hydrologiques et l'hétérogénéité de l'aquifère. Une augmentation plus importante des niveaux piézométriques est observée en aval du bassin au niveau du piézomètre de bordure PZPS13 suite au pic de la crue. Quant aux piézomètres de plateau, les niveaux piézométriques réagissent moins vite aux événements pluvieux mais ils augmentent significativement. Le piézomètre de plateau PZPS6 situé à l'est du bassin semble être plus réactif aux variations des conditions climatiques. Les périodes d'étiage sont caractérisées par une diminution importante des débits et des niveaux piézométriques des berges et du plateau.

La réponse de la température de la rivière et des températures hyporhéiques aux événements pluvieux indique généralement des diminutions de température après le pic de crue associées à une diminution de la température de l'air. Cette diminution dépend de l'intensité et de la durée des événements pluvieux. Bien que la température de la rivière présente une légère diminution après la crue, tous les piézomètres de berge présentent une augmentation légère de température de l'ordre de 1°C suite à l'événement pluvieux hormis le piézomètre PZPS5 (Station MOLONARI 2) qui présente un pic très important de l'ordre de 3°C malgré la diminution de la température de l'air pendant le pic de crue. Cela montre que les eaux souterraines gagnent de la chaleur par advection suite à une infiltration des eaux de rivières qui sont plus chaudes pendant cet épisode pluvieux. Les activités anthropiques telles que les pompages observés au niveau de la station MOLONARI 2 ont un grand impact sur le régime thermique des eaux souterraines et de la ZH au niveau de cette station.

La période d'étiage étudiée est caractérisée par une température moyenne de l'air de 21 °C. La réduction de la hauteur d'eau de rivière entraine une forte augmentation de température dans la rivière en particulier au niveau de la station 1 (amont du bassin). Pendant cette période, les profils de température dans la ZH sont influencés à la fois par la conduction de la température de la rivière et par l'advection de la température de l'aquifère proche surface.

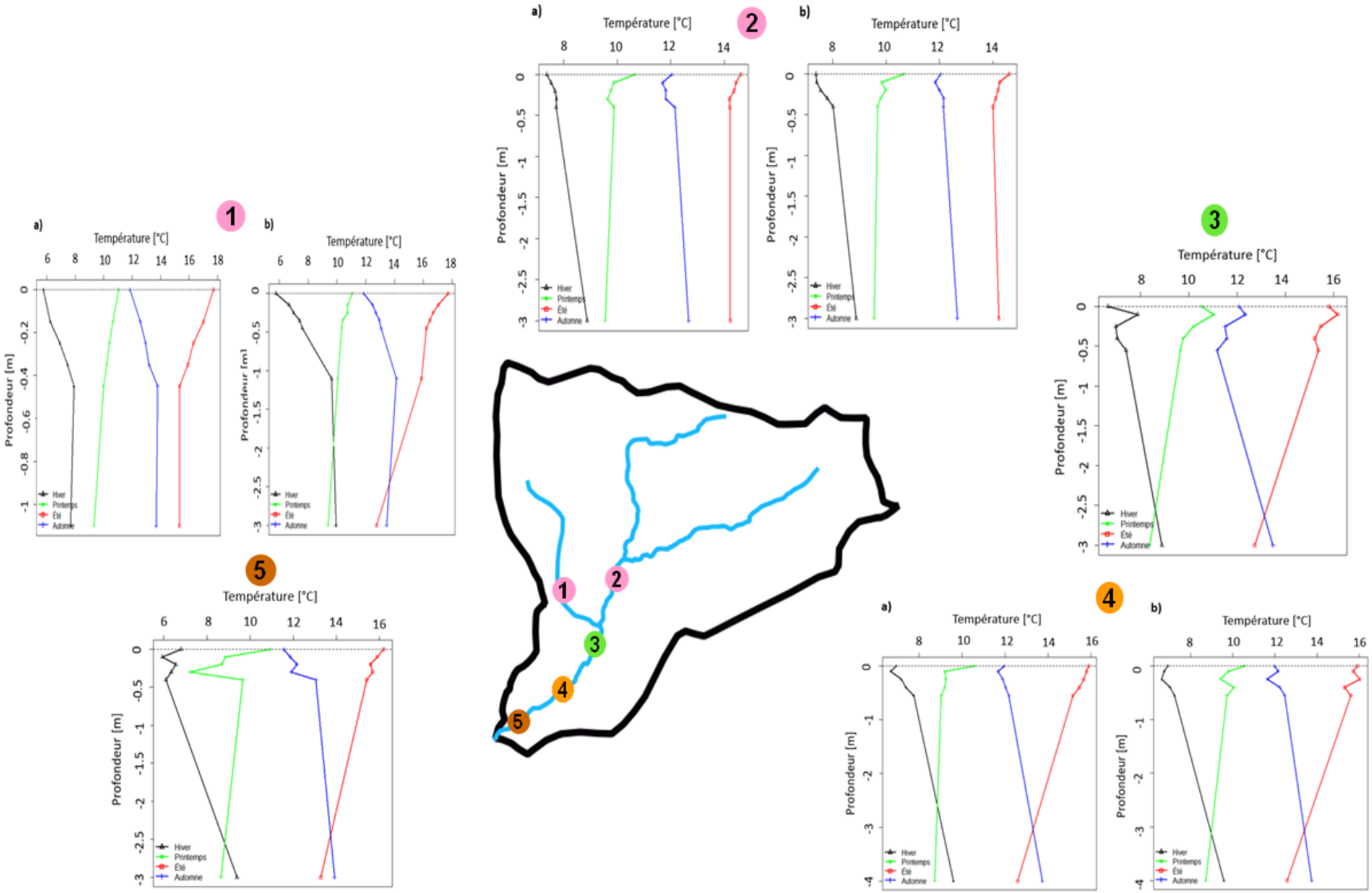

Figure 2.65 : Synthèse des profils de température de la ZH le long du corridor hydraulique du bassin des Avenelles

3 Chapitre 3 : Réactivités hydrologique et thermique de l'interface nappe-rivière pour des cours d'eau amont

Résumé

La compréhension de l'évolution de la température de l'eau au sein de la zone hyporhéique (ZH) est nécessaire pour décrire et prédire l'évolution des habitats aquatiques et de l'état écologique de l'écosystème d'un hydrosystème. Dans cette étude, une analyse de sensibilité de la réponse du régime thermique de la ZH d'une rivière d'un ordre de Strahler 2, à des forçages climatiques et hydrologiques ainsi qu'à divers propriétés hydrauliques et thermiques de milieux poreux, a été réalisée sur un cas synthétique. Un modèle 1D a permis de déterminer la profondeur à laquelle la température de l'aquifère devient constante. Cette profondeur devrait être utilisée pour déterminer la dimension d'un modèle simulant les échanges nappe-rivière. Un modèle thermohydrogéologique à éléments finis 2D, associé à un script d'échantillonnage des paramètres, a permis d'analyser l'effet des propriétés hydrogéologiques et thermiques de la ZH et de l'aquifère sous-jacent. Les résultats mettent en évidence les facteurs qui influencent principalement les flux de chaleur : premièrement, les conditions climatiques à travers le gradient thermique saisonnier établi entre la rivière et l'aquifère pendant les périodes d'hiver et d'été, puis les propriétés hydrodynamiques et thermiques du milieu poreux, en particulier la perméabilité, qui contrôle directement la magnitude des flux conducteurs et advectifs. En fonction des valeurs de la perméabilité du milieu poreux, il existe deux régimes thermiques : pour les perméabilités élevées (> 10^{-5} m s^{-1}), les flux advectifs dominent clairement, tandis que pour les perméabilités faibles, les flux conductifs sont prédominants. Le second régime (conductif) est entièrement contrôlé par la différence entre les températures entre la rivière et l'aquifère. La profondeur thermiquement active telle que définie dans ce travail varie entre 0.2 et 6 m. Cette profondeur est réduite dans les cas d'exfiltration et modulée par le gradient thermique. Les échanges thermiques entre la rivière et l'aquifère sont plus importants dans la configuration estivale descendant lorsque le gradient thermique entre le fleuve et l'aquifère est plus élevé. Les résultats de cette étude permettent de mieux comprendre le rôle tampon de la ZH et des flux de chaleur, ce qui aboutira à une meilleure prise en compte des flux d'échanges avec les écoulements souterrains dans les modèles de transport de chaleur dans les cours d'eau et à une estimation des flux d'eau par l'utilisation de la température comme traceur.

Hydrological and thermal reactivity of the stream-aquifer interface in headwater streams

Ce projet d'article sera prochainement soumis à "Hydrogeology Journal".

Abstract

The understanding of water temperature evolution and its associated heat fluxes within the hyporheic zone (HZ) is relevant to follow the aquatic habitats evolution and the ecosystem ecological state. In this study, a synthetic case, that mimics a 2nd order Strahler under temperate climatic conditions, is developed to characterize the behaviour of the HZ submitted to climatic and hydrological forcings as well as to various porous media hydraulic and thermal properties. The thermal regime of the river / aquifer system is driven by two pseudo-periodic cycles: the annual cycle and the diurnal cycle. A 1D simulation determined the depth where the temperature aquifer becomes constant, which should be used in the simulations of the stream-aquifer exchanges. A 2D finite element thermo-hydrogeological model coupled with a parameter sampling script is used to analyze the effect of hydrogeological and thermal properties of the HZ and of the underlying aquifer. The results highlight the drivers that mostly influence the heat fluxes: first, the climatic conditions through the seasonal thermal gradients established between the stream and the aquifer during winter and summer periods, and then the hydrodynamic and thermal properties of the porous medium especially the HZ hydraulic conductivity, which controls directly the magnitude of both conductive and advective fluxes. Depending on the HZ hydraulic conductivity values, two thermal regimes exist: for high hydraulic conductivities (> 10^{-5} m s^{-1}) advective fluxes clearly prevail, while for lower hydraulic conductivities, conductive fluxes are in most cases predominant. The second regime (conductive) is fully controlled by the difference between stream and groundwater temperatures. The thermally active depth as defined in this work varies between 0.2 and 6 m. This depth is reduced in exfiltration cases and modulated by the HZ thermal regime. Results from this study provide a better insight into the HZ and heat fluxes which will ultimately result in better stream temperature models and a better use of heat as a flow tracer inside the HZ.

Keywords: Groundwater/surface-water relations, Critical zone, Thermal conditions, Hydrothermal modeling, Heat fluxes.

3.1 Introduction

Understanding of the stream-aquifer interface functioning is of prime importance for the assessment of the stream ecological state and the associated biogeochemical processes (Stanford and Ward, 1988; Findlay, 1995; Brunke and Gonser, 1997; Marmonier et al., 2012; Flipo et al., 2014; Harvey and Gooseff, 2015). Its impact on biogeochemical processes is nowadays acknowledged and varies from upstream to downstream along a river network (Sauvage et al., 2018), with also a significant impact on large river metabolism (Vilmin et al., 2016). In river sediments, this significant impact corresponds to a large oxygen consumption (Flipo et al., 2007; Vieweg et al., 2016; De Falco et al., 2018) and nitrogen consumption (Mauclaire, et al., 2002; Caruso et al., 2017) by biofilm or bacterial colonies growth (Thullner, Zeyer, et al., 2002; Schmidt et al., 2018). The impact of such processes on in-stream water quality depends on hydrological conditions, especially for green house gas emissions (Newcomer et al., 2018). Understanding the vertical temperature distribution in the riverbed is

therefore of interest since the metabolism is very sensitive to the temperature (Wang et al., 2018), as well as denitrification rates (Bouletreau et al., 2012, 2014).

Although the dynamics of water fluxes between streams and aquifers is better understood at the river network scale, including the effect of hydrological events on flow reversal (Saleh et al., 2011; Flipo et al., 2014; Pryet et al., 2015; Baratelli et al., 2016) as well as the bioclogging of the HZ (Newcomer et al., 2016), the relationship between hydrological conditions and temperature seasonality and heat fluxes is not fully conceptualized yet over a full range of hyporheic zone types, summarized by its hydrodynamic and thermal properties. Many in situ studies (Evans et al., 1995; Hannah et al., 2004; Anibas et al., 2011; Snyder et al., 2015; Bastola and Peterson, 2016) were carried on but are always site specific and do not propose a complete assessment of temperature profiles and energy fluxes responses to climatic and hydrological drivers.

The thermal regimes of river reaches depend on drivers, such as the climatic conditions, the vegetation shading effect as well as hyporheic exchanges (Caissie, 2006). Hyporheic thermal exchanges depend on the hydrogeological context, the porous medium properties, and the temperature gradient between the aquifer and the stream. Usually stream-aquifer energy fluxes contribute to local cooling of streams in summer and warming in winter but are not predominant in the energy balance at the reach scale, the main driver being the heat exchanges at the air-water interface (Sinokrot and Stefan, 1993, 1994; Stefan and Preud'homme, 1993; Evans et al., 1998; Webb and Zhang, 1999; Bogan et al., 2003; Hannah et al., 2004, 2008; Hester et al., 2009; Hebert et al., 2011). However those general patterns may be different for small headwater streams were vegetation shadowing may hinder the predominance of the processes occurring at the water-air interface (Caissie, 2006; Webb et al., 2008). In such conditions the heat exchanges can reach around 20 % of the total energy budget (Moore et al., 2005; Cozzetto et al., 2006).

Even though (Sinokrot and Stefan, 1993; Webb and Zhang, 1997, 1999) demonstrate the relative importance of the conductive heat flux through the riverbed for shallow streams, the conductive streambed heat flux has been first the only one considered and has then been neglected in some studies which assume implicitly the predominance of the advective heat flux, especially to interpret FO-DTS measurements (Selker et al., 2006; Westhoff et al., 2007; Briggs et al., 2012) or in large scale modeling of energy transfer in a whole river network (Beaufort et al., 2016).

Heat fluxes at the stream-aquifer interface usually amount 10 to 100 $W.m^{-2}$. The share of those fluxes between conductive and advective flux is not straightforward (Hebert et al., 2011; Hester and Doyle, 2011; Caissie et al., 2014; Maheu et al., 2014) and depends on the many parameters that control river temperatures (Dugdale et al., 2017). For instance, based on high frequency combined measurements of vertical temperature and pressure difference in the stream bed of a small river, it was recently shown how a hydrological event due to a flood reverses the direction of the heat flux and switches the thermal regime of the hyporheic zone from conductive to advective (Cucchi et al., 2018).

In this study, a synthetic case study, that mimics a headwater stream under temperate climatic conditions, is developed to characterize the behavior of the stream-aquifer interface submitted to climatic and hydrological forcings, taking into account various porous medium hydraulic and thermal properties, with the objective of quantifying the conductive and advective heat fluxes.

A 2D finite element thermo-hydrogeological model (METIS) (Goblet, 1981; Mouhri et al., 2013) of a synthetic cross section is developed to: 1) quantify the heat fluxes between the stream and the subsurface under various stream-aquifer configurations corresponding to different climatic and

hydrological scenarios 2) quantify heat fluxes (conductive and advective) for a large range of streambed lithologies, 3) analyze the thermally active depth evolution as well as the dampening of the river temperature fluctuations with depth.

3.2 Materials and Methods

A 2D flow and heat transport model is developed to evaluate the effects of climatic and hydrological forcing as well as the porous media properties on the heat fluxes exchanged between surface and subsurface and to describe the factors controlling the temperature dynamics across the bed. The model simulates a synthetic case that mimics a 2nd order stream (Strahler, 1957).

The water and heat fluxes at the stream-aquifer interface impact the riverbed temperature profile (Anderson et al., 2011). Therefore, a sensitivity analysis is performed to evaluate the various components of the heat flux through the HZ and their attenuation by depth under different climatic and hydrological configurations (Fig. 3.1).

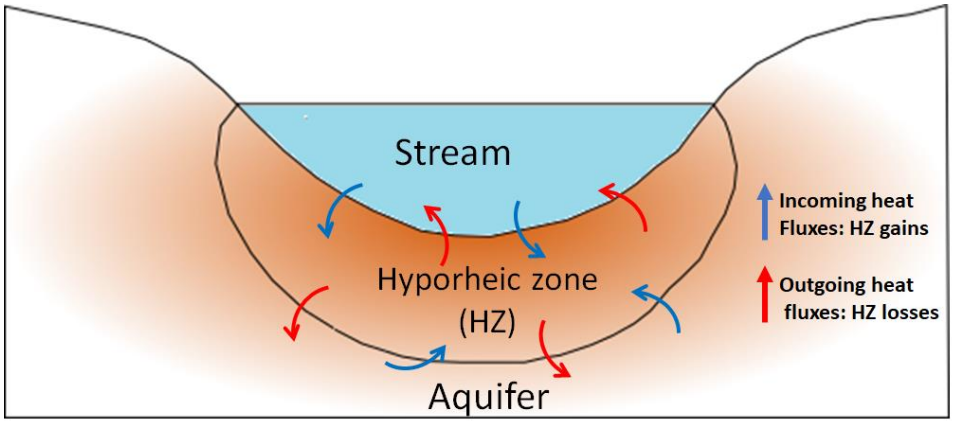

Figure 3.1: HZ heat gains and losses accross the stream aquifer interface

3.2.1 Governing equations

Temporal and spatial water and heat fluxes in a two-dimensional domain (Fig. 3. 2) were simulated using METIS (Goblet, 1981, 2010, 2012). METIS is a 2D/3D flow, mass and heat transport finite element model. This model solves the classical coupled water flow (Eq. 3.1) and heat (Eq. 3.2) transport equations:

$$\boldsymbol{\nabla[\,K\nabla h]\;=\;S_S\frac{\partial h}{\partial t}} \qquad \textbf{(Equation 3.1)}$$

Where h is the head (m), K is the hydraulic conductivity (m s^{-1}), S_s is the specific storage coefficient (m^{-1}) and t is time (s).

$$\boldsymbol{\nabla[\,\lambda\nabla T-\;\rho_w\,C_w\,q\,T]\;=\;\rho\,C\,\frac{\partial T}{\partial t}} \qquad \textbf{(Equation 3.2)}$$

Where T is temperature (K), λ is the thermal conductivity of the porous medium ($W.m^{-1}\,K^{-1}$), ρ_w is the density of water (kg m^{-3}) and ρ is the density of the porous medium (kg m^{-3}), C_w is the specific heat capacity of water (J $kg^{-1}\,K^{-1}$), C is the specific heat capacity of the porous medium (J $kg^{-1}\,K^{-1}$) and q is the specific discharge (m s^{-1}).

To quantify the relative dominance of advective heat transport over heat conduction, we calculated the thermal Peclet number the ratio between heat transported by advection and heat transported by conduction (Eq. 3.3).

$$Pe = \frac{q\, L_c \rho_w\, C_w}{\lambda} \qquad \textbf{(Equation 3.3)}$$

Where Pe is the Peclet number for heat flow, q (m s^{-1}) is the water flux within the stream-aquifer interface; L_c is the thermally characteristic length (m).

Pe >1 suggests dominance of advective transport over conductive transport and Pe <1 suggests that conduction is the dominant mode of heat transport.

3.2.2 Simulations

3.2.2.1 Model setup

The modeling domain represents a cross section of a stream embedded in its geological environment. The total cross section is 55 m-wide (x = 0 at the left boundary, positive in the right direction) and 15 m-deep (z, positive upwards). The grid size is gradually increased farther from the stream with a maximum node spacing of 1 m and a minimum node spacing of 0.01 m for the HZ (Fig. 3.2). The domain consists of 36894 elements. The width of the stream itself is only a few meters, which is representative of streams where heat transfer through the riverbed may be the predominant term of the energy budget (Caissie, 2006). An observation vertical profile is set up in the middle of the model to record temperature profiles that span the range from downwelling to upwelling.

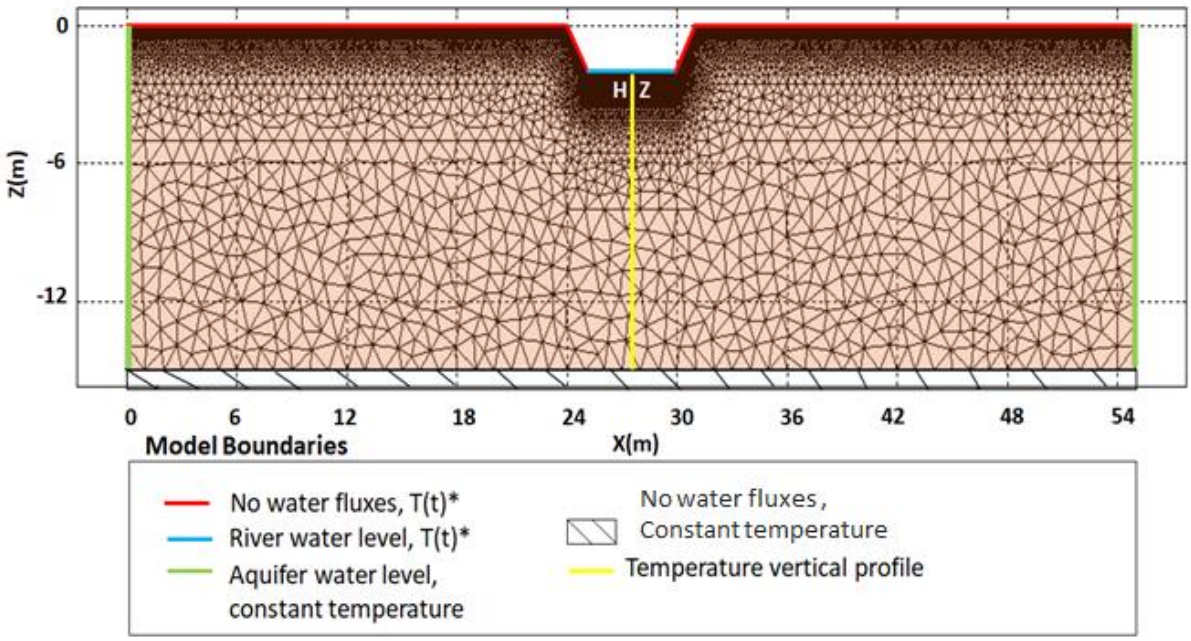

Figure 3.2 : hydro-thermal model mesh and its boundary conditions (*:T(t) time-varying prescribed temperature, calculated based on (Hillel, 1982)***)***

The climatic conditions control the seasonal and diurnal thermal gradient between the stream and the aquifer. Two seasons are used to evaluate these drivers: winter conditions and summer conditions. The hydrological context is based on the type of stream-aquifer connectivity (upwelling and downwelling) and on the value of the hydraulic head difference between these two compartments.

The effect of these forcings on all kinds of HZ is studied based on a sensitivity analysis on hydrodynamic and thermal parameters.

3.2.2.2 Climatic and hydrological scenarios: Initial and boundary conditions

Four scenarios are tested: two climatic conditions (winter and summer) and two stream-aquifer connectivity (upwelling and downwelling) configurations. Upwelling conditions reflect water fluxes from the HZ into the surface, whereas downwelling is the infiltration of surface water into the HZ. The model is homogeneous and isotropic with a sinusoidally varying upper temperature

The flow and heat boundary conditions are (Fig. 3.2):

- *at the bottom: no water flux, constant aquifer temperature;*
- *at the lateral sides: aquifer hydraulic head, constant aquifer temperature;*
- *at the stream aquifer interface: stream hydraulic head, the set temperature is calculated using the Eq.3.4* (Hillel, 1982)*:*

$$\boldsymbol{T(t) = \overline{T} + A_0\, sin\left(\frac{2\pi(t-P/4)}{P}\right)} \qquad \textbf{\textit{(Equation 3.4)}}$$

Where $\boldsymbol{T(t)}$ is the temperature (°C) as a function of time (t), $\overline{T}$ is the mean temperature ($\overline{T}$ winter: 5.5°C, $\overline{T}$summer: 20°C), A_0 is the amplitude of temperature signal (A_0 winter: 3°C, A_0 summer: 8°C) and P is the period (1 day). The temperature ranges are representative of field observations of stream and subsurface temperatures in headwater streams. (Eq. 3.4) produces a sinusoidal temperature varying between 2.5 °C and 8.5 °C in winter and between 12°C and 28°C in summer (Tab. 3.1). The initial temperature conditions are established by first running the simulation until a periodic temperature profile is reached. This temperature distribution is then used as the initial temperature distribution for 30 day-simulations. The total, advective and conductive fluxes between the stream and the aquifer are eventually calculated for these simulations.

Table 3.1 : Boundary conditions of the four scenarios

	Boundary conditions	**Scenario**	**Value**
Hydrodynamic conditions	Stream hydraulic head (m)		-1.5
	Aquifer hydraulic head (m)	Downwelling	-1.75
		Upwelling	-1.25
Thermal conditions	Lateral side temperature (°C)		11
	Surface and stream-aquifer interface temperature (°C) :	Winter	Sinusoidal function: Mean = 5.5 Amplitude = 3
		Summer	Sinusoidal function: Mean = 20 Amplitude = 8

3.2.2.3 Physical parameters

The hydrodynamical and thermal parameters are selected based on a literature review (Tab. 3.2). Variations in porous medium hydraulic conductivities range over several orders of magnitude, while variations in thermal properties are within the same order of magnitude (Stonestrom and Constantz, 2003). A 2D finite element thermo-hydrogeological code, METIS, is coupled with a parameters sampling script to evaluate the conductive and advective heat fluxes sensitivity under different conditions. Despite their smaller absolute range, thermal properties can substantially influence the calculated water flow, particularly in upwelling zones or when the conductive flux is higher or equal to the advective flux (Irvine et al., 2016). The hydraulic conductivities of streambed are well documented in the literature by field studies which is not the case for thermal parameters (Stonestrom and Constantz, 2003; Gordon et al., 2012; Rau et al., 2014). The aim of the sensitivity analysis is to identify which input parameters significantly influence the estimate of the heat fluxes and the temperature profile evolution in the riverbed.

Tested parameters are the hydraulic conductivity, the volumetric heat capacity and the thermal conductivity of the porous medium. Using the script for parameter sampling, the hydraulic conductivity (K) varies from 10^{-8} to 10^{-3} m s^{-1} (clay/silt to sand/gravel), the volumetric heat capacity (C) from 1.5 10^{6} to 4 10^{6} J m^{-3} K^{-1} and the thermal conductivity (λ) from 2 to 6 W m^{-1} K^{-1}. Table 3.2 summarizes the ranges of parameters for various lithofacies. Altogether, 768 simulations are performed.

Table 3.2: hydrodynamic and thermal properties of the different facies

Facies	K (m s^{-1})	ω (-)	ρ_s (kg m^{-3})	C_s (J kg^{-1} K^{-1})	λ (W m^{-1} K^{-1})
Gravel	[1.10^{-5} - 1.10^{-2}] [b, d]	[0.15 - 0.40] [e, f, n]	1600[o]	920[a]	[1.4 - 2.4] [n, o]
Sand	[2.10^{-7}- 1.10^{-4}] [b, d, p, u]	[0.15 - 0.5] [e, f, p, s]	[1776 - 2660] [a, p, q, r, s]	[733 - 1083] [a, g, h, i, p, q, r]	[1.4 - 8.8] [a, c, d, p, l, j, s]
Limestone	[1.10^{-9}- 6.10^{-6}] [b]	0.2[e]	2770[a]	[815 - 880] [a]	[2 - 4] [l, t]
Clay	[10^{-13} - 10^{-9}] [b, d]	[0.34 - 0.57] [e, f, s]	2680[a]	[850 - 860] [a]	[0.25 - 2.9][c, s]
Silt	[1.10^{-9}- 2.10^{-5}] [b]	[0.34 - 0.61] [f]	2540[a]	840[a]	[1.2 - 2.2] [k]
Marn	[1.10^{-11}- 6.10^{-8}] [b]	0.4[e]	2720[a]	950[a]	2.5[m]

a:(Waples and Waples, 2004)*, b:*(Domenico and Schwartz, 1990)*, c:* (Domenico and Schwartz, 1998)*, d:*(Marsily, 1981)*, e:*(Heath, 1983)*, f :*(Morris and Johnson, 1967)*, g :*(Hillel, 1980)*, h :*(Jury and Horton., 2004)*; i:*(Wijk and Vries, 1966)*, j:*(Horai and Simmons, 1969)*, k:*(Caissie et al., 2014)*, l:*(Deming, 2002)*, m:*(Di Sipio et al., 2013) *; n:* (Dalla Santa et al., 2017) *; o :*(Munz et al., 2016)*, p :* (Halloran et al., 2016)*; q:*(Irvine et al., 2016)*, r :*(Wilson et al., 2016)*, s:*(Hayashi and Rosenberry, 2014)*,t:*(Clark, 1966) *u:* (Schroth et al., 1996)

3.2.3 Analysis

The objective of the paper is to calculate energy balance in various hydrological and thermal conditions. Before analyzing of the sensitivity to the configurations and the parameters, the initial state and the boundary conditions have been evaluated.

3.2.3.1 Initial thermal regime

The hydrological simulation is steady state. Transient simulated temperatures are sensitive to the initial temperature. The initial temperature conditions are therefore established by running the simulations until a periodic temperature profile is reached. The time necessary to reach this equilibrium is the equilibrium time, which corresponds at the time when the variation of maximum daily temperature is to be less than 0.01°C. To avoid the temperature variation due to the numerical diffusion, two criteria are used: the fluctuation of 5-day moving average and the comparison between the maximum temperature at day i and the maximum temperature at the last day. The sensitivity analysis has been concerned the last 30 days when the equilibrium time was reached for all simulation.

3.2.3.2 Constant aquifer temperature

The thermal regime of the river / aquifer system is driven by two pseudo-periodic cycles: the annual cycle and the diurnal cycle (Caissie and Luce, 2017). It is to be expected that the influence of the annual cycle will be deeper than that of the diurnal cycle. A simulation of the influence of an annual temperature cycle on a vertical 50-m-deep column of soil was conducted, in the case of pure conduction to quantify the depth where the aquifer temperature is constant. The simulation rests on the hypothesis that the average aquifer temperature is close to the average air temperature (Kurylyk et al., 2016). The prescribed surface temperature signal had a mean value of 11°C, as measured on the Avenelles site (Mouhri et al., 2013) and an amplitude of 6°C. The initial temperature profile is uniform, with a value of 11°C. The thermal conductivity value is 4 W $m^{-1}K^{-1}$.

3.2.3.3 Variables describing the dynamics of the thermal regime

The thermal regimes are described with two groups of variables: the thermal profiles and heat fluxes (conductive and advective, total).

The thermal profiles have been characterized by the depth to which the river temperature signal penetrates in the porous media and their shape. The depth of effective heat exchange is termed the thermally active depth. It is the depth to which the temperature signal penetrates into the streambed. It varies with different time scales (Caissie et al., 2014), flow conditions, and sediment thermal properties . This depth determines the zone where the biogeochemical reactions occur (Caissie et al., 2014). The thermally active zone mitigates the effect of the periodic temperature fluctuation of the top boundary on the aquifer temperature. According to a theoretical calculation of the damping depth, the penetration distance of the temperature signal is the distance at which the temperature amplitude in the subsurface has fallen to e^{-1} (i.e., 37%) compared to that of the periodic signal at the surface (Goto et al. 2005; Vogt et al. 2010). In this study, we defined the thermally active depth as the distance at which the temperature varies negligibly.

The heat fluxes have been studied with its two components: the conductive fluxes and the advective fluxes. The heat fluxes should fluctuate during the day as a result of river temperature fluctuations. We have considered here average values calculated on a one day interval. The sign convention is that ascending fluxes are positive.

3.3 Results and discussions

The influence of climatic conditions, hydrological configurations and porous media physical parameters on temperature and heat fluxes is analyzed.

First of all, we determined the sensitivity of the equilibrium time of the initial temperature profiles under different configurations. This evaluation could help users of a similar hydrothermal configuration to identify the time when temperatures get stable.

3.3.1 Equilibrium time

The equilibrium time depends on the hydrological conditions and the seasonality, as well as hydraulics and thermal transport properties. The equilibrium time varies between 12 and 30 days for the different configurations. In the winter configurations, the equilibrium time is shorter than in summer (winter: between 12 and 20 days, summer: between 12 and 30 days).

3.3.2 Evolution of the temperature profiles

3.3.2.1 Impact of seasonal thermal fluctuations

Fig. 3.3 shows the temperature profiles calculated with the 50-m-deep column, at a time interval of 1 month over a period of 30 years. The temperature perturbation gradually sinks down but remains contained in an envelope of maximal depth around 14m. The external boundaries of the envelope represent the average temperature profiles in winter and summer seasons. These profiles could be theoretically used as average temperature profiles for the summer and winter conditions. We have instead used linear profiles reaching a 11°C value at a 15m depth, which constitutes a sufficient approximation for our sensitivity analysis.

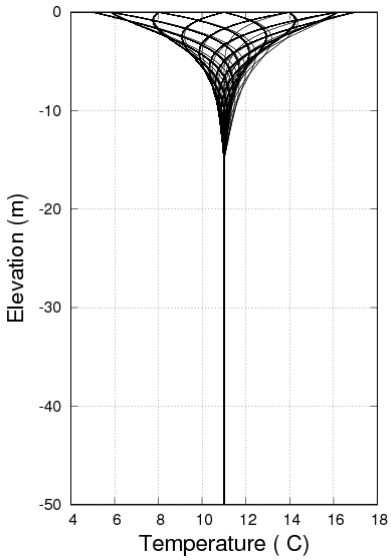

Figure 3.3: Seasonal evolution of temperature profiles over 30 years (interval between profiles 1 month)

3.3.2.2 Impacts of diurnal fluctuactions

In a second stage, we analyze the temperature variations due to diurnal variations.

Fig .3.4 displays the evolution of temperature profiles for the various flow configurations (downwelling / upwelling), for summer or winter season and for four representative values of hydraulic conductivity

(10^{-3}m s^{-1}, 10^{-4}m s^{-1}, 10^{-5}m s^{-1} and 10^{-8}m s^{-1}). All these profiles have to a various degree the same patterns.

The funnel-shaped upper part reflects, as in the case of the annual cycle, the fluctuations of the surface temperature, which are progressively dampened with depth. This depth which the temperature signal penetrates into the soil is termed the thermally active layer (Caissie et al., 2014). The thickness of the thermally active layer depends mainly on the flow direction (downwelling or upwelling): it is amplified by the descending advective flux in downwelling conditions. Conversely, the thermally active layer is very thin in upwelling conditions, because the advective flux pushes upwards a quasi-constant flux which dominates the oscillatory flux. As expected, this effect is negligible for small values of the hydraulic conductivity (negligible advective flux), and maximum for the highest values. Note also that the vertical position of the funnel bottom does not depend on the season. Only the average value and the amplitude of the oscillations depend on the season. The thermally active layer, in the purely conductive case is, as expected, much smaller than for annual variations.

The average profile is decreasing in summer (river warmer than the aquifer, Fig. 3.4a and c) and increasing in winter (river colder than the aquifer Fig.3 .4b and d). This profile is linear for the smallest value of hydraulic conductivity (conductive regime), and progressively deformed by advection as hydraulic conductivity increases. For downwelling conditions (Fig. 3.4a and b), water at river temperature (i.e. warm in summer, cold in winter) is advected downwards. For upwelling conditions (Fig. 3.4c and d), water at aquifer temperature (11°C) is advected upwards. The normal shape for an advective regime should be strictly uniform with depth up to the thermally active layer, which depends on the velocity. Such is indeed the case in upwelling conditions, where the average aquifer temperature of 11°C nearly reaches the river-ZH interface. In downwelling conditions, the average profile is uniform in its upper part, and, for the highest values of hydraulic conductivity, steeply modified at some depth by the prescribed value of temperature at the domain base (Fig .3.4 a and b).

The fixed temperature at 15 m depth is indeed a simplification. The average aquifer temperature results in reality, as shown above, from annual oscillations of the surface temperature. As discussed above, we consider that the linear profile obtained in purely conductive situations is a valid approximation of the annual perturbation profile.

In downwelling conditions, the thermally active depth can reach a much higher depth and be inconsistent with the prescribed value. This observation shows that the usual practice of imposing a constant average temperature at a fixed depth is not physically justified when the hydraulic conductivity creates a strong (upwards or downwards) vertical flux.

The structure of the temperature profiles reflects the dominance of advective / conductive thermal regimes, which is discussed in the next section.

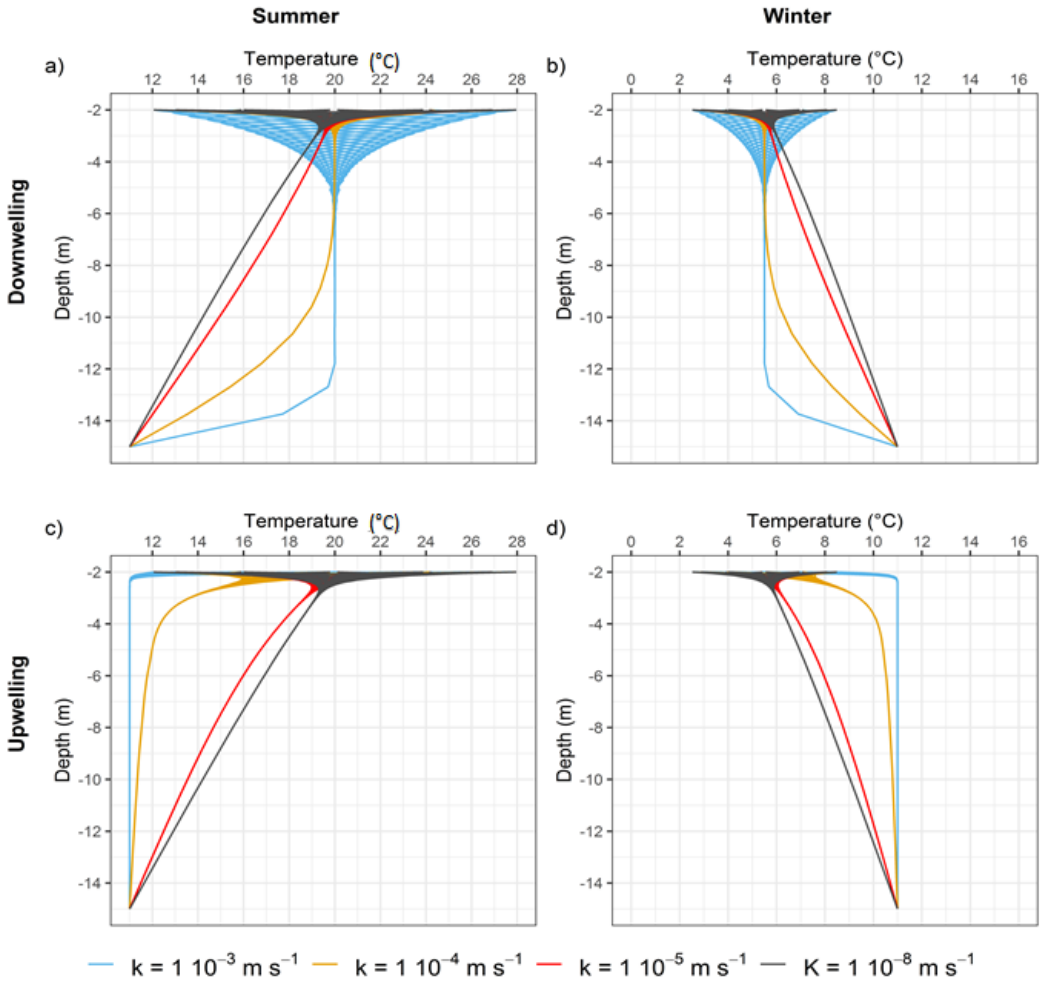

Figure 3.4: Evolution of temperature profiles for several values of hydraulic conductivity

3.3.3 Identification of dominant heat transfer regimes

Advective and conductive fluxes are discussed in a first stage. Their combination is analyzed in a second step. The fluxes fluctuate during the day as a result of river temperature fluctuations. We consider here average values calculated on a one day interval. The sign convention is that ascending fluxes are positive.

Fluxes are computed for the various combinations of two seasons (Summer, Winter), two flow configurations (Downwelling, Upwelling) and two selected sections (RHZ: River-HZ interface, HZA: HZ-aquifer interface). For the sake of brevity, we shall adopt the following notations: SUW for Summer Upwelling, SDW for summer Downwelling, WUW for Winter Upwelling, WDW for Winter Downwelling. As expected, the heat capacity does not impact on the heat fluxes. Therefore, only two parameters have been explored: thermal conductivity and hydraulic conductivity.

3.3.3.1 Advective heat flux

Absolute values of advective fluxes range over a wide range of values, amounting up to a 1000 $W.m^{-2}$ in summer and 300 $W.m^{-2}$ in winter for medium with a high permeability value (Fig. 3.5).

The advective flux is exactly proportional to the hydraulic conductivity, whatever the season and flow configuration (Upwelling / Downwelling) at the RHZ interface. This should be expected since the

advective flux is the product of Darcy flow by temperature (and water thermal capacity). Indeed, since our hydraulic boundary conditions are independent of the hydraulic conductivity, the Darcy velocity field is strictly proportional to the hydraulic conductivity. For the same reason, and because upwelling and downwelling conditions are exactly symmetrical, the fluxes are equal in absolute value for the two configurations.

For the upper interface, the flux is also exactly proportional to the average river temperature. This is because the river temperature is by hypothesis prescribed at the RHZ interface (Fig. 3.5 a, b, c and d). This hypothesis might be questionable in the case of a high upward water flow (high value of hydraulic conductivity), where the temperature might vary on a very thin boundary layer in the river. It is however valid for most typical conditions, as could be observed on the temperature profiles.

On the contrary, while showing the same proportionality to hydraulic conductivity, the fluxes at the HZA interface are, at least for the high values of hydraulic conductivity, different depending on upwelling or downwelling conditions, because the average temperature value varies with depth (Fig. 3.5e, f,g and h). The flux values in absolute value are higher in summer (river heat goes deeper) than in winter (aquifer cold rises higher). Fluxes show no difference for small values of hydraulic conductivity, because the temperature field is dominated by conduction.

In downwelling configuration, for high values of hydraulic conductivity, fluxes are equal at the RZH and ZHA interfaces (Fig. 3.5 a and e, b and f), because the dominant advective flux is downwards, and the thermal thermally active layer is deeper than the HZ thickness, hence the temperature has the same value (Fig. 3.4).

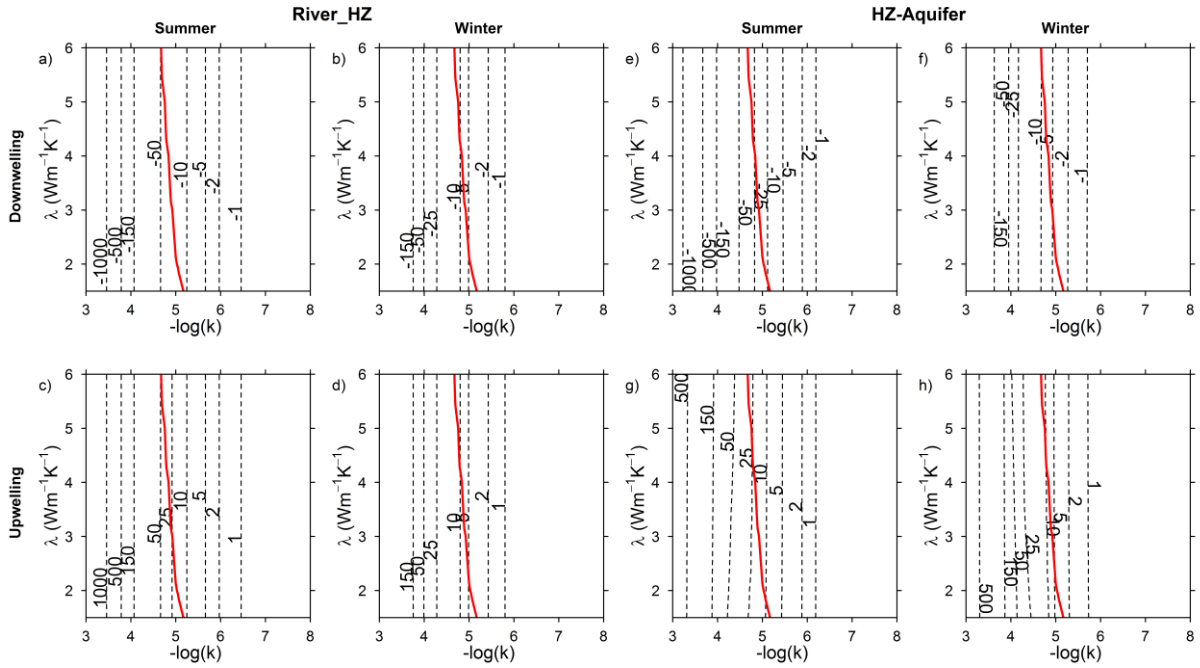

Figure 3.5: Simulated daily average advective fluxes (W m^{-2}) for a heat capacity C=4 10^{6} J m^{-3} K^{-1} (the red line is illustrated when Pe=1)

3.3.3.2 Conductive heat fluxes

The conductive fluxes are much lower than the advective fluxes with absolute values of a few W m^{-2}, except for winter upwelling when unexpected high flux values are encountered (Fig. 3.6) which is discussed at the end of the section.

The conductive flux values are strongly controlled by the hydraulic conductivity. The reason is that hydraulic conductivity modifies the advective flux, which modifies the temperature gradient, and hence the conductive flux (Webb et al., 2008). We shall discuss this point in more detail further down. Globally, the shape of the flux maps is very different on the high side of the hydraulic conductivity and on the low side, which corresponds more or less to the classification that follows the Peclet number. The conduction dominates for low values of hydraulic conductivity, advection for the high values.

For the minimum value of hydraulic conductivity, the thermal regime is purely conductive: upwelling and downwelling situations lead to the same values. The flux is downwards in summer (the river warms the aquifer, Fig. 3.6 a and c), upwards in winter (the aquifer warms the river, Fig. 3.6b and d), which also corresponds to the classical formalism of river thermal regimes (Caissie, 2006). These values are exactly proportional to the thermal conductivity. At the RHZ interface, the flux is exactly proportional to the average seasonal temperature (20°C in summer, 5.5°C in winter). These properties result directly from the Fourier law. A small difference is seen between the RZH and the ZHA interfaces, because the temperature profile is not linear, as shown in section 3.3.3.1.

Very contrasted behaviors appear for the highest value of hydraulic conductivity:

- In downwelling conditions (summer or winter), a quasi-uniform temperature profile is created due to a large advective flux (*Fig. 3.4* a and b). The very low temperature gradient gives very small values of the conductive flux. This flux (descending in summer, ascending in winter) is practically independent of depth (compare RZH to ZHA, *Fig. 3.6*a, b, c and d versus e, f, g and h).
- In upwelling conditions, an extremely steep gradient is created at the RHZ interface. This gives rise to very high values of the conductive flux, downwards in summer, upwards in winter. Advective and conductive fluxes are in opposite directions in summer, in the same direction in winter. As discussed in section 3.3.3.1, these high values of conductive flux may be questioned because our model does not consider the possibility of a thin boundary layer at the river bottom with thermal mechanisms which could not be described by pure conduction. The mechanism however is certainly valid for smaller values of hydraulic conductivity.
- This mechanism does not appear at the HZA interface, because the temperature gradient does not reach this depth. One sees however that the same mechanism is seen, at a much smaller scale, for a hydraulic conductivity value of 10^{-5}m s-1, because the temperature profile is smoother.

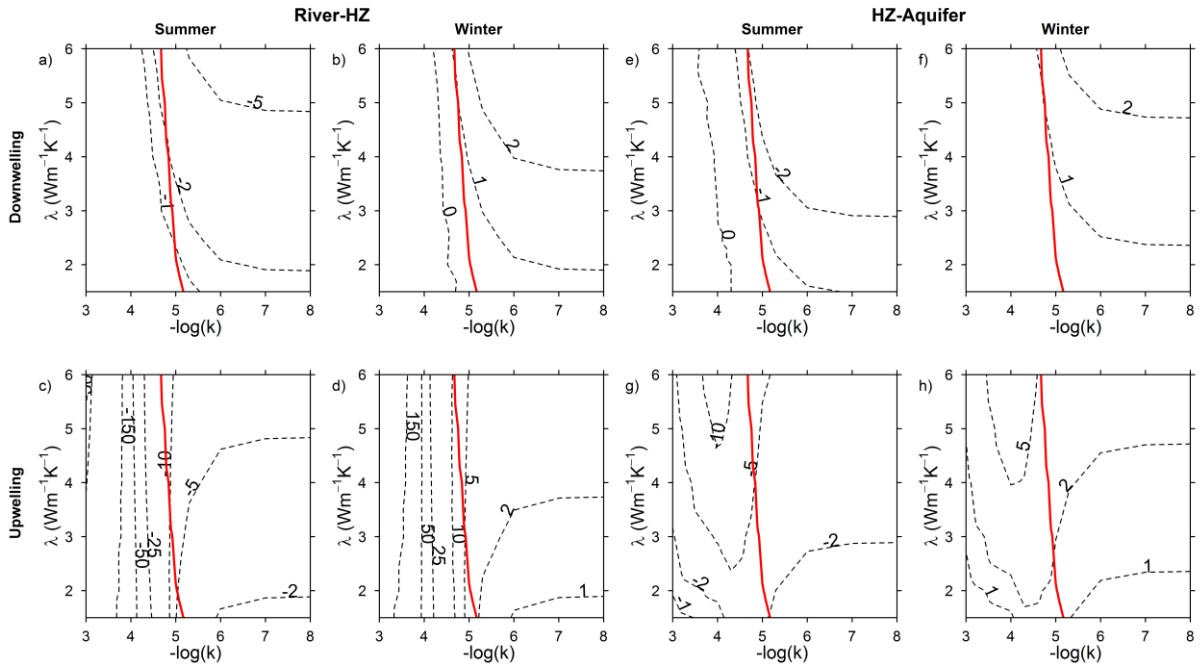

Figure 3.6: Simulated daily average conductive fluxes (W m^{-2}) for a heat capacity C=4 10^{6} J m^{-3} K^{-1} (the red line is illustrated when Pe=1)

3.3.3.3 Total heat fluxes

Fig. 3.7 shows the total fluxes for the various parameter combinations. Since the advective flux varies over several orders of magnitude while the conductive flux shows, except in a few special situations, little variation, we can expect that the two fluxes really combine in a meaningful manner only when the advective flux is in the range of the conductive flux. We see indeed that:

- For the smallest value of hydraulic conductivity, the total flux is equal to its conductive component (no advection) of a few W m^{-2}.
- Around a value of 10^{-6} m s^{-1} of hydraulic conductivity, the advective flux is of the same order of magnitude as the conductive flux. In summer downwelling and winter upwelling situations, both components have the same direction and add up in absolute value but remain low ~1 W.m^{-2}. In summer upwelling and winter downwelling situations, the components of fluxes are in different directions leading to a nil heat flux.
  For Peclet number ~1, the resulting heat flux is around 20-50 W.m^{-2}.
- For the high values of hydraulic conductivity, the total flux is practically equal to its advective component (~100 W.m^{-2} up to 1000 W.m^{-2} in summer), except for the particular situation discussed before (summer upwelling), where the advective flux is opposed to a smaller conductive component.

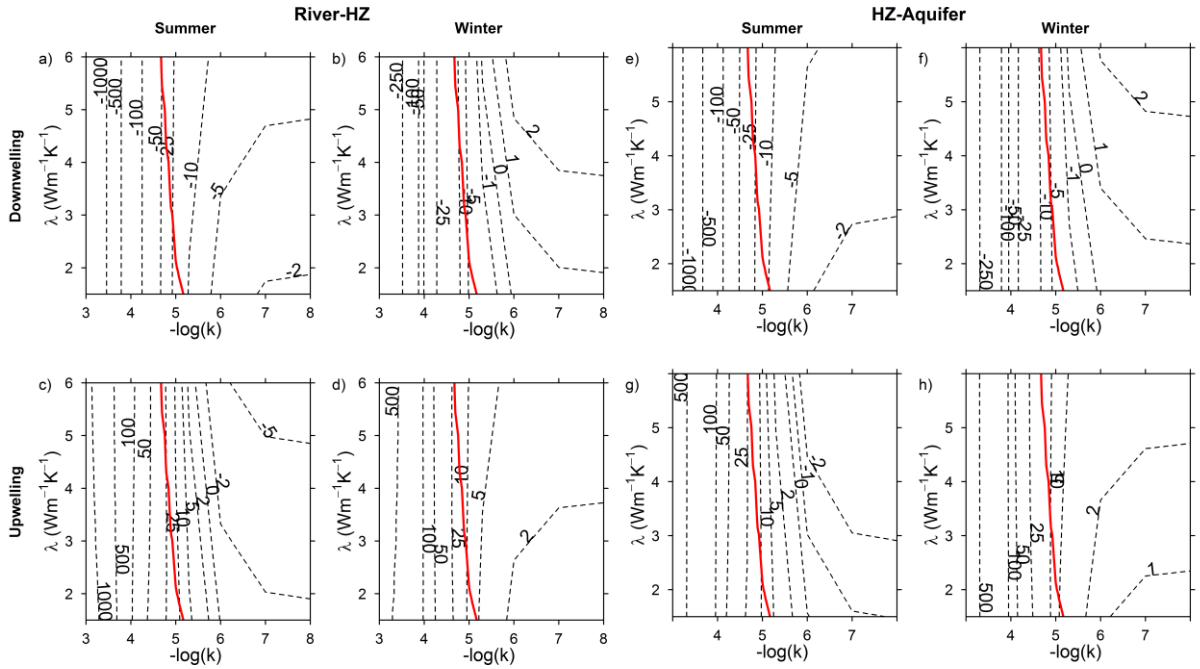

Figure 3.7 : Simulated daily average total fluxes (W m^{-2}) for a heat capacity C=4 10^{6} J m^{-3} K^{-1} (the red line is illustrated when Pe=1)

3.4 Conclusion Buffering Effect of the HZ

As was shown before, temperature variations in the river are propagated in the HZ and the aquifer under the combined effects of advection and conduction. In low hydraulic conductivity media (typically, under 10^{-5} m s^{-1}), conduction dominates. The thermally active layer is limited to a few decimeters. The amplitude of the oscillations decreases from 8°C on top to 0 in summer and from 3°C on top to 0 in winter. Under this layer, a stable temperature gradient is established, dominated by the seasonal variation: upwards in summer, downwards in winter. The resulting daily averaged flux is generally less than 5 W.m^{-2}. The instantaneous flux oscillates around this averaged value and changes direction between day and night, because the instantaneous temperature gradient is reversed.

For values of hydraulic conductivity higher than 10^{-5} m s^{-1}, the thermally active depth extends further down in downwelling conditions (6 meters below the river bed for the maximum value of hydraulic conductivity considered in this study). In upwelling conditions, on the opposite, this layer is restricted to a very thin layer. Below the thermally active layer, a uniform temperature profile is established, up to a depth depending on the hydraulic conductivity. This temperature profile leads to temperature values which can be well above the average 11°C value, with possible consequences on biogeochemical mechanisms. Very high values can be reached by the thermal flux exchanged between the river and the HZ as well as between the HZ and the aquifer. This average flux however does not lead to an accumulation of heat: it just crosses the HZ, downwards or upwards. At the daily time scale, in downwelling situations, the flux oscillates because the river temperature oscillates but, contrarily to the annual diffusive case, it does not change direction because advection dominates over conduction. In upwelling conditions, no variation occurs because the aquifer temperature is stable.

To summarize, the HZ can be described as a thermally active zone where the water temperature fluctuates under the combined effects of seasonal and daily cycles. For the same reason, average daily

thermal fluxes transit, downwards or upwards, with a large range of values depending on the hydraulic conductivity. These fluxes are available to be intercepted by any type of energy consuming mechanism.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was funded by the PIREN Seine research program (http://www.piren-seine.fr), part of the LTSER Zone Atelier Seine.

4 Chapitre 4 : Variations spatio-temporelles des flux de chaleur au droit des 5 stations MOLONARI

Résumé

La compréhension de la variabilité spatio-temporelle des processus physiques influençant la température de l'eau et de ses flux d'énergie associés à l'interface nappe-rivière est importante pour mieux appréhender le fonctionnement biogéochimique et écologique.

La plupart des études antérieures 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) d'où de possibles erreurs de calcul des flux d'échange d'eau. 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.

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 pour la période (2012-2015). 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 résultats montrent une grande variabilité spatio-temporelle des échanges nappe-rivière au droit des cinq stations MOLONARI. Les résultats obtenus ont permis également de réviser le schéma de fonctionnement hydrogéologique du bassin.

Dans le chapitre 3, il a été montré sur la base d'un cas synthétique que l'impact des propriétés hydrodynamiques et thermiques de la ZH en particulier l'influence de la conductivité hydraulique contrôle fortement la quantité et la direction des flux de chaleur échangés. Dans ce chapitre, nous nous intéressons à l'analyse des flux appliquée à un bassin réel expérimental. La quantification des échanges nappe-rivière est réalisée par la modélisation hydro-thermique couplée réalisée à l'échelle de chaque section du domaine délimité par l'ensemble des stations MOLONARI à l'échelle du corridor hydraulique du bassin des Avenelles.

4.1 Modélisation hydrothermique des échanges nappe-rivière au droit des cinq stations MOLONARI

Afin de quantifier les flux d'eau et de chaleur échangés au droit des cinq stations MOLONARI (via une section de rivière), METIS 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 d'écoulement et de transport de chaleur résolues par la méthode des éléments finies (Eq. 1.3 et Eq. 1.4).

L'ajustement des modèles est réalisé par comparaison des chroniques de température observées et celles simulées au niveau de la ZH. Des critères statistiques sont utilisés afin d'estimer la qualité des simulations obtenues tel que la RMSE et le coefficient de corrélation. A chaque station, une première calibration par inversion de données est réalisée afin de déterminer les propriétés hydrothermiques de la ZH et des couches géologiques sous-jacentes. Afin de renforcer la robustesse des modèles locaux, la calibration par inversion est réalisée en contexte d'infiltration et les modèles sont ensuite validés en contexte d'exfiltration.

4.1.1 Construction des modèles hydrothermiques 2D

Les sections locales modélisées ont une largeur qui varie entre 4 et 13.2 m et une profondeur qui varie entre 3 et 5 m (Tab. 4.1). La géométrie et les différents faciès (limons, argiles à meulière, calcaire de Brie, argiles vertes, marnes et calcaire de Champigny), 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 (Fig. 4.1).

Tableau 4.1: Géométrie des modèles 2D

Section	Aire (m^2)	Éléments	Nœuds	Résolution (m)	Largeur(m)	Profondeur (m)
1	13.94	31567	15908	0.01-0.2	4	3
2	19.94	4738	2457	0.01-0.2	7	3.5
3	20.3	4097	2147	0.01-0.2	9	3
4	45.7	26948	13741	0.01-0.2	13.2	4
5	29.6	63770	32199	0.01-0.2	11.1	4

Les conditions aux limites imposées pour chaque section sont (Fig. 4.2) :

- *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.*

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

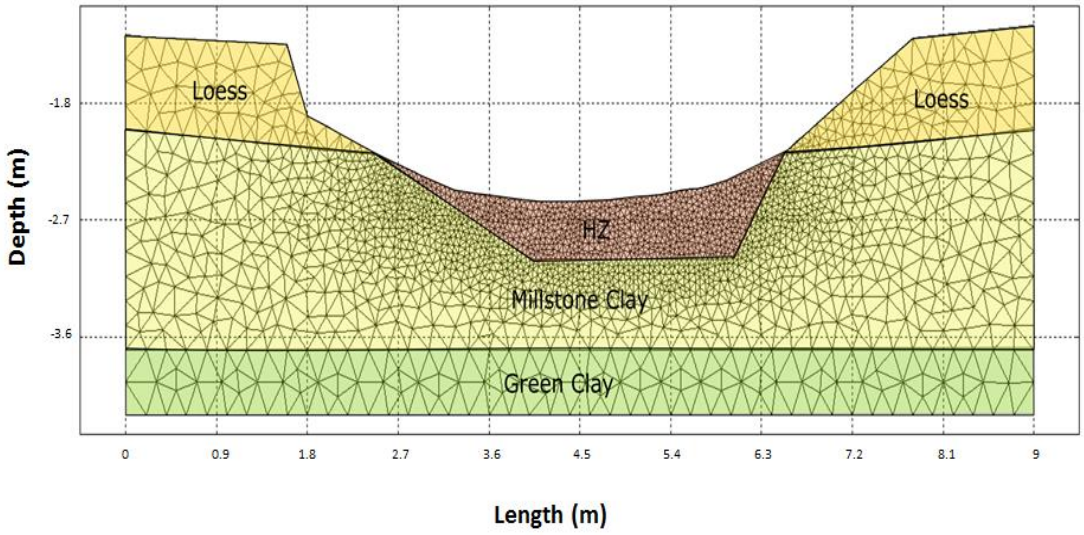

Figure 4.1: Exemple de maillage du modèle hydro-thermique 2D vertical à 4 couches (Station MOLONARI 3)

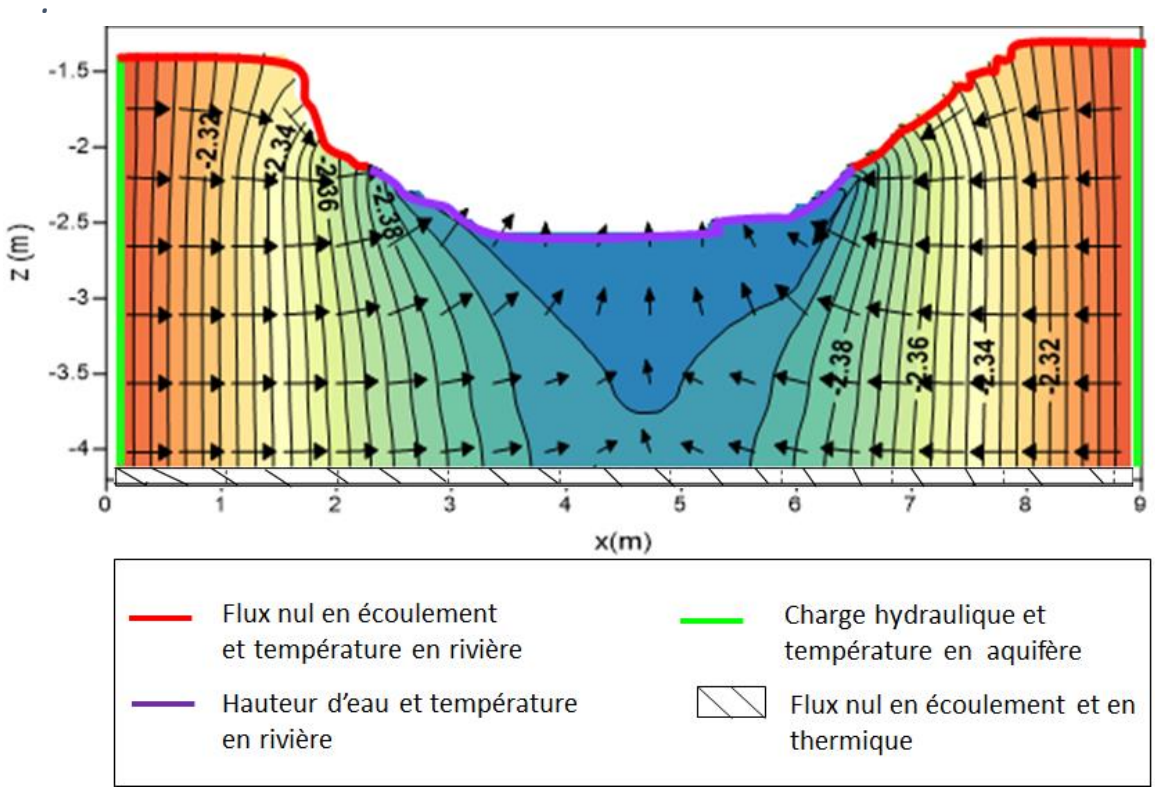

Figure 4.2: Isopotentielles de charges du modèle hydro-thermique avec des conditions aux limites appliquées (Station MOLONARI 3)

4.1.2 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 hydrothermique 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 ($m.s^{-1}$)
- **S_s** Coefficient d'emmagasinement spécifique (m^{-1})
- **λ** Conductivité thermique du milieu poreux ($W\ m^{-1}\ K^{-1}$)
- **ρC** Capacité calorifique volumétrique du milieu poreux ($J\ m^{-3}\ K^{-1}$)

Le choix des gammes de variation des paramètres (k, ω, λ, Cρ) s'est fait à la fois grâce à des valeurs de la littérature et aussi à l'aide des mesures des slug tests.

Les critères initiaux du balayage de l'espace des paramètres sont décrits dans le Tab. 4.2. Pour la conductivité hydraulique et le coefficient d'emmagasinement, le pas d'échantillonnage suit une progression géométrique de raison 10 qui vaut un pas d'échantillonnage uniforme égal à 1 à l'échelle logarithmique alors que pour les propriétés thermiques, le pas d'échantillonnage est uniforme et qui est de l'ordre de 1 pour la conductivité thermique du milieu poreux et de l'ordre de 0.5 10^6 pour la capacité calorifique volumétrique du milieu poreux. Une fois, les ordres de grandeurs définis, les pas d'échantillonnage sont divisés par 10.

Tableau 4.2 : Procédure de balayage de l'espace des paramètres

Paramètre	Min	Max	Pas d'échantillonnage
Conductivité hydraulique K (m s^{-1})	10^{-12}	10^{-2}	1 (Échelle logarithmique)
Coefficient d'emmagasinement spécifique Ss (m^{-1})	10^{-3}	10^{-1}	1 (Échelle logarithmique)
Conductivité thermique du milieu poreux λ (W m^{-1} K^{-1})	1	6	1
Capacité calorifique volumétrique du milieu poreux ρC (J m^{-3} K^{-1})	0.5 10^6	4.5 10^6	0.5 10^6

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 Fig. 4.3 indique les différentes étapes de fonctionnement du script d'inversion basé sur le balayage de l'espace des paramètres.

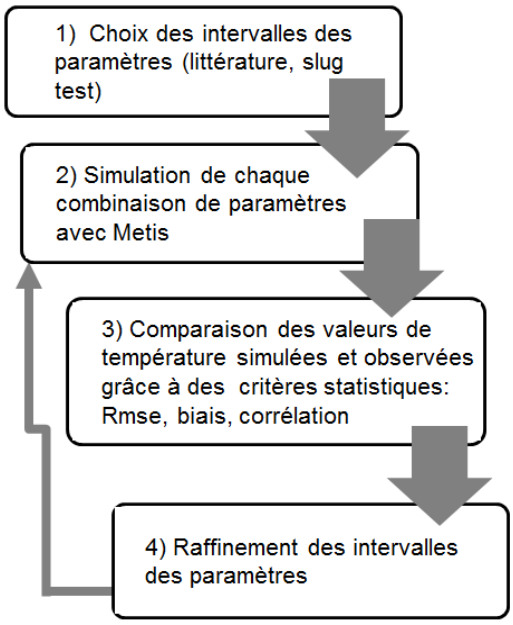

Figure 4.3 : Étapes de fonctionnement du script d'inversion "Balayage de l'espace des paramètres"

4.1.3 Résultats

4.1.3.1 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 °C et 0.8 °C, et les coefficients de corrélation entre 0.89 °C et 0.99 °C (Tab. 4.3).

Les travaux de (Cucchi et al., 2018) ont montré les difficultés relatives à l'estimation des flux dans les deux configurations d'infiltration et d'exfiltration. Les modèles ont ainsi été calibrés en périodes d'infiltration et validés en périodes d'exfiltration (Fig. 4.4 et Fig. 4.5).

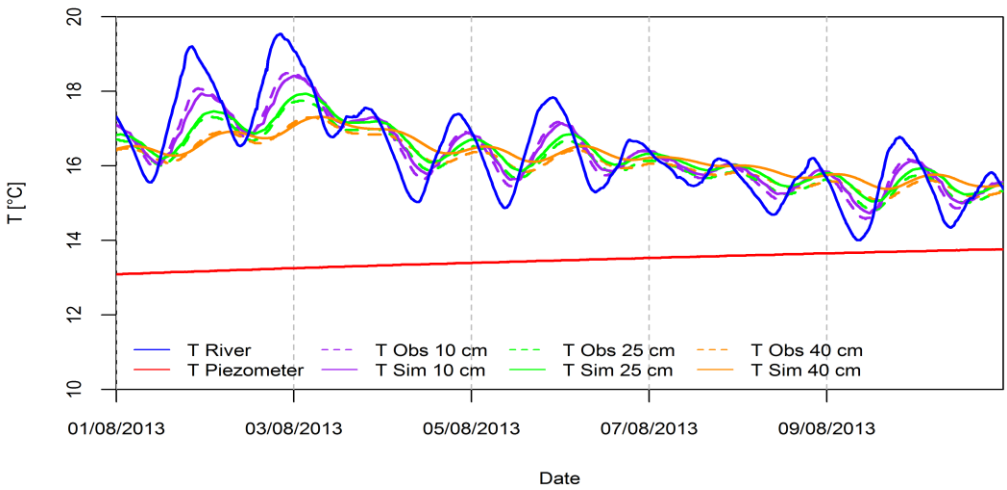

Figure 4.4: Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 3 (Calibration dans le cas d'une infiltration)

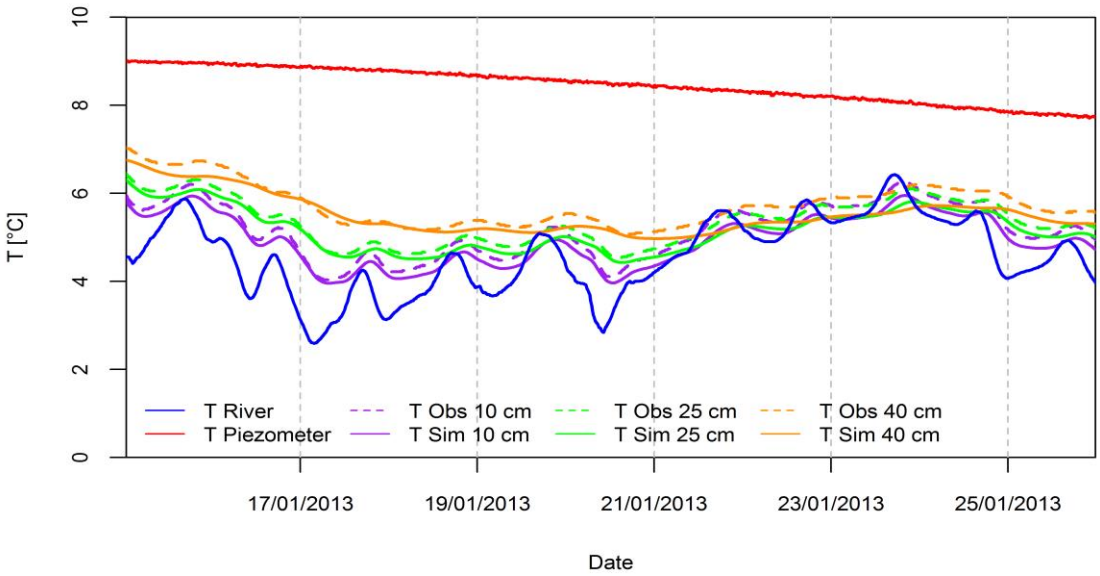

Figure 4.5: Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 3 (Validation dans le cas d'une exfiltration)

Tableau 4.3: Critères statistiques de la simulation des sections MOLONARI

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

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 (Fig. 4.4 et Fig. 4.5). 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 (Tab.4.2).

4.1.3.2 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 Tab. 4.4 indique les paramètres hydrothermiques au niveau des couches de la section 3.

Tableau 4.4: Paramètres hydrothermiques calibrés de la section 3

Couche	**ZH**	**Argiles vertes**	**Limons**	**Blocs de meulières**
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

Les résultats des paramètres hydrothermiques calibrés pour les autres sections sont présentés en Annexe 3. En consultant les tableaux des paramètres hydrothermiques calibrés (Cf Annexe 3), 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. 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 10^6 J 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 10^6 et 3 10^6 J m^{-3} K^{-1} pour les capacités calorifiques volumétriques du milieu poreux, 1.5 et 4 W 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 meulières présentent les conductivités thermiques les plus élevées.

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

4.1.3.3.1 Estimation des flux d'eau et de chaleur totaux sur l'ensemble de la période (2012-2015)

Les Fig. 4.6 et Fig. 4.7 montrent les résultats de la quantification des flux d'eau et de chaleur pour les 5 sections. 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. Ces figures 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 à 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 de 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 annexe 3). Une variation importante de la capacité calorifique volumétrique du milieu engendre des perturbations au niveau du stockage ou de la restitution des flux d'énergie (Constantz, 2008b). Dans le cas de cette section, les flux d'énergie sont échangés essentiellement par conduction vu que les échanges hydriques sont faibles, voire négligeables.

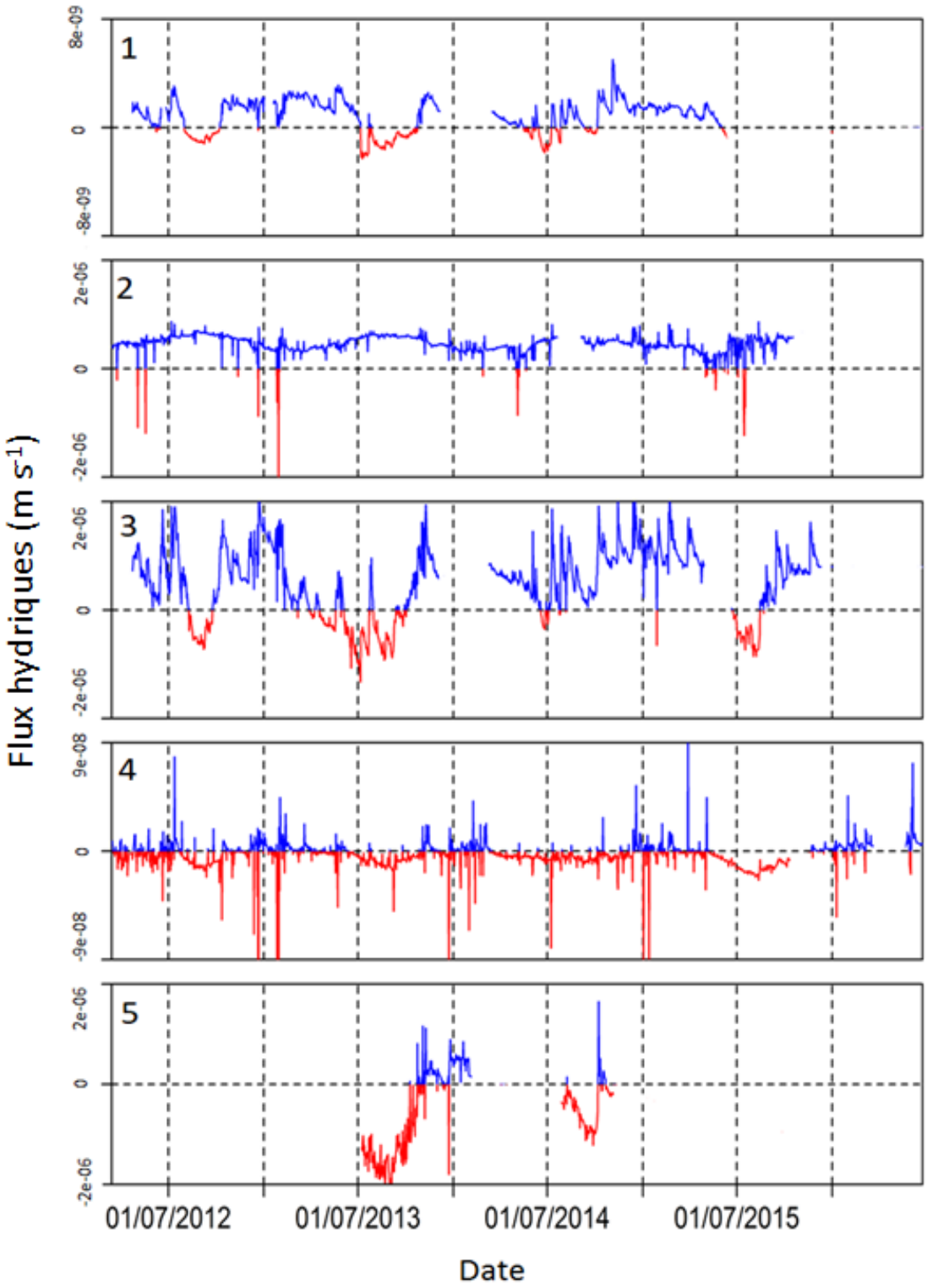

Figure 4.6: Quantification des flux hydriques (m s^{-1}) (trait bleu : exfiltration/ trait rouge : infiltration) pour les 5 stations pendant la période (2012-2015)

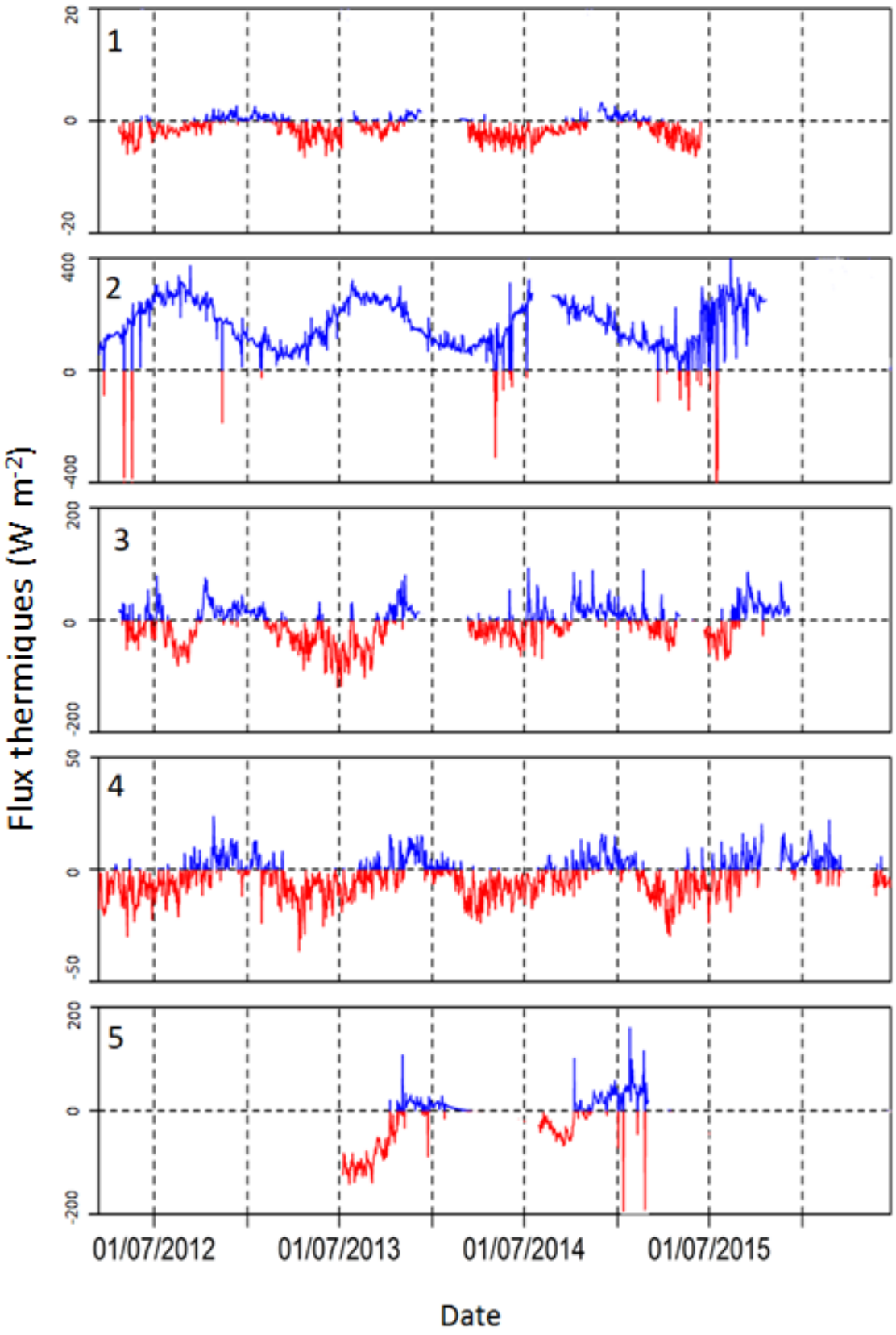

Figure 4.7: Quantification des flux de chaleur (W m^{-2}) (trait bleu : perte de chaleur de la ZH/ trait rouge : gain de chaleur de la ZH) pour les 5 stations pendant la période (2012-2015)

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 annexe 3). 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 (Fig. 4.8). 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 et al., 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 (Cf Annexe 3)

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

Le transfert de chaleur par conduction est lié fortement à la différence de température entre l'eau de la rivière et l'aquifère. 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 (-100 W m^{-2} et 50 W m^{-2}) et les flux advectifs varient entre (-150 et 250 W m^{-2}) pour les 5 stations (Fig. 4.8). La Fig. 4.8 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 annexe 3). 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. 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 (Fig. 4.8), ce qui pourra expliquer la dominance des flux conductifs. Les échanges hydriques et thermiques sont plus élevés au niveau de l'interface rivière-ZH qu'au niveau de l'interface zone hyporhéique-aquifère au droit des 5 stations (Fig. 4.9).

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.

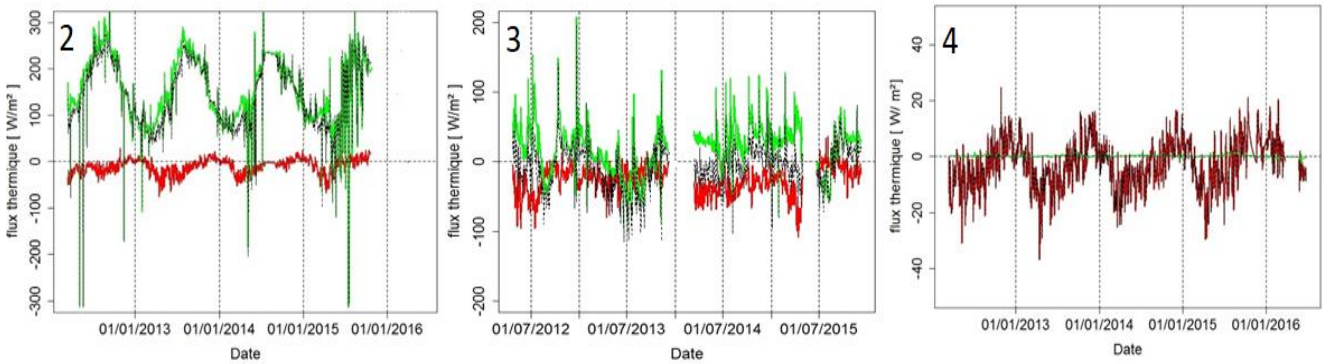

Figure 4.8: Quantification des flux conductif et advectif au droit des 3 stations MOLONARI (2, 3, 4) à l'interface rivière-ZH (flux conductif en rouge, flux advectif en vert, flux total en noir)

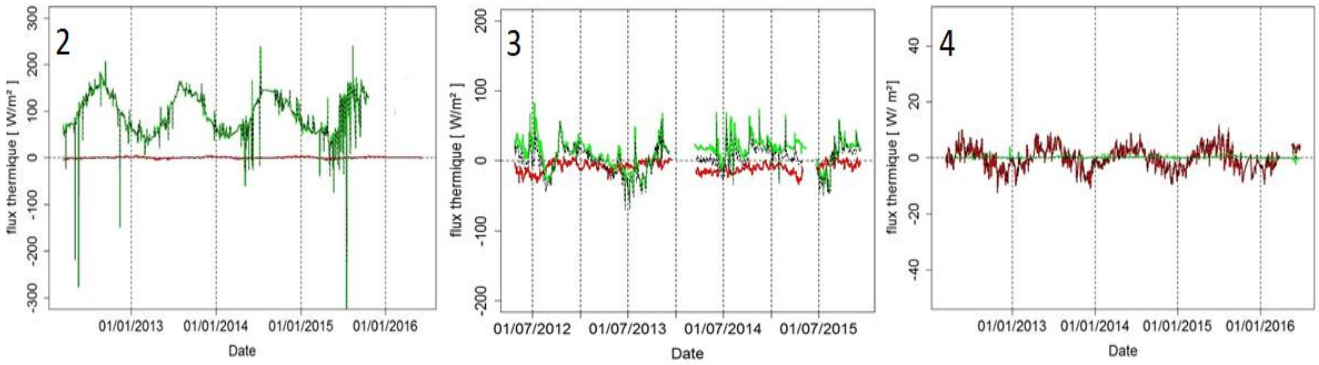

Figure 4.9 : Quantification des flux conductif et advectif au droit des 3 stations MOLONARI à l'interface ZH-aquifère (2, 3, 4) (flux conductif en rouge, flux advectif en vert, flux total en noir)

4.2 Spatialisation des paramètres hydrothermiques et des flux hydrothermiques à l'échelle du corridor du bassin des Avenelles

La variabilité spatio-temporelle de la dynamique des échanges d'eau et de chaleur à l'interface nappe-rivière au niveau des stations étudiées est très importante. Elle dépend surtout du type de contact entre le cours d'eau et les unités géologiques, les conditions météorologiques ainsi que les propriétés thermiques des sédiments (Fig. 4.10). Les flux d'énergie totaux échangés varient entre -150 W m^{-2} (cas d'infiltration) et 250 W m^{-2} (cas d'exfiltration). Les échanges hydriques et thermiques les plus significatifs sont observés au niveau des stations 2, 3 et 5. Les stations 1 et 4 présentent des échanges faibles surtout au niveau de la station 1 où les échanges sont quasiment nuls. Au niveau de la station 1, les flux thermiques sont échangés essentiellement par conduction vu que les échanges hydriques sont faibles, voire négligeables. La station 2 soumise à un pompage présente des flux thermiques élevés et le transfert de chaleur s'effectue principalement par advection. Au niveau de la station 3, les échanges des flux hydriques sont plus significatifs qu'au niveau des autres stations alors que la rivière coule sur des argiles vertes qui devraient rendre les échanges plus difficiles. Dans ce cas on peut admettre l'hypothèse que la station pourrait être rechargée à travers les berges. La station 3 présente une alternance entre flux advectif et conductif. Au niveau de la station 4, les faibles échanges observés sont en accord avec les observations de faibles concentrations en chlorure dans les piézomètres des berges. Le transfert de chaleur au niveau de la station 4 s'effectue principalement par conduction. La station 5 présente une alternance entre flux conductif et advectif. Cette station étant en contact avec l'aquifère de Champigny présente des flux thermiques échangés assez élevés.

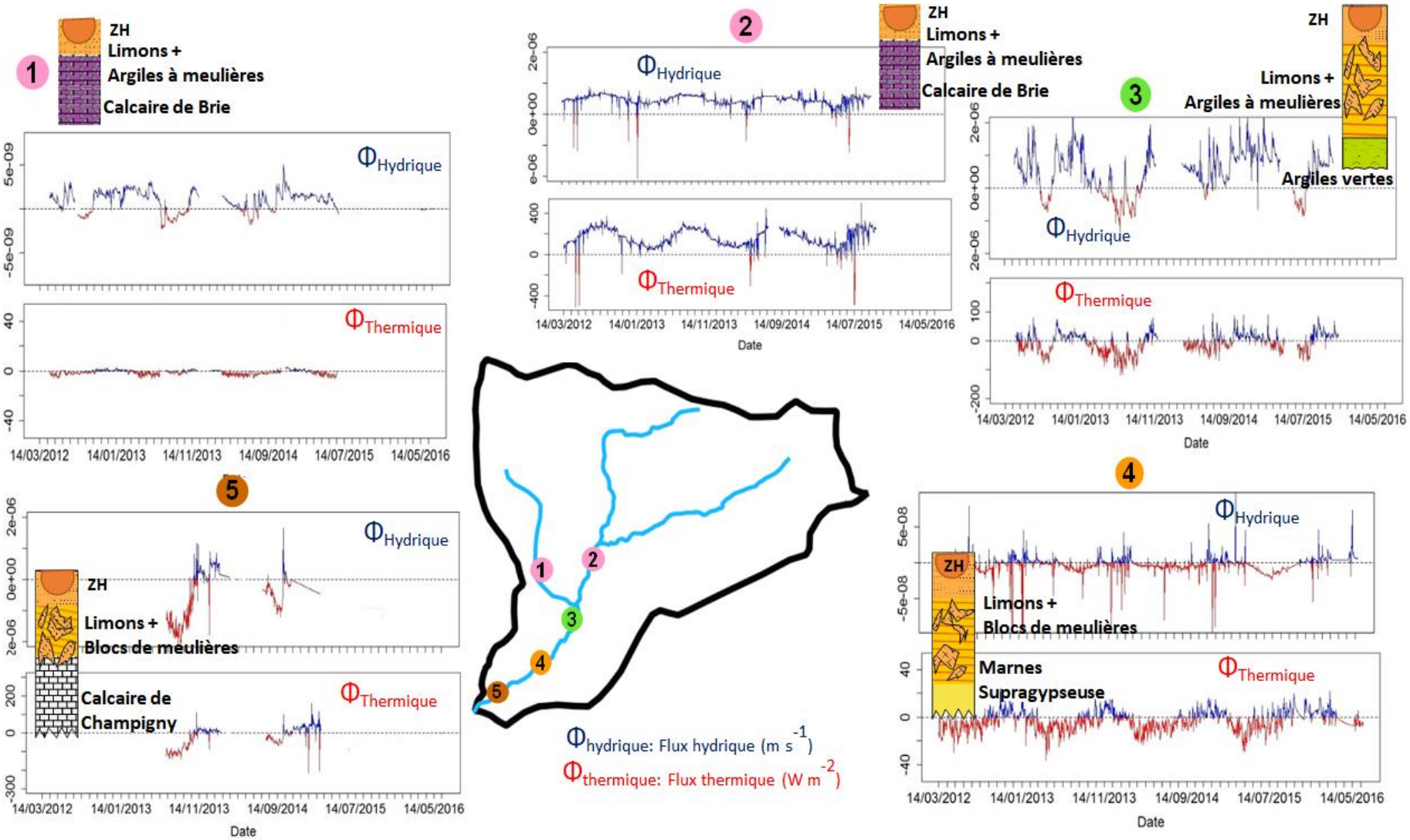

Figure 4.10 : Synthèse des flux hydrothermiques échangés entre la nappe et la rivière au droit des stations MOLONARI

4.3 Conclusions

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.

Les résultats ont montré le rôle crucial des propriétés hydrothermiques de la ZH qui contrôlent en grande partie les flux d'échange nappe-rivière en modulant :

- Les contrôles atmosphériques (Cas de la station 1: Influence importante des conditions atmosphériques alors que les flux d'échanges thermiques sont faibles)
- Le flux régional à travers le flux advectif

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 et al., 2016). De plus, Les échanges hydriques les plus importants sont observés au niveau de la station 3 où la zone hyporhéique est en contact avec des formations non perméables (argiles vertes) d'où l'importance de tenir compte des échanges hyporhéiques

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.

Conclusions et perspectives

L'objectif de cette thèse était de caractériser l'évolution spatio-temporelle des régimes thermique et hydrologique de la zone hyporhéique (ZH) grâce à des mesures de terrain et l'utilisation d'un modèle hydrothermique. La base de cette étude est l'utilisation de la température comme traceur des écoulements de l'eau.

Cette étude a été réalisée sur le bassin des Avenelles qui est représentatif, à la fois des pratiques agricoles sur le bassin de la Seine (type grandes cultures) et aussi de la géomorphologie des bassins incisés propres à l'hydrosystème Seine sur sa zone centrale où les formations tertiaires de l'Oligocène (calcaires de Brie) et de l'Eocène (calcaires du Champigny) sont affleurantes dans les vallées. De plus, ce bassin est un site privilégié où de nombreuses études multi-méthodes sont déployées depuis 1962. Ces études sont recensées dans la base de données BDOH du GIS-Oracle. Les mesures de terrain ont consisté à maintenir un réseau de mesure mis en place dans le cadre du programme de recherche PIREN-Seine. Ce réseau de mesure est composé de piézomètres et de stations d'échange nappe-rivière (stations MOLONARI) permettant le suivi en continu des hauteurs d'eau et des températures dans les différents compartiments de l'hydrosystème ainsi que des profils verticaux de température dans la ZH. Les hétérogénéités de la ZH ont été déterminées grâce au dispositif expérimental mobile, mini-MOLONARI (Cucchi et al., 2018). Ces mini-MOLONORI permettent d'obtenir les flux d'eau et de chaleur en 1D dans la ZH.

L'analyse des données de terrain a permis de décrire les régimes hydrologique et thermique du corridor hydro-écologique. Les précipitations sont homogènes tout au long de l'année alors que les débits en rivière et les hauteurs d'eau des nappes montrent des variations saisonnières. Ceci suggère une évapotranspiration plus importante en été qu'en hiver. Les hautes eaux sont observées en hiver, de décembre à mars inclus (avec un maximum en janvier), et les basses eaux en été, de juillet à septembre (minimum au mois d'août et septembre). Depuis les années 2000, de nombreux débits extrêmes sont observés au mois de juin. Les hauteurs d'eau des berges suivent les mêmes fluctuations journalières que les débits de rivière, contrairement aux hauteurs d'eau des nappes qui varient saisonnièrement. Le niveau des nappes augmente de mi-novembre à mars et diminue d'avril à octobre. Les différences de charges entre les niveaux d'eau mesurés dans les berges et dans la rivière suggèrent que la station amont (station 1) est majoritairement exfiltrante avec des périodes d'infiltration en été. La station 2 amont est quant à elle majoritairement exfiltrante mais celle-ci est soumise à un pompage en berge. Les données de hauteurs d'eau suggèrent que les stations situées en aval sont majoritairement infiltrantes avec des périodes d'exfiltration en période des hautes eaux.

Le régime thermique des cours d'eau est directement corrélé à la température de l'air. La variation de la température des cours d'eau montre des fluctuations journalières et saisonnières. Les maximums de température interviennent au mois de juillet et les minima au mois de janvier. Les températures varient de 0 à 37 °C pour les cours d'eau amont et de 0 à 21 °C pour le cours d'eau aval. Les variations sont atténuées par la densité végétale, la hauteur d'eau dans la rivière et la largeur du cours d'eau. Le cours d'eau amont comporte une ripisylve un peu dense. De plus, la hauteur d'eau est faible dans le cours d'eau amont (hauteur d'eau au dessus du lit de la rivière). Ceci induit des variations diurnes plus marquées sur les petits cours d'eau amont que les cours d'eau aval (10 °C en été pour les cours d'eau amont, 1 °C pour les cours d'eau aval) et des températures estivales plus importantes pour la station amont que les autres stations. La température des nappes est stable de l'ordre de 11°C. Elle augmente

de septembre à mars et diminue de mars à août. Ceci suggère une lente diffusion de la moyenne de la température de l'air jusqu'à la nappe et un taux d'infiltration faible. Une tendance d'augmentation de 0.5°C est suggérée pendant les 5 ans de mesure. La température des berges fluctue en suivant la moyenne de la température journalière de la rivière modulée par la température stable des aquifères. Le régime thermique des eaux de la ZH est affecté à la fois par les variations nycthémérales des eaux de surface et par la composante saisonnière des eaux des aquifères de proche surface.

Le gradient de température entre la rivière et les berges s'inverse entre l'été et l'hiver. La conduction va donc suivre le même schéma. La température advectée dans le cas de station infiltrante est la température de la rivière qui refroidit le profil thermique de la ZH en hiver et le réchauffe en été. Dans le cas de station exfiltrante, le processus inverse est observé. Par exemple, la station 1 est exfiltrante, son profil thermique est peu influencé par les variations diurnes de la rivière. Le profil est régulier avec une moindre variation de température pendant l'été. La station 2 soumise à un pompage en berge présente un profil thermique saisonnier impacté par une plus grande pénétration des variations thermiques de la rivière. Les profils thermiques des deux stations aval (MOLONARI 4 et 5) sont semblables et décrivent des infiltrations avec des profils qui se refroidissent en automne et en hiver et se réchauffent en été. En hiver et au printemps, le profil de la station 5 semble indiquer des variations de faciès au sein de la ZH. Des ratios d'amplitude entre la température de la rivière et les températures hyporhéiques étaient également utilisés afin d'évaluer la différence d'atténuation des amplitudes diurnes entre les différentes stations. Les ratios d'amplitude les plus élevés sont observés en aval alors que le ratio d'amplitude le moins élevé est observé en amont au niveau de la station 1 qui est caractérisée par une exfiltration.

D'autre part, les différentes variables ont été analysées au cours de deux périodes de crue et d'une période d'étiage afin d'étudier l'évolution spatio-temporelle de chaque variable en fonction des conditions hydro-climatiques. La première période est une succession de trois épisodes pluvieux de 17 jours. Cette période présente le pic de crue le plus important pendant toute la période d'étude. La deuxième période est caractéristique des événements moyens de pluie pendant les périodes estivales. Elle présente une courte durée de trois jours. La troisième période est caractéristique des périodes d'étiage.

Les niveaux piézométriques ainsi que les débits en rivière sont très réactifs. Les niveaux piézométriques de berges augmentent de 0.1 à 1.5 m et atteignent leurs niveaux maximums après 1 à 2 jours qui suivent le pic de crue quant aux piézomètres de plateau sont moins réactifs et atteignent leurs niveaux maximums après 5 jours environ. La station 5 située à l'exutoire du bassin est particulière. Les hauteurs d'eau de la rivière et des piézomètres de berges s'équilibrent.

Afin de déterminer les facteurs contrôlant les régimes thermiques de la ZH, une étude de sensibilité a été réalisée sur un cas synthétique. Un modèle 1D a permis de déterminer la profondeur à laquelle la température de l'aquifère devient constante. Cette profondeur est utilisée pour déterminer la dimension d'un modèle simulant les échanges nappe-rivière. Un modèle de transport d'eau et de chaleur (2D) (METIS) couplé à un script de balayage de l'espace des paramètres a été réalisé. Les résultats mettent en évidence les facteurs qui influencent principalement les flux de chaleur : premièrement, les conditions climatiques à travers le gradient thermique saisonnier établi entre la rivière et l'aquifère pendant les périodes d'hiver et d'été, puis les propriétés hydrodynamiques et thermiques du milieu poreux, en particulier la perméabilité, qui contrôle directement la magnitude des flux conducteurs et advectifs. En fonction des valeurs de la perméabilité du milieu poreux, il existe

deux régimes thermiques : pour les perméabilités élevées (> 10^{-5} m s^{-1}), les flux advectifs dominent clairement, tandis que pour les perméabilités faibles, les flux conductifs sont prédominants. Le second régime (conductif) est entièrement contrôlé par la différence entre les températures entre la rivière et l'aquifère. La profondeur thermiquement active telle que définie dans ce travail varie entre 0.2 et 6 m. Cette profondeur est réduite dans les cas d'exfiltration et modulée par le gradient thermique. Les échanges thermiques entre la rivière et l'aquifère sont plus importants dans la configuration estivale descendant lorsque le gradient thermique entre le fleuve et l'aquifère est plus élevé. Les résultats de cette étude permettent de mieux comprendre le rôle tampon de la ZH et des flux de chaleur, ce qui aboutira à une meilleure prise en compte des flux d'échanges avec les écoulements souterrains dans les modèles de transport de chaleur dans les cours d'eau et à une estimation des flux d'eau par l'utilisation de la température comme traceur.

La démarche de modélisation suivie pour le cas synthétique est appliquée au droit des cinq stations MOLONARI afin de quantifier les flux d'eau et les flux conductif et advectif à l'interface nappe-rivière le long du corridor hydraulique des Avenelles, les données de terrain obtenues au droit des 5 stations MOLONARI au pas de temps de 15 min ont été utilisées. A chaque station, une première calibration par inversion de données est réalisée afin de déterminer les propriétés hydrothermiques de la ZH et des couches géologiques sous-jacentes à l'aide du modèle METIS couplé à un script de balayage de l'espace des paramètres. Afin de renforcer la robustesse des modèles locaux, la calibration par inversion est réalisée en contexte d'infiltration et les modèles sont ensuite validés en contexte d'exfiltration. 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. Ces résultats permettent de comprendre le fonctionnement thermique pluriannuel de chaque station. Une grande variabilité spatio-temporelle d'échanges de flux de chaleur à l'interface nappe-rivière est observée au niveau des cinq stations MOLONARI. Les flux d'énergie totaux échangés varient entre -150 W m^{-2} (cas infiltrant) et 250 W m^{-2} (cas exfiltrant). Les échanges hydriques et thermiques les plus significatifs sont observés au niveau des stations 2, 3 et 5. Les stations 1 et 4 présentent des échanges faibles surtout au niveau de la station 1 où les échanges sont quasiment nuls. Au niveau de la station 1, les flux thermiques sont échangés essentiellement par conduction vu que les échanges hydriques sont faibles, voire négligeables. La station 2 présente des flux thermiques élevés et le transfert de chaleur s'effectue principalement par advection. Au niveau de la station 3, les échanges des flux hydriques sont plus significatifs qu'au niveau des autres stations alors que la rivière coule sur des argiles vertes qui devraient rendre les échanges plus difficiles. Dans ce cas on peut admettre l'hypothèse que la station pourrait être rechargée à travers les berges. La station 3 présente une alternance entre flux advectif et conductif. Au niveau de la station 4, les faibles échanges observés sont en accord avec les observations de concentrations en chlorure dans les piézomètres des berges. Le transfert de chaleur au niveau de la station 4 s'effectue principalement par conduction. La station 5 présente une alternance entre flux conductif et advectif. Cette station étant en contact avec l'aquifère de Champigny présente des flux thermiques échangés assez élevés.

Cette thèse présente de nouvelles méthodes et des réponses à des questions liées au fonctionnement hydrothermique à l'interface nappe-rivière, néanmoins certains aspects restent à valider ou à améliorer. Les perspectives à donner à cette thèse sont multiples et sont recapitulées dans les points suivants :

1. ***Nouveaux outils de quantification et spatialisation :***

Une combinaison de différentes méthodes de terrain aide à une meilleure compréhension des processus et aide à dépasser les limites de chaque méthode en augmentant la validité des résultats obtenus. Les données de température peuvent être combinées à des données géochimiques et aussi à des nouvelles techniques, notamment des fibres optiques permettant d'acquérir des températures distribuées spatialement (Distributed Temperature Sensing DTS) (Selker et al., 2006; Westhoff et al., 2011).

- *Variation spatiale des flux nappe-rivière*

Une nouvelle technique de mesure distribuée de température a émergé en hydrologie il y a une dizaine d'année. Il s'agit de la mesure de température par fibre optique DTS qui offre la possibilité d'avoir une mesure de température avec une haute résolution spatiale et temporelle. Une fibre optique a ainsi été mise en place sur le bassin entre deux stations MOLONARI le long d'un kilomètre au niveau du lit de la rivière La fibre optique a été installée conjointement à un dispositif comprenant des capteurs de pressions différentiels ainsi que des profils de température verticaux (mini-MOLONARI, (Cucchi et al., 2018)) tous les 200 mètres (cf. Annexe 1). Cette analyse aboutira à la spatialisation des paramètres hydrothermiques qui permettront de quantifier les échanges nappe-rivière. La fibre permettra donc de quantifier la représentabilité des flux d'eau et de chaleur estimés au niveau des stations MOLONARI.

- *Application des méthodes développées dans des systèmes de plus grande ampleur*

Les investigations des interactions nappe-rivière et les méthodes de terrain développées au niveau du bassin des Avenelles sont difficilement transférables à des bassins versants d'ampleur régionale. En effet, les stations MOLONARI nécessitent le déploiement des instruments dans le lit de la rivière. Dans une rivière de profondeur élevée avec une navigation importante, ces opérations semblent difficiles. Cependant, d'autres méthodologies pourraient être testées, comme par exemple l'investigation par fibre optique. Xie and Aguilar (2017) suggèrent que cette méthodologie n'est pas adaptée dans les grandes rivières en configuration longitudinale. Cependant, une fibre optique transversale pourrait être mise en place afin de quantifier le débit d'échange nappe-rivière. Une méthode récente consistant à chauffer la fibre offre également des perspectives intéressantes (Briggs et al., 2016).

2. ***Modélisation hydrologique et hydrogéologique couplée : Changement d'échelle des stations MOLONARI à la spatialisation à l'échelle du Bassin versant des Avenelles.***

Le concept des interfaces nappe-rivière emboitées, développé par Flipo et al. (2014), pourrait être utilisé afin de simuler la variation spatio-temporelle des échanges nappe-rivière à partir des mesures depuis l'échelle locale (stations MOLONARI) jusqu'à l'échelle du bassin versant des Avenelles. Une spatialisation des paramètres hydrothermiques pourrait être également effectuée grâce aux différentes mesures mini-MOLONARI (Cucchi et al., 2018).

Afin de caractériser la dynamique thermique du corridor hyporhéique à l'échelle du bassin expérimental, le bilan thermique de l'hydrosystème devra être estimé. Cette estimation pourra être assurée par le développement d'un modèle intégré de simulation de transport de chaleur entre

l'atmosphère, le sol, les cours d'eau et le système aquifère. Le bilan d'énergie du cours d'eau devrait être calculé en prenant en compte l'ombrage issu de la ripisylve (Loicq et al., 2018) et la contribution du ruissellement agricole ainsi que le drainage au bilan de chaleur.

3. Etude des scénarios et adaptation au changement climatique

La gestion des ressources en eau constitue l'un des défis majeurs du fait de l'évolution climatique, démographique et socio-économique rapide. Le changement climatique devrait être évalué sous un contexte de changement considérable de la quantité et de la qualité des ressources en eau.

Dans le contexte de cette thèse, la vulnérabilité pourrait être déterminée par une baisse des débits d'étiage associée à une augmentation de la température et l'existence de zones d'intérêt écologique notamment la ZH. Les évolutions de la température de l'eau, de l'hydrologie et de la morphologie du cours d'eau et de la ZH auront des impacts sur les écosystèmes aquatiques. Ces conditions pourront avoir des conséquences sur la capacité des espèces à migrer pour retrouver des conditions plus favorables. La hausse des températures implique un renforcement de l'évapotranspiration, qui influe sur la recharge des nappes. De plus, le changement de température peut engendrer de profondes modifications dans les aires de répartition des espèces aquatiques.

La capacité de prédiction de l'impact du changement climatique sur les ressources en eau et l'élaboration d'un plan d'adaptation est freinée par le manque de la compréhension fondamentale de l'impact de la variabilité climatique sur les caractéristiques physiques, chimique et biologique de l'écosystème aquatique. Des modèles plus précis qui couplent le régime hydrologique, thermique et les processus d'écosystème (productivité, dynamique de transfert des nutriments,..) sont nécessaires afin d'améliorer la connaissance des impacts du changement climatique sur les ressources en eau. Le jeu de données remarquable utilisé dans cette thèse permettrait donc de valider les modèles et les mobiliser pour étudier l'impact du changement climatique sur les échanges hydrothermiques entre la nappe et la rivière en fonction des projections climatiques basées sur plusieurs scénarios.

Annexe1 : Mesures distribuées de la température avec une fibre optique

L'objectif des mesures distribuées de la température à l'aide de la fibre optique (DTS) est de localiser et de quantifier les échanges entre la nappe et la rivière. La DTS permet d'avoir une mesure de température tous les 50 cm le long de la fibre avec une précision de l'ordre de 0.1 °C ce qui permet de mesurer la température avec une haute résolution spatio-temporelle. L'idée est de coupler les mesures distribuées de température par la fibre optique avec les données de différence de charge et de températures verticaux des mini-MOLONARI dans le but d'établir un modèle de distribution des températures dans la zone hyporhéique. Le couplage de ces données va permettre également d'analyser les facteurs contrôlant les échanges des flux d'eau et de chaleur entre la nappe et la rivière. Ces données pertinentes feront l'objet d'un stage de master dont le but est la détermination et la spatialisation des propriétés hydrothermiques dans la zone hyporhéique à l'aide des inversions des profils verticaux de température et des mesures de pressions. Les mesures de température par la fibre optique vont également être analysées afin de caractériser la variabilité spatio-temporelle des transferts thermiques.

1. Installation de la fibre

Sur le bassin des Avenelles, une fibre optique a été installée le long d'un kilomètre de rivière (Fig. 1), conjointement, un important dispositif comprenant des capteurs de pressions différentiels ainsi que des profils de température verticaux tous les 200 mètres ont été implantés. Ces capteurs couplés à un modèle hydrothermique permettent de déterminer précisément les paramètres hydrodynamiques et thermiques des sédiments.

La fibre est enfoncée dans le lit de la rivière et recouverte par des sédiments et des cailloux pour la maintenir. Afin de bien la fixer, la fibre était aussi maintenue par des chevillettes tous les 2 à 3 mètres environ. Le câble de la fibre optique est géoréférencé le long du cours d'eau instrumentée. La durée de la manipulation est de plusieurs mois à partir du mois d'octobre jusqu'à le mois d'Août 2017. L'installation de la fibre optique dans le bassin des Avenelles est considérée comme une première internationale en termes de colluvions. Quatre capteurs RBR solos (RBR Ltd, Ontario, Canada) sont installées au niveau de 3 boucles de la fibre situés en amont, en intermédiaire et en aval du cours d'eau instrumenté. Ces RBR permettent la mesure de la température avec une très grande précision de l'ordre de 0.002 °C avec une plage de mesure qui varie entre -5 °C à 35 °C. Ils servent à évaluer la bonne qualité des mesures de la fibre optique tout en comparant les données enregistrées avec les données de température de la fibre. Nous avons rencontré beaucoup de contraintes lors de l'installation de la fibre surtout pendant les épisodes de crue où la fibre était déplacée et même sortie de l'eau, donc il est bien recommandé de surveiller en continu la fibre et la remettre à sa place en cas d'incidents afin de garantir la bonne qualité des données.

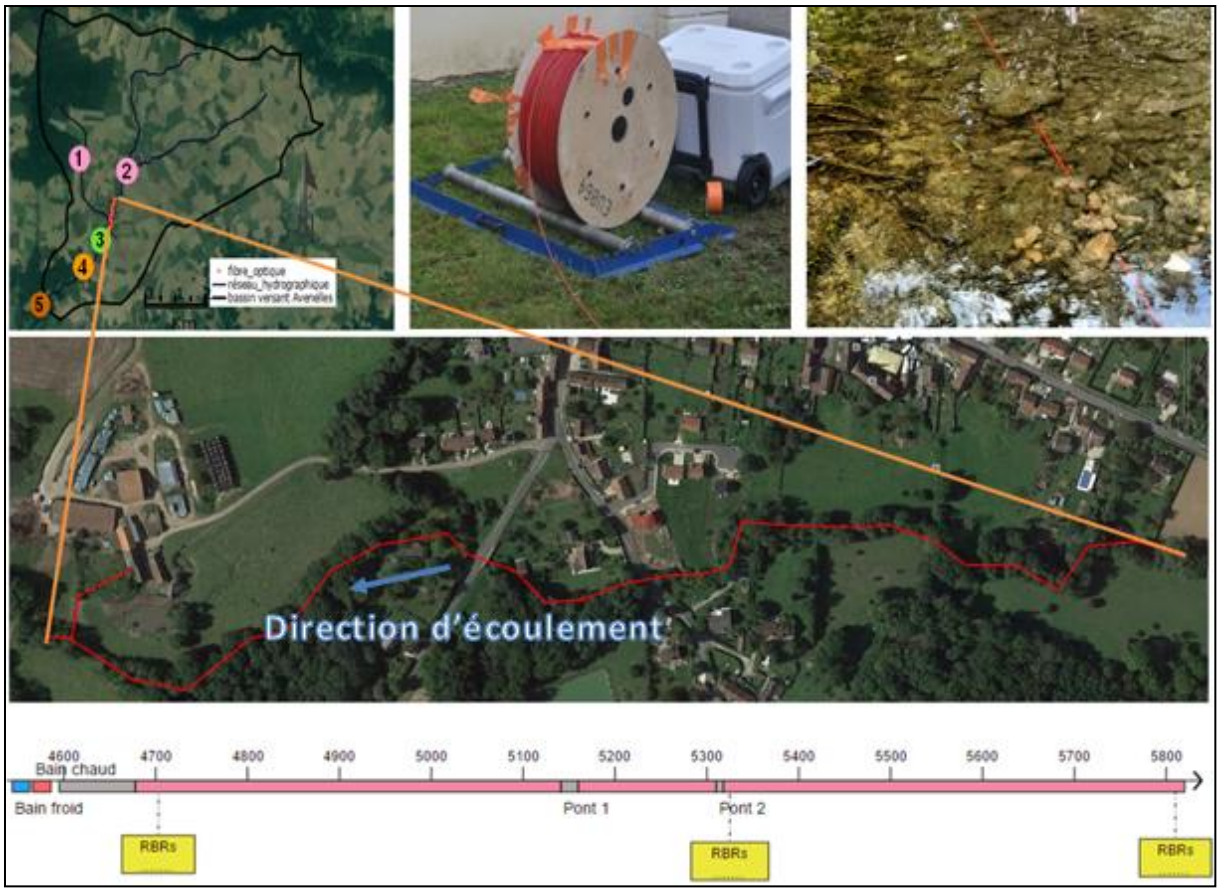

Figure1 : Installation de la fibre optique sur le bassin des Avenelles.

2. *Méthodes*

Les systèmes DTS permettent de calculer la distance, les intensités de RAMAN (Stokes et anti-Stokes) et la température pour chaque unité de longueur le long de la fibre. Les mesures sont effectuées tous les 25 cm avec un enregistrement de 15 min. Le principe de mesure par la fibre optique est détaillé dans le chapitre précédent (cf. chapitre 1). Pour cette manipulation, Les mesures sont enregistrées selon la configuration ''double-ended'. Les algorithmes automatiques de la configuration double-ended sont intégrés dans la plupart des systèmes DTS. Pour une longue période de manipulation où la fibre peut être soumise à des tensions ou des endommagements, les mesures doubles-ended sont recommandées. Afin de calculer les pertes et les compensations le long du câble, la fibre optique doit être calibré afin d'obtenir des données de température précises. Afin d'obtenir les informations requises pour la calibration, les mesures doivent être obtenues à deux sections de référence où la température est connue. Deux bains chaud et froid sont utilisés (Fig. 2). Pour chaque bain de calibration, la température est enregistrée indépendamment chaque 15 min en utilisant un RBR solo

Les données sont par la suite traitées afin de calculer la température en utilisant les intensités Stokes et anti-Stokes à partir des sections de référence (bains de calibration) et les algorithmes ''double-ended''.

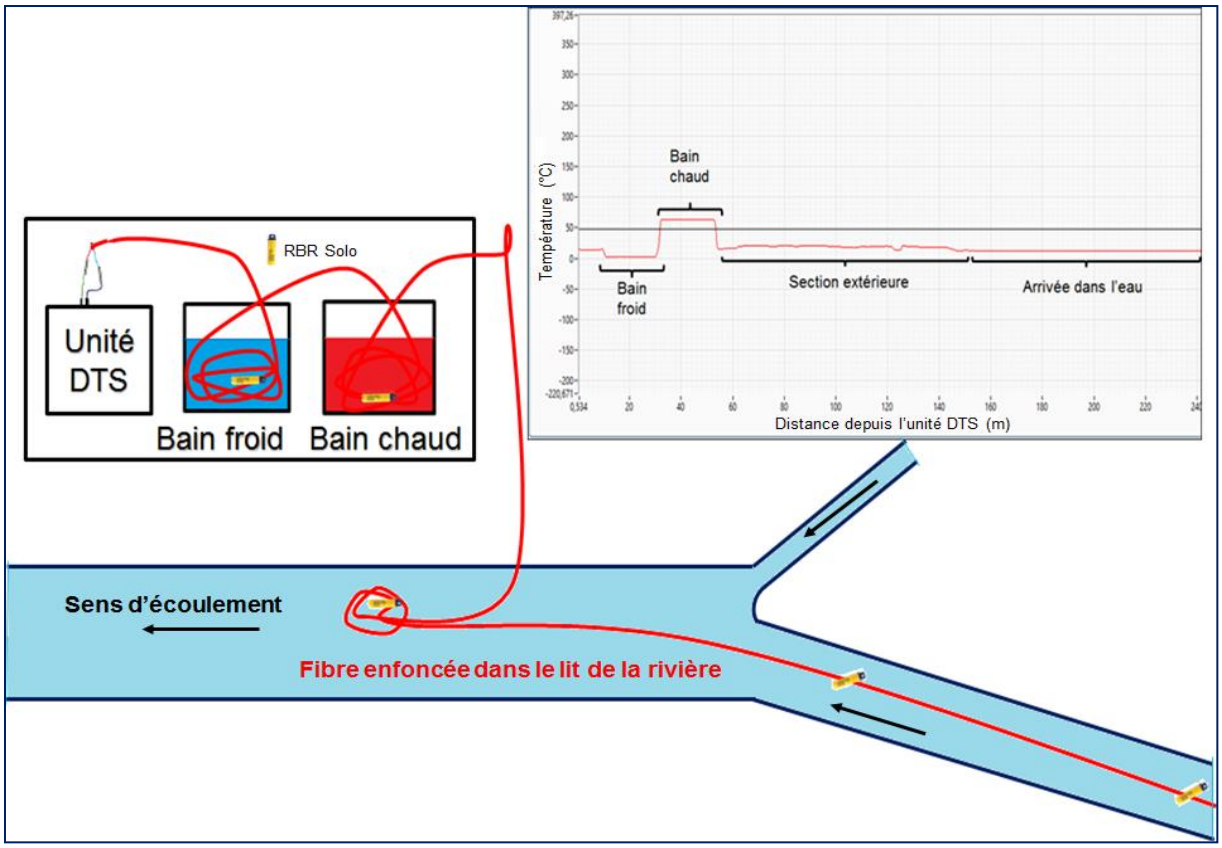

Figure2 : Configuration d'installation de la fibre optique.

En ce qui concerne la méthode d'installation des points mini-MOLONARI le long de la fibre, tout d'abord la méthode consiste à choisir les points d'intérêts en regardant la température sur l'ensemble de la fibre installée et voir si on peut détecter des zones où il y a des pics de température ou bien un changement brusque de température même de quelques degrés, des anomalies de température le long du cours d'eau instrumenté. En tout, huit points ont été implantés le long de la fibre optique.

3. Variation de la température le long de la fibre optique

La Fig. 3 montre les observations de température du lit de la rivière mesurée par la fibre ainsi que des observations de différence de charge et de température dans la rivière et la zone hyporhéique mesurés par les mini-MOLONARI pour deux points installés en amont (juste à côté de la station MOLONARI 3) et en aval du cours d'eau instrumenté pendant une première période entre le 06 novembre et le 25 novembre 2016. La Fig. 4 montre les observations de température du lit de la rivière mesurée par la fibre ainsi que des observations de différence de charge et de température dans la rivière et la zone hyporhéique pour deux points intermédiaires installées pendant une deuxième période entre le 20 mai 2017 et le 10 juillet 2017.

En ce qui concerne la première période, la température du lit de la rivière varie entre 6 °C et 11 °C et elle est presque homogène le long de la fibre. Au niveau du point amont 1, la nappe alimente la rivière la majorité du temps (des fluctuations aux alentours de 2cm). Entre le 13/11/2016 et le 19/11/2016 ; la rivière alimente la nappe (une infiltration allant jusqu'à -5cm). Pendant cette période, l'infiltration est accompagnée par une augmentation de température dans la ZH. Le point aval 2 montre que la rivière alimente la nappe dans la majorité du temps avec une différence de charge qui varie entre -2 cm et -1 cm. Des exfiltrations sont observées entre le 21/11/2016 et le 25/11/2016 qui

peuvent atteindre 1.2 cm. Pendant la deuxième période, la température du lit de la rivière varie entre 10 °C et 20 °C pendant la période d'installation des points mini-MOLONARI alors qu'elle varie entre 30 °C et 40 °C pendant la canicule vers fin juin 2017. Le point 3 montre une alternance entre infiltration et exfiltration avec des valeurs qui varient entre -6 cm et 4 cm alors que le point 4 montre une exfiltration des eaux souterraines la majorité du temps avec une différence de charge qui varie entre 8 et 9 cm.

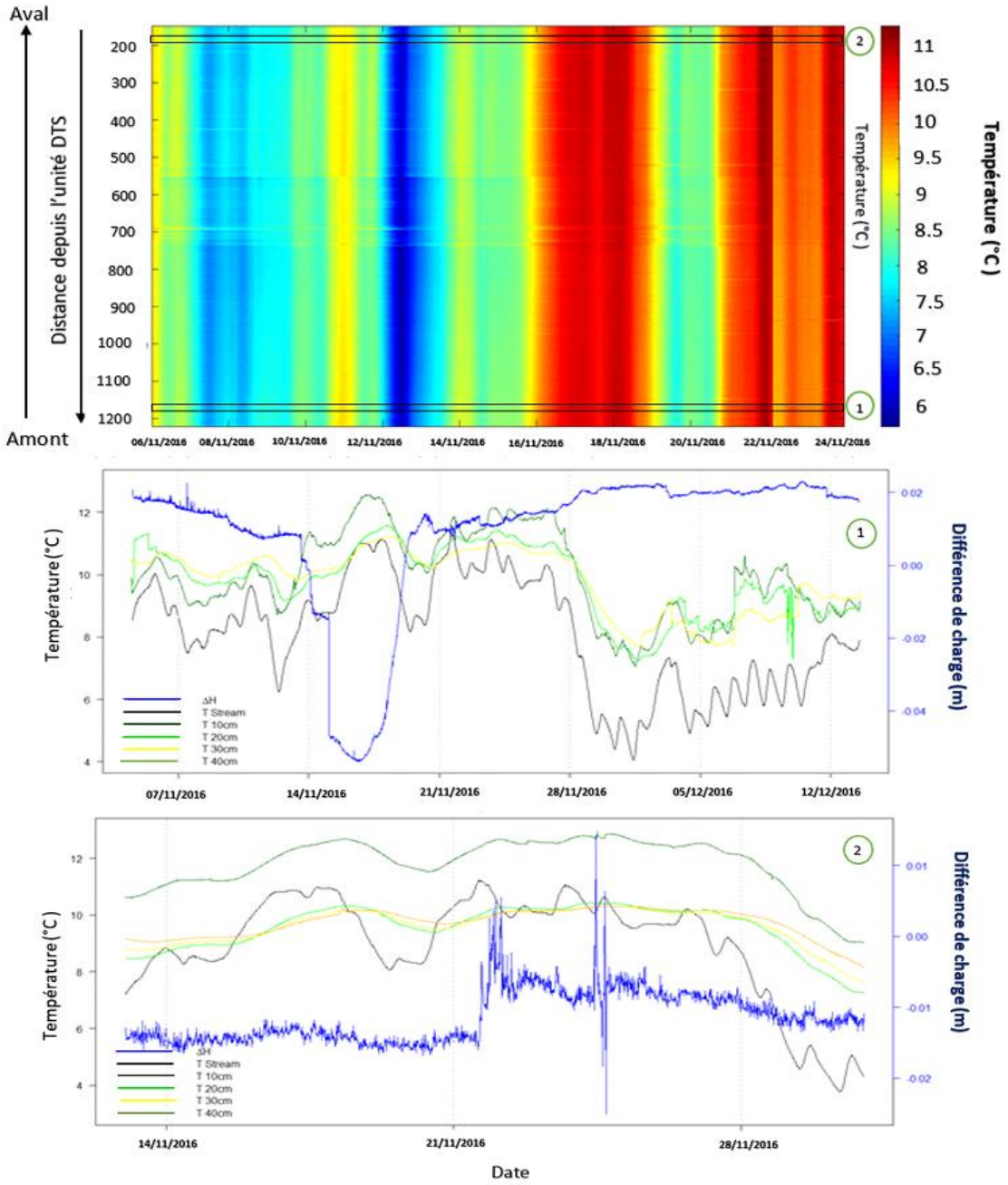

Figure3 : Mesures de température du lit de la rivière mesurée par la fibre optique ainsi et mesures de différence de charge et de température dans la rivière et la zone hyporhéique mesurés par les mini-MOLONARI pour deux points installés en amont (1) et en aval (2) du cours d'eau instrumenté pendant la période du 06 novembre au 25 novembre 2016

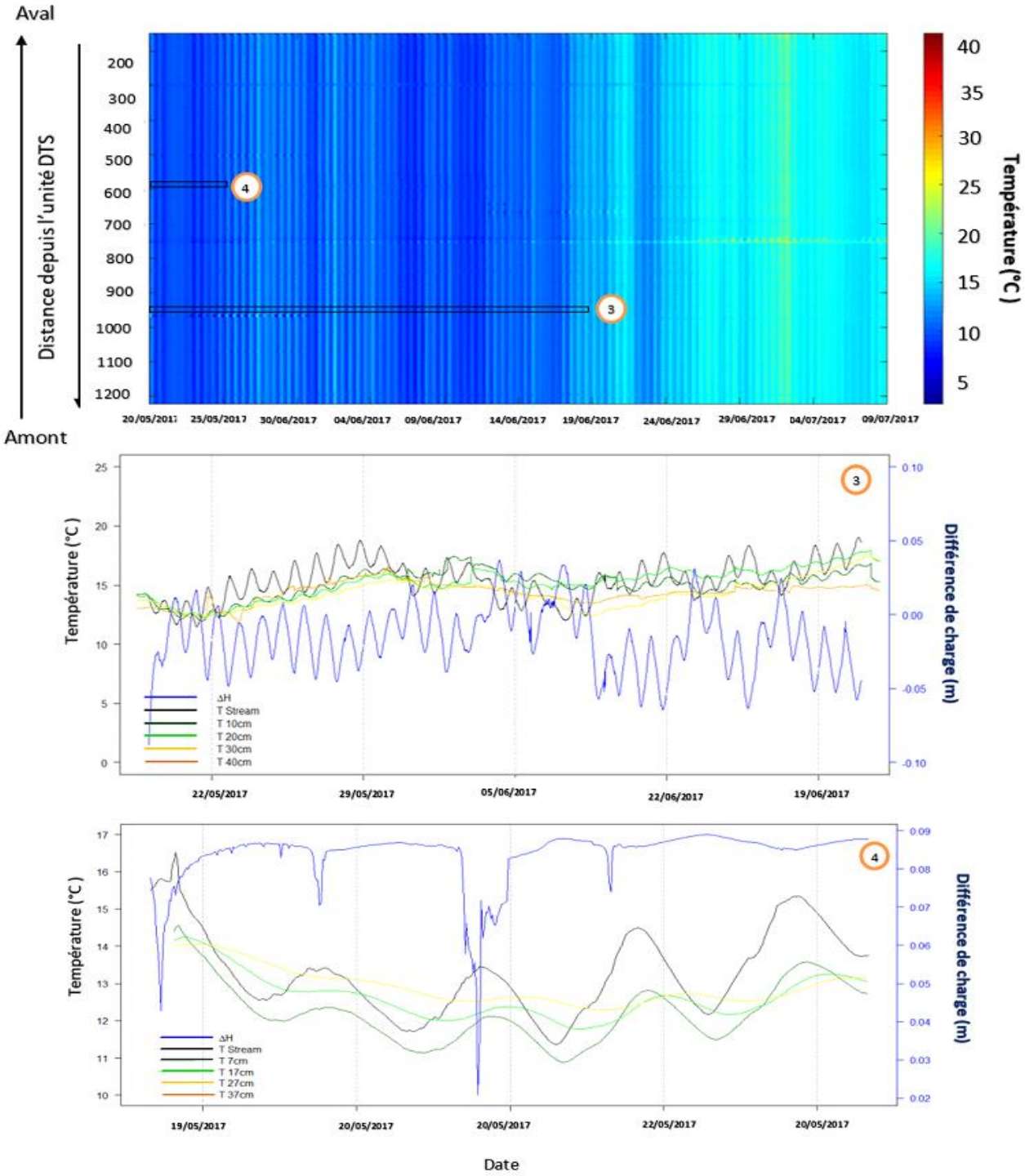

Figure 4 : Mesures de température du lit de la rivière mesurée par la fibre optique ainsi et mesures de différence de charge et de température dans la rivière et la zone hyporhéique mesurés par les mini-MOLONARI pour deux points intermédiaires (3) et (4) installées pendant la période du 20 mai 2017 au 10 juillet 2017.

Annexe 2 : Variation temporelle de la température

1. *Variation de la température en rivière*

Le Tab. 1 présente les moyennes annuelles de température en rivière, les médianes, les températures minimales journalières et annuelles et les températures maximales journalières et annuelles pour les stations Irstea-Fire et les stations Piren-Seine pendant la période (2010-2017).

Tableau 1 : Données de température de cours d'eau pour les stations de mesure Irstea, Fire et Piren Seine pendant la période (2010-2017)

	Nom de la station	Moyenne annuelle (°C)	Médiane (°C)	Valeur maximale annuelle (°C)	Valeur minimale annuelle (°C)
Stations Irstea-Fire	Avenelles	10.95	10.85	12.44 (2014)	5.01 (2010)
	Loge	12.24	12.38	13.48 (2014)	10.92 (2017)
	Melarchez	12.03	12.26	14.08 (2014)	10.18 (2017)
	Theil	11.60	11.68	13.11 (2012)	10.10 (2017)
Stations Piren-Seine	1	11.74	11.5	12.56 (2012)	8.91 (2016)
	2	11.42	11.94	12.17 (2012)	10.63 (2013)
	3	12.08	12.73	12.98 (2014)	6.49 (2016)
	4	11.67	11.99	12.29 (2017)	10.88 (2013)
	5	12.50	12.88	13.55 (2015)	11.72 (2016)

Le Tab. 2 présente les moyennes saisonnières des chroniques de températures du cours d'eau sur les données disponibles entre 2012 et 2017 pour les stations Irstea-Fire et les stations Piren-Seine.

Tableau 2 : Moyennes saisonnières des chroniques de températures du cours d'eau sur les données disponibles entre 2012 et 2017

	Station	Automne (°C)	Hiver (°C)	Printemps (°C)	Eté (°C)
Stations Irstea-Fire	Avenelles	11.99	6.70	10.73	15.94
	Loge	12.50	6.14	11.46	17.21
	Melarchez	12.73	6.49	10.94	16.64
	Theil	12.12	7.45	11.04	16.18
Stations Piren-Seine	1	11.88	5.75	11.01	17.71
	2	12.14	7.36	10.84	14.60
	3	12.33	6.49	10.76	15.85
	4	12.19	6.85	10.75	15.89
	5	11.95	8.59	10.95	16.19

Le Tab. 3 présente les amplitudes saisonnières des chroniques de températures du cours d'eau sur les données disponibles entre 2012 et 2017 pour les stations Irstea-Fire et les stations Piren-Seine.

Tableau 3 : Amplitude saisonnière de température en rivière (2012-2017)

Station	Automne (°C)	Hiver (°C)	Printemps (°C)	Eté (°C)
1	11.60	5.59	15.51	14.90
2	5.55	4.44	7.03	5.18
3	7.31	7.16	7.81	5.65
4	7.87	5.10	8.06	6.07
5	8.37	5.11	8.5	8.61

2. Variation de la Température des eaux souterraines

Le Tab. 4 présente les moyennes annuelles des températures souterraines, les médianes, les températures minimales journalières et annuelles et les températures maximales journalières et annuelles pour les stations Irstea-Fire et les stations Piren-Seine pendant la période (2010-2017).

Tableau 4 : Analyse des températures des piézomètres pour les données disponibles pendant la période (2010-2017)

	Nom de la station	Moyenne annuelle (°C)	Médiane (°C)	Valeur maximale annuelle (°C)	Valeur minimale annuelle (°C)
Stations Irstea-Fire	Loge	10.66	10.47	11.64 (2006)	9.92 (2010)
	Melarchez	11.90	11.71	12.39 (2014)	10.87 (2017)
	Derrier_PZ1	10.78	10.70	11.53 (2016)	10.41 (2010)
	Derrier_PZ2	11.10	11.10	11.29 (2016)	10.89 (2010)
	Granges_PZ3	11.69	11.70	11.97 (2016)	11.52 (2013)
	Chemin (Champigny)	11.10	11.2	11.92 (2008)	10.56 (2013)
	Goins	10.45	10.54	11.00 (2006)	10.04 (2010)
	PZPS1	11.32	11.34	11.46 (2016)	11.19 (2012)
	PZPS2	11.37	11.11	11.79 (2015)	10.75 (2016)
	PZPS2bis	12.55	12.31	13.34 (2012)	11.91 (2013)
	PZPS3	11.57	11.64	12.82 (2014)	10.78 (2015)
Stations Piren-Seine	PZPS4	11.15	11.16	11.31 (2016)	10.97 (2012)
	PZPS5	11.48	11.62	11.87 (2012)	10.81 (2013)
	PZPS6	11.27	11.29	11.50 (2016)	11.06 (2013)
	PZPS7	10.93	10.89	11.28 (2014)	10.33 (2013)
	PZPS8	11.28	11.39	11.63 (2016)	10.63 (2013)
	PZPS9	11.70	11.52	11.95 (2016)	10.96 (2013)
	PZPS10	11.41	10.89	13.86 (2014)	8.89 (2013)
	PZPS11	11.40	11	11.68 (2017)	8.85 (2013)
	PZPS12	11.06	10.92	11.48 (2013)	9.64 (2015)
	PZPS13	11.28	11.04	11.73 (2014)	10.29 (2017)
	PZPS14	10.52	10.57	10.84 (2016)	10.48 (2017)
	PZPS31	11.65	11.44	11.94 (2014)	10.96 (2015)

	PZPS31bis	12.04	11.38	12.59 (2014)	10.81 (2015)
	PZPS34	11.34	11.1	11.83 (2014)	10.32 (2015)
	PZPS34bis	11.88	11.27	12.35 (2013)	9.11 (2014)

Le Tab. 5 présente les moyennes saisonnières des chroniques de températures des eaux souterraines sur les données disponibles entre 2010 et 2017 pour les stations Irstea-Fire et les stations Piren-Seine.

Tableau 5 : Moyennes saisonnières des chroniques de températures des piézomètres sur les données disponibles entre 2010 et 2017

	Station	Automne (°C)	Hiver (°C)	Printemps (°C)	Eté (°C)
Stations Irstea-Fire	Loge	12.68	9.38	8.96	11.92
	Melarchez	13.55	11.91	10.57	11.83
	Derrier_PZ1	12.83	10.16	9.11	11.15
	Derrier_PZ2	11.02	11.21	11.17	11.01
	Granges_PZ3	11.79	12.12	11.56	11.35
	Chemin	11.75	11.62	10.23	10.57
	Goins	11.39	9.85	9.88	10.94
Stations Piren-Seine	PZPS1	11.27	11.34	11.37	11.29
	PZPS2	13.46	9.72	9.41	12.75
	PZPS2bis	14.2	9.45	10.2	15.87
	PZPS3	13.81	7.58	9.5	15.00
	PZPS4	11.11	11.22	11.21	11.09
	PZPS5	12.75	8.79	9.68	14.25
	PZPS6	11.30	11.56	11.23	11.06
	PZPS7	13.54	8.84	8.45	12.71
	PZPS8	13.82	9.67	8.84	12.58
	PZPS9	14.53	10.44	9.09	12.81
	PZPS10	14.55	10.18	8.99	12.56
	PZPS11	14.39	10.05	9.11	12.81
	PZPS12	13.54	8.39	8.90	13.65
	PZPS13	14.02	9.42	8.75	13.27
	PZPS14	12.09	9.74	9.61	10.95
	PZPS31	13.68	10.74	9.90	12.61
	PZPS31bis	14.01	9.86	10.06	14.61
	PZPS34	13.68	9.62	9.38	13.01
	PZPS34bis	13.85	8.58	9.47	15.63

Le Tab. 6 présente les amplitudes saisonnières des chroniques de températures des eaux souterraines sur les données disponibles entre 2010 et 2017 pour les stations Irstea-Fire et les stations Piren-Seine.

Tableau 6 : Amplitudes moyennes (journalières, mensuelles et annuelles) de température de l'aquifère des données entre 2010 et 2017

	Station	Moy_j (°C)	Max_j (°C)	Moy_m (°C)	Max_m (°C)	Moy_a (°C)	Min_a (°C)	Max_a (°C)
Stations Fire-Irstea	Loge	0.06	4.53	0.47	4.77	3.03	1.48 (2010)	7.07 (2016)
	Melarchez	0.09	2.21	0.59	2.75	2.78	1.92 (2013)	3.18 (2016)
	Derrier_PZ1	0.02	0.9	0.39	1.15	2.41	2.10 (2014)	3.05 (2009)
	Derrier_PZ2	0.006	0.25	0.04	0.26	0.22	0.1 (2012)	0.35 (2015)
	Granges_PZ3	0.008	5.1	0.12	5.1	1.03	0.4 (2012)	5.1 (2010)
	Chemin	0.019	2.1	0.26	2.55	1.59	0.7 (2010)	2.85 (2008)
	Goins	0.05	1.67	0.29	2.63	1.66	0.84 (2010)	3.35 (2016)
Stations Piren-Seine	PZPS1	0.01	3.14	0.08	3.15	0.74	0.10 (2012)	3.15 (2017)
	PZPS2	0.04	2.32	0.53	2.36	3.41	2.59 (2014)	4.22 (2013)
	PZPS2bis	0.08	1.51	0.89	2.38	5.17	4.13 (2012)	5.91 (2017)
	PZPS3	0.05	0.69	0.82	2.1	5.61	3.99 (2014)	6.47 (2012)
	PZPS4	0.007	1.80	0.05	1.94	0.42	0.05 (2017)	1.94 (2016)
	PZPS5	0.37	1.21	1.80	1.21	7.86	4.91 (2016)	11.54 (2017)
	PZPS6	0.014	0.39	0.08	0.40	0.44	0.29 (2017)	0.58 (2016)
	PZPS7	0.03	0.63	0.54	1.35	3.83	3.19 (2014)	4.17 (2012)
	PZPS8	0.029	0.46	0.51	1.4	3.49	3.05 (2014)	3.71 (2012)
	PZPS9	0.05	0.19	0.73	0.215	5.32	4.33 (2014)	7.96 (2013)
	PZPS10	0.03	0.41	0.42	1.15	2.74	2.06 (2014)	3.64 (2017)
	PZPS11	0.031	0.57	0.46	1.35	3.21	2.32 (2013)	3.67 (2017)
	PZPS12	0.05	1.10	0.69	1.72	4.49	2.92 (2015)	5.87 (2017)
	PZPS13	0.09	0.85	0.62	1.46	4.20	3.83 (2014)	4.56 (2017)
	PZPS14	0.016	0.09	0.24	0.64	1.41	0.87 (2016)	1.96 (2017)
	PZPS31	0.05	0.31	0.42	0.99	2.59	2.06 (2015)	3.15 (2013)
	PZPS31bis	0.09	5.71	0.91	6.71	5.70	3.92 (2014)	9.60 (2015)
	PZPS34	0.07	1.74	0.58	1.91	3.38	2.61 (2015)	4.32 (2017)

Moy_j : Amplitude moyenne journalière, Max_j : Amplitude maximale journalière, Moy_m : : Amplitude moyenne mensuelle, Max_m : Amplitude maximale mensuelle, Moy_a : Amplitude moyenne annuelle, Min_a : Amplitude minimale annuelle ; Max_a : Amplitude maximale annuelle.

3. *Température de l'eau dans la zone hyporhéique*

La Fig. 3 et la Fig. 4 présente les variations de la température à différentes profondeurs de la zone hyporhéique au niveau des cinq stations MOLONARI

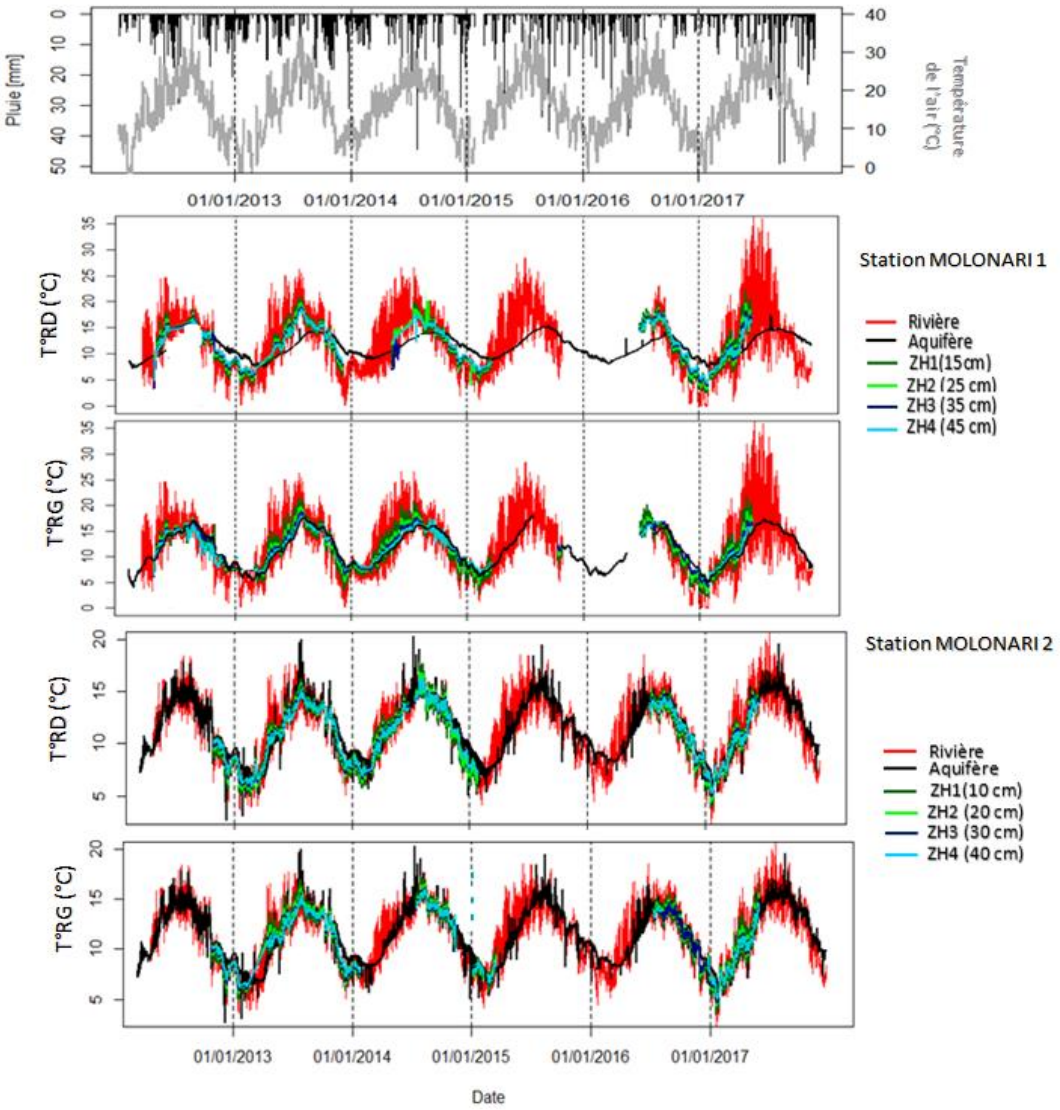

Figure 3 : Chroniques de températures observées à différentes profondeurs de la ZH au niveau des stations MOLONARI amont 1 et 2.

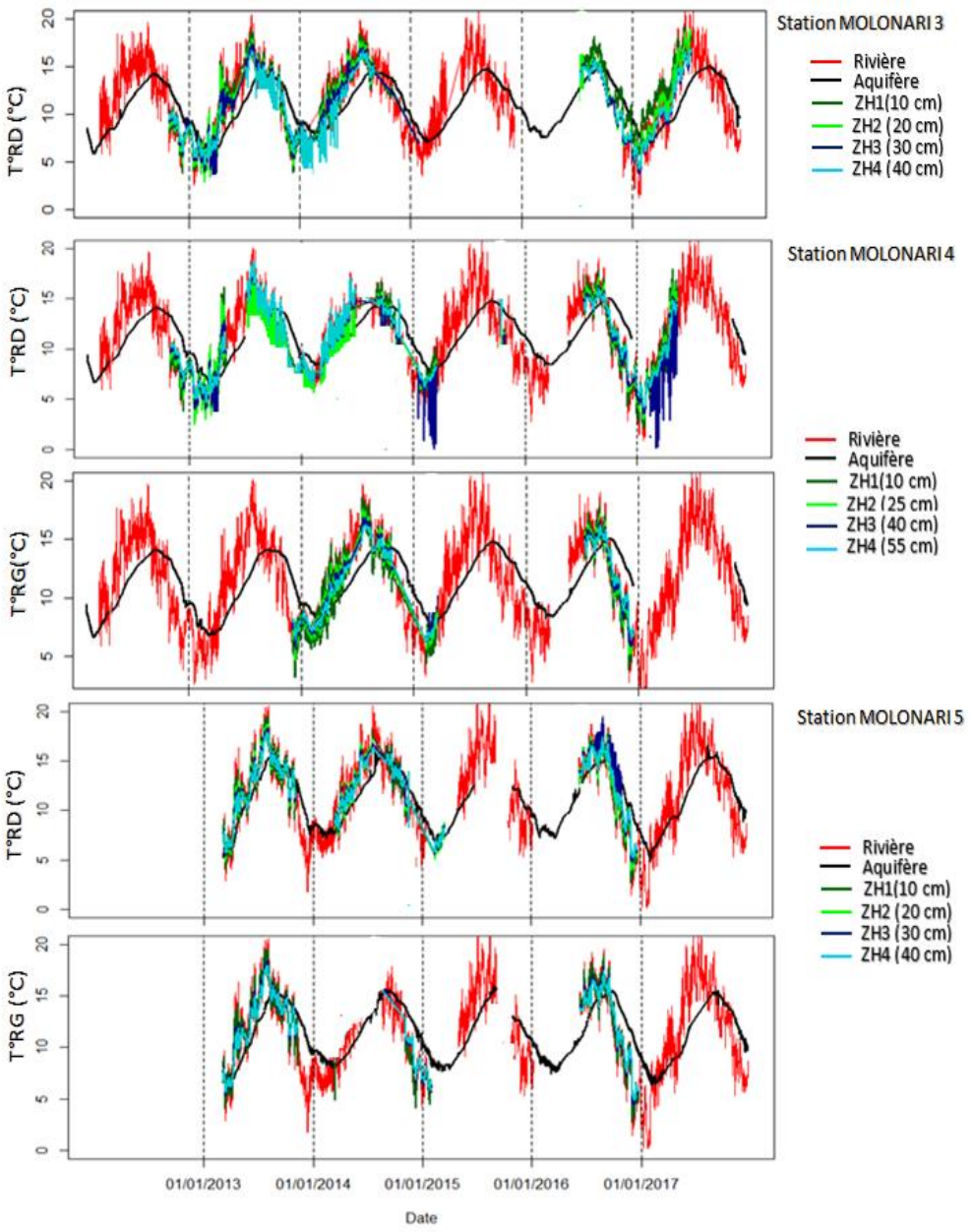

Figure 4 : Chroniques de températures observées à différentes profondeurs de la ZH au niveau des stations MOLONARI intermédiaires 3 et 4 et aval

Annexe 3 : Résultats des calibrations et des validations des simulations des stations MOLONARI

1. Calibration des sections MOLONARI

Les Fig. 1, Fig. 2, Fig. 3, Fig. 4, Fig. 5, Fig. 6, Fig. 7 et Fig. 8 présentent une Comparaison entre les températures simulées et les températures observées à différentes profondeurs de la ZH au niveau des stations MOLONARI 1,2,4 et 5 Les températures sont comparées en premier lieu en cas d'une infiltration, ensuite en cas d'exfiltration pour validation.

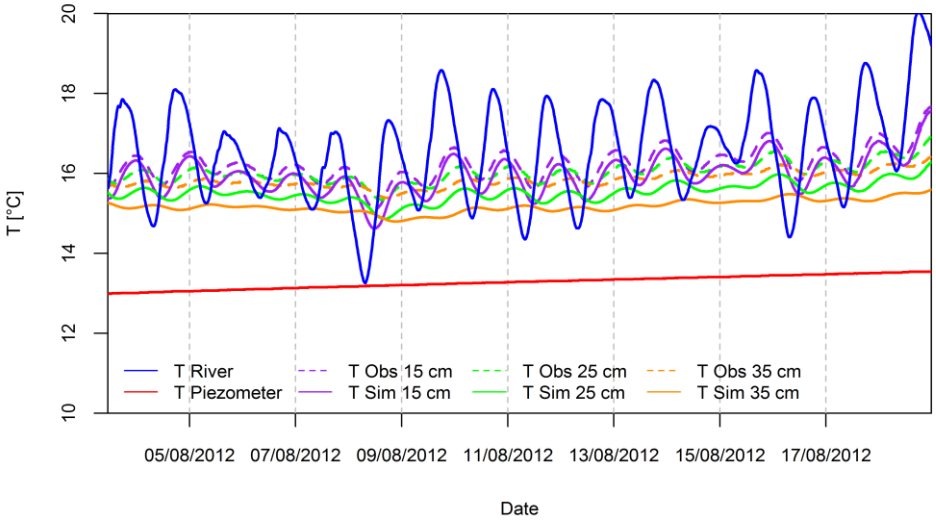

Figure1 : Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 1 (Calibration dans le cas d'une infiltration)

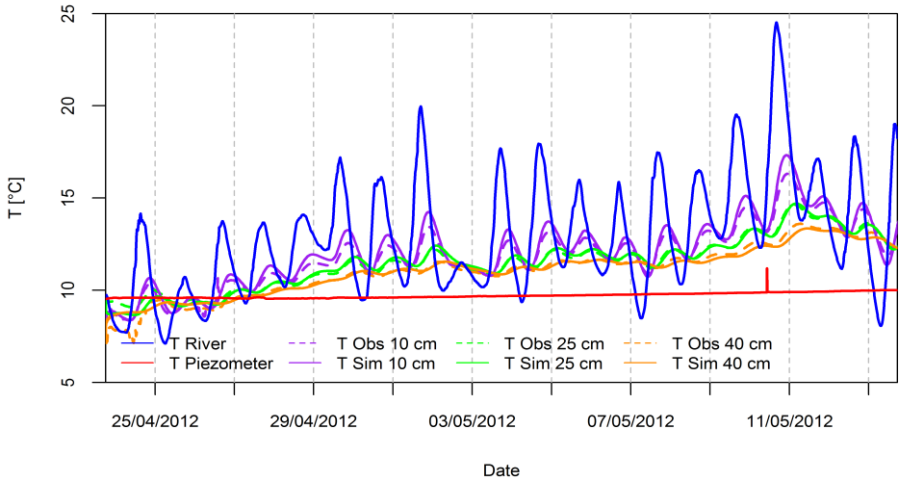

Figure 2 : Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 1 (Validation dans le cas d'une exfiltration)

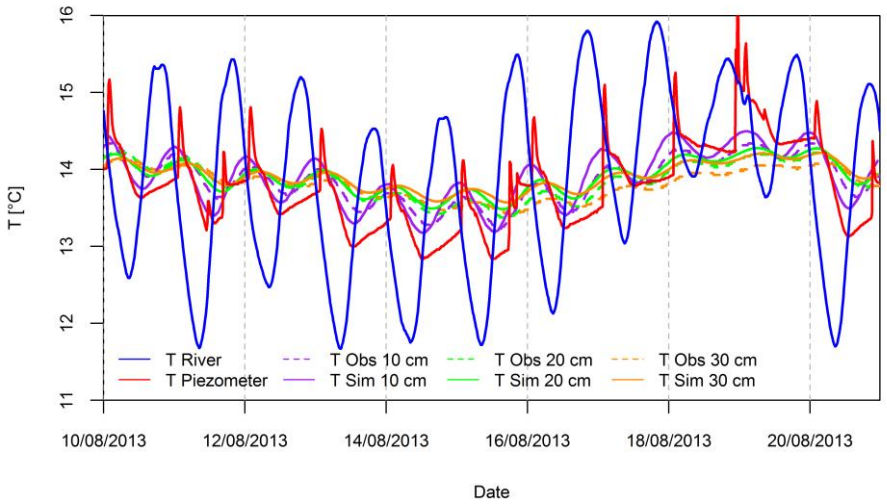

Figure 3 : Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 2 (Calibration dans le cas d'une infiltration)

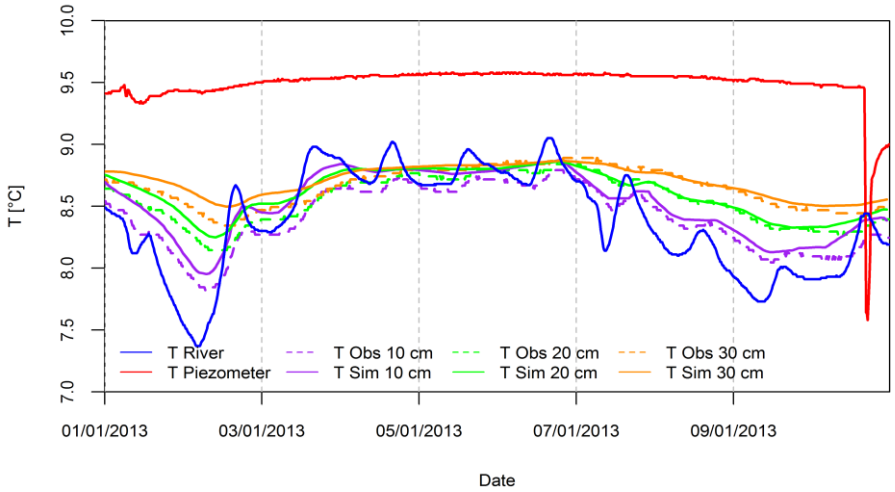

Figure4 : Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 2 (Validation dans le cas d'une exfiltration)

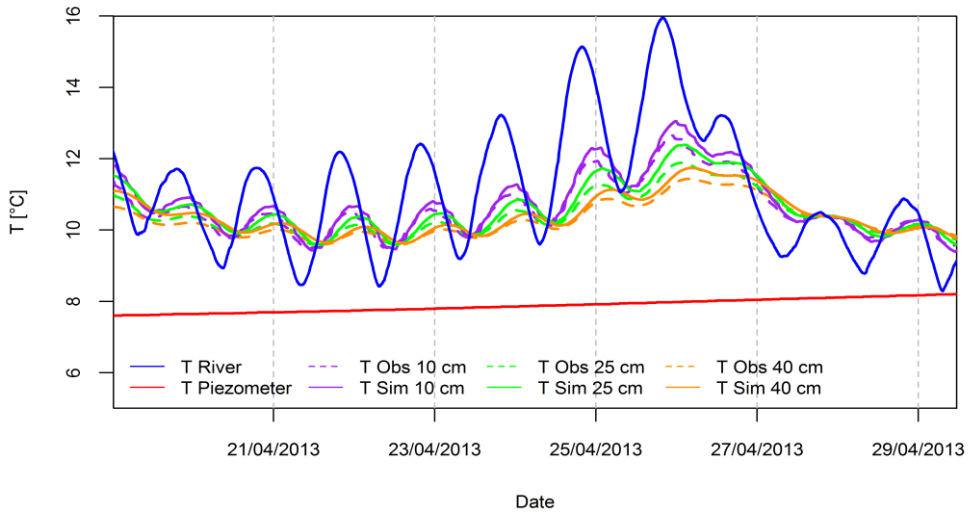

Figure 5 : Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 4 (Validation dans le cas d'une infiltration)

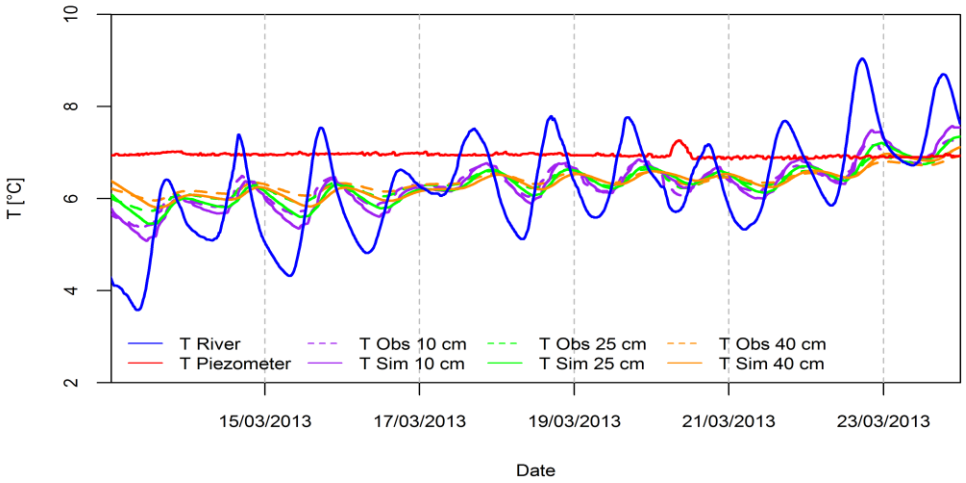

Figure 6 : Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 4 (Validation dans le cas d'une exfiltration)

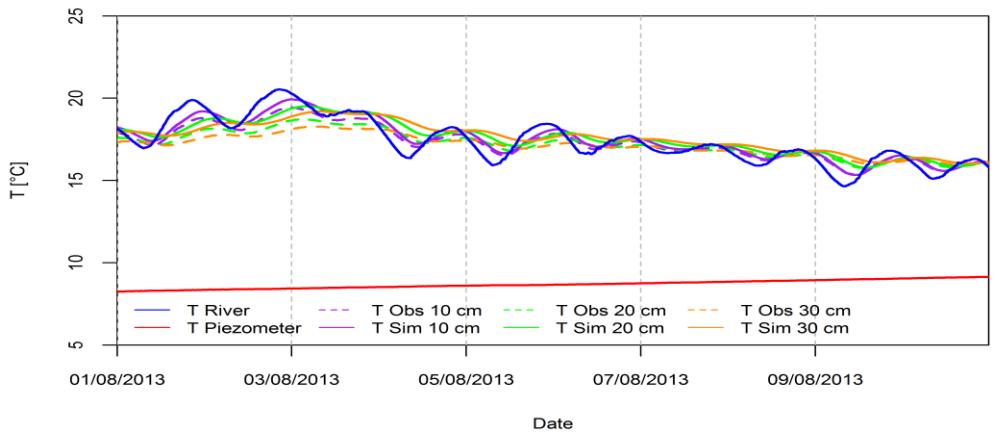

Figure 7 : Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 5 (Calibration dans le cas d'une infiltration)

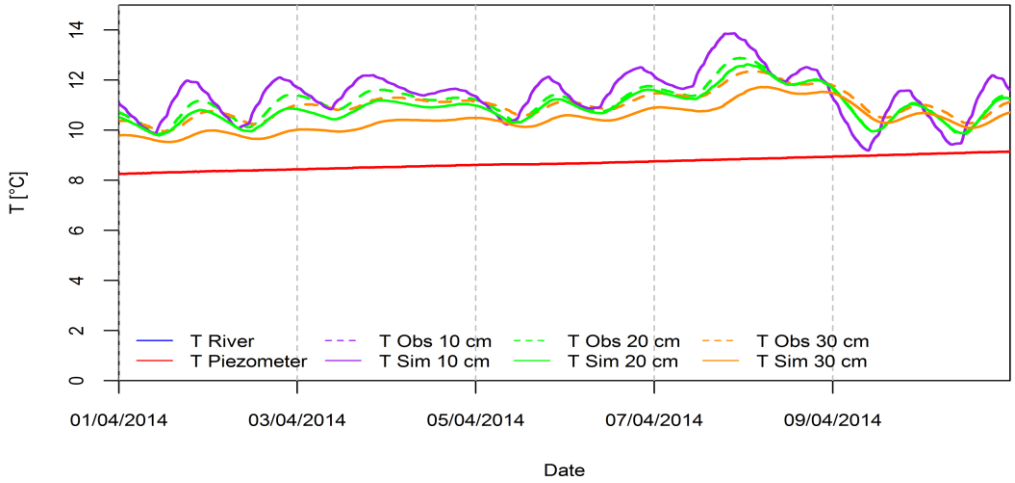

Figure 8 : Comparaison entre les températures simulées (trait continu) et les températures observées (trait pointillé) à différentes profondeurs de la ZH de la section 5 (Validation dans le cas d'une exfiltration

2. Paramètres hydrodynamiques et thermique calibrés des sections MOLONARI

Les Tab. 1, Tab. 2, Tab. 3 et Tab. 4 présentent les paramètres hydrothermiques calibrés au niveau des stations MOLONARI 1, 2, 4 et 5 utilisés pour la modélisation hydrothermiques 2D.

Tableau 1 : 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	0.001	0.002
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

Tableau 2 : 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	0.001	0.002
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

Tableau 3 : 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	0.001	0.0015
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

Tableau 4 : 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	0.002	0.002
Capacité calorifique volumétrique du milieu poreux ($J.m^{-3}.K^{-1}$)	2.10^{6}	$1.5.10^{6}$	$2.5.10^{6}$	$2.5.10^{6}$
Conductivité thermique du milieu poreux ($W.\ m^{-1}.K^{-1}$)	2.5	1.5	3.5	1.5

Références bibliographiques

Anderson, J.M., Wilson, S.B., 1984. The physical basis of current infrared remote-sensing techniques and the interpretation of data from aerial surveys. International Journal of Remote Sensing 1–18.

Anderson, M.P., 2005. Heat as a Ground Water Tracer. Ground Water 43, 951–968.

Anderson, W.P., Storniolo, R.E., Rice, J.S., 2011. Bank thermal storage as a sink of temperature surges in urbanized streams. Journal of Hydrology 409, 525–537.

Anibas, C., 2011. Heat as a tracer for groundwater-surface water interaction.

Anibas, C., Buis, K., Verhoeven, R., Meire, P., Batelaan, O., 2011. A simple thermal mapping method for seasonal spatial patterns of groundwater-surface water interaction. Journal of Hydrology 397, 93–104.

Anibas, C., Fleckenstein, J.H., Volze, N., Buis, K., Verhoeven, R., Meire, P., Batelaan, O., 2009. Transient or steady-state? Using vertical temperature profiles to quantify groundwater-surface water exchange. Hydrological Processes 23, 2165–2177.

Arrigoni, A.S., Poole, G.C., Mertes, L.A.K., O'Daniel, S.J., Woessner, W.W., Thomas, S.A., 2008. Buffered, lagged, or cooled? Disentangling hyporheic influences on temperature cycles in stream channels. Water Resourses Research 44, W09418.

Aster, R., Borchers, B., Thurber, C.H., 2005. Parameter estimation and inverse problems. Elsevier, Amsterdam.

Baratelli, F., Flipo, N., Moatar, F., 2016. Estimation of distributed stream-aquifer exchanges at the regional scale using a distributed model: sensitivity to in-stream water level fluctuations, riverbed elevation and roughness. Journal of Hydrology 542, 686–703.

Bastola, H., Peterson, E.W., 2015. Heat tracing to examine seasonal groundwater flow beneath a low-gradient stream in rural central Illinois, USA. Hydrogeology Journal 24, 181–194.

Bastola, H., Peterson, E.W., 2016. Heat tracing to examine seasonal groundwater flow beneath a low-gradient stream in rural central Illinois, USA. Hydrogeology Journal 24, 181–194.

Bear, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier.

Beaufort, A., Moatar, F., Curie, F., Ducharne, A., Bustillo, V., Thiery, D., 2016. River temperature modelling by strahler order at the regional scale in the Loire river basin, France. River Res. Applic. 32, 597–609.

Bencala, K.E., 2000. Hyporheic zone hydrological processes. Geological Survey Circular 2798, 2797–2798.

Beven, K.J., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. Advances in Water Resources 16, 41–51.

Birkel, C., Soulsby, C., Irvine, D.J., Malcolm, I., Lautz, L.K., Tetzlaff, D., 2015. Heat-based hyporheic flux calculations in heterogeneous salmon spawning gravels. Aquatic Sciences 78, 203–213.

Bogan, T., Mohseni, O., Stefan, H.G., 2003. Stream temperature-equilibrium temperature relationship. Water Resources Research 39.

Bouletreau, S., Lyautey, E., Dubois, S., Compin, A., Delattre, C., Touron-Bodilis, A., Mastrorillo, S., Garabetian, F., 2014. Warming-induced changes in denitrifier community structure modulate the ability of phototrophic river biofilms to denitrify. Sciences of Total Environment 466-467, 856–863.

Bouletreau, S., Salvo, E., Lyautey, E., Mastrorillo, S., 2012. Temperature dependence of denitrification in phototrophic river biofilms. Science of the Total Environment 416, 323–328.

Boulton, A.J., 2000. Streams and Ground Waters. Academic Press, London, Ch.

Boulton, A.J., Findlay, S., Marmonier, P., Stanley, E.H., Valett, H.M., 1998. The fonctional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. New York 59–81.

Boyd, M., Kasper, B., 2003. Analytical methods for dynamic open channel heat and mass transfer: methodology for the Heat Source Model Version 7.0. Watershed Sciences Inc., Portland, OR, USA.

Bravo, H.R., Jiang, F., Hunt, R.J., 2002. Using groundwater temperature data to constrain parameter estimation in a groundwater flow model of a wetland system. Water Resources 38.

Bredehoeft, J.., Papadopulos, I.., 1965. Rates of vertical groundwater movement estimated for the earth's thermal profile. Water Resources research 1, 325–328.

Briggs, M.A., Buckley, S.F., Bagtzoglou, A.., Werkema, D.., Jr, J.. L., 2016. Actively heated high resolution fiber optic distributed temperature sensing to quantify streambed flow dynamics in zones of strong groundwater upwelling. Water Resour. Res 52, 5179–5194.

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, 1277–1290.

Brookfield, A.E., Sudicky, E.A., 2013. Implications of Hyporheic Flow on Temperature-Based Estimates of Groundwater/Surface Water Interactions. Journal of Hydrologic Engineering 18, 1250–1261.

Brookfield, A.E., Sudicky, E.A., Park, Y.-J., Conant, B., 2009. Thermal transport modelling in a fully integrated surface/subsurface framework. Hydrological Processes 23, 2150–2164.

Brunke, M., Gonser, T., 1997. The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. Freshwater Biology 37, 1–33.

Caissie, D., 2006. The thermal regime of rivers: a review. Freshwater Biology 51, 1389–1406.

Caissie, D., Kurylyk, B.L., St-Hilaire, A., El-Jabi, N., MacQuarrie, K.T.., 2014. Streambed temperature dynamics and corresponding heat fluxes in small streams experiencing seasonal ice cover. Journal of Hydrology 519, 1441–1452.

Caissie, D., Luce, C.H., 2017. Quantifying streambed advection and conduction heat fluxes. Water Resourses Research 53, 1595–1624.

Campbell, G.S., Calissendorff, C., Williams, J.H., 1991. Probe for measuring soil specific heat using a heat pulse method. Soil Sci. Soc. Am. J. 55, 291–293.

Campinchi, J., Morisseau, M., 1983. Etude bibliographique en vue du renforcement de l'alimentation en eau potable (haute vallée du grand morin) (No. 27 pages). BRGM.

Cardenas, M.B., Wilson, J.L., 2007. Effects of current-bed form induced fluid flow on the thermal regime of sediments. Water Resourses Research 43, W08431.

Carter, K., 2005. The Effects of Temperature on Steelhead Trout, Coho Salmon, and Chinook Salmon Biology and Function by Life Stage: Implications for Klamath Basin TMDLs. California Regional Water Quality Control Board North Coast Region.

Cartwright, K., 1970. groundwater discharge in the Illinois Basin as suggested by temperature anomalies. Water Resources research 6.

Cartwright, K., 1974. Tracing shallow groundwater systems by soil temperatures. Water Resources Research 10, 847–855.

Caruso, A., Boano, F., Ridolfi, L., Chopp, D.L., Packman, A., 2017. Biofilm-induced bioclogging produces sharp interfaces in hyporheic flow, redox conditions, and microbial community structure. Geophys. Res. Lett. 44, 4917–4925.

Chapman, T., 1996. Common unigraphs for sets of runoff events. Part 1 : Inigraph identification from streamflow data. Hydrological Processes 10, 773–782.

Chou, P., 2009. Modelling water exchange in the hyporheic zone between river and aquifer by laboratory experiments and numerical simulations.

Chutter, F.M., 1975. Hydrobiological studies in the catchment of Vaal Dam, South Africa. Part 1. River zonation and the benthic fauna. Int. Rev. Hydrobiol 55, 445–494.

Clark, S.P., 1966. Handbook of Physical Constants, in: Clark, S.P. (Ed.), Geological Society of America.

Claudy, P., 2005. Analyse calorimétrique différentielle. Théorie et applications de la d.s.c. Paris.

Conant, B., 2004. Delineating and Quantifying Ground Water Discharge Zones Using Streambed Temperatures. Ground Water 42, 243–257.

Constantz, J., 1998. Interaction between stream temperature , streamflow , and groundwater exchanges in alpine streams 34, 1609–1615.

Constantz, J., 2008a. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. Water Resourses Research 44, 1–20.

Constantz, J., 2008b. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. Water Resources Research, 44.

Constantz, J., M.H. Cox, and, Su, G.W., 2003. Comparison of heat and bromide as ground water tracers near streams. groundwater 41, 674–656.

Constantz, J., Stewart, A.E., Niswonger, R., Sarma, L., 2002. Analysis of temperature profiles for investigating stream losses beneath ephemeral channels. Water Resourses Research 38-12, 1316.

Cozzetto, K., McKnight, D., Nylen, T., Fountain, A., 2006. Experimental investigations into processes controlling stream and hyporheic temperatures, Fryxell Basin, Antarctica. Advances in Water Resources 29, 130–153.

Cranswick, R.., Cook, P.G., Lamontagne, S., 2014. Hyporheic zone exchange fluxes and residence times inferred from riverbed temperature and radon datae. Journal of Hydrology 519, 1870–1881.

Cucchi, K., Rivière, A., Baudin, A., Berrhouma, A., Durand, V., Rejiba, F., Rubin, Y., Flipo, N., 2018. LOMOS-mini: a coupled system quantifying transient water and heat exchanges in streambeds. Journal of Hydrology 1037–1047.

Cuthbert, M., Mackay, R., 2013. Impacts of nonuniform flow on estimates of vertical streambed flux. Advances in Water Resources 49, 19–289.

Dalla Santa, G., Peron, F., Galgaro, A., Cultrera, M., Bertermann, D., Mueller, J., Bernardi, A., 2017. Laboratory Measurements of Gravel Thermal Conductivity: An Update Methodological Approach. Energy Procedia 125, 671–677.

De Falco, N., Boano, F., Bogler, A., Bar-Zeev, E., Arnon, S., 2018. Influence of Stream-Subsurface Exchange Flux and Bacterial Biofilms on Oxygen Consumption Under Nutrient-Rich Conditions. J. Geophys. Res.: Biogeosciences 123, 2021–2034.

Deming, D., 2002. Introduction to Hydrogeology. McGraw Hill, New York.

deVries, D.A., 1963. Thermal Properties of Soils; Physics of Plant Environment. John Wiley and Sons, NY.

Di Sipio, E., Chiesa, S., Destro, E., Galgaro, A., Giaretta, A., Gola, G., Manzella, A., 2013. Rock Thermal Conductivity as Key Parameter for Geothermal Numerical Models. Energy Procedia 40, 87–94.

DiSipio, E., S.Chiesa, Destro, E., Galgaro, A., Giaretta, A., Gola, G., Manzella, A., 2013. Rock Thermal Conductivity as Key Parameter for Geothermal Numerical Models. Energy Procedia 40, 87–94.

Doherty, J., 2016. PEST Model-Independent Parameter Estimation (No. 6th ed.). Watermark Numer. Comput., Brisbane, Australia.

Domenico, P.A., Schwartz, F.W., 1990. Physical and Chemical Hydrogeology. John Wiley & Sons.

Domenico, P.A., Schwartz, F.W., 1998. Physical and Chemical Hydrogeology (2nd ed.). John Wiley & Sons.

Donald, G., Wigham, J.., 2009. Chapitre VII: Etude générale du Ruissellement et de la précipitation.

Dugdale, S.J., Hannah, D.M., Malcolm, I.A., 2017. River temperature modelling: A review of process-based approaches and future directions. Earth-Science Reviews 175, 97–113.

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, 19–25.

Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarch, G., Lesaffre, B., Martin, E., 2013. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. A. of Glaciol. 18, 65–71.

Eckhardt, N., 2005. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. Hydrological Processes 19, 507–515.

Eckhardt, N., 2008. A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. Journal of Hydrology 352, 168–173.

Engeler, I., Franssen, H.J.H., Müller, R., Stauffer, F., 2011. The importance of coupled modelling of variably saturated groundwater flow-heat transport for assessing river-aquifer interactions. Journal of Hydrology 397, 295–305.

Evans, E.., Petts, G.., 1997. Hyporheic temperature patterns within riffles. Hydrologic Sciences 42, 199–213.

Evans, E.C., Greenwood, M.T., Petts, G.E., 1995. Thermal profiles within river beds. Hydrological Processes 9, 19–25.

Evans, E.C., McGregor, G.R., Petts, G.E., 1998. River energy budgets with special reference to river bed process. Hydrological Processes 4, 575–595.

Farahani, M., Gogolla, T., 1999. Spontaneous Raman scattering in optical fibers with modulated probe light for distributed temperature Raman remote sensing. Journal of Lightwave Technology 17, 1379–1391.

Ferguson, G., Bense, V., 2011. Uncertainty in 1D heat-flow analysis to estimate groundwater discharge to a stream. Ground water 49, 336–47.

Fernald, A.G., Wigington, P.J., Landers, D.H., 2001. Transient storage and hyporheic flow along the Willamette River, Oregon: Field measurements and model estimates. Water Resour. Res. 37, 1681–1694.

Findlay, S., 1995. Importance of surface-subsurface exchange in stream ecosystems: the hyporheic zone. Limnology and Oceanography 40, 159–164.

Findlay, S., Sobczak, W.V., 2000. Microbial communities in hyporheic sediments. Academic Press, London, Ch.

Flipo, N., Mouhri, A., Labarthe, B., Biancamaria, S., Rivière, A., Weill, P., 2014. Continental hydrosystem modelling : the concept of nested stream-aquifer interfaces. Hydrology and Earth System Sciences 18, 3121–3149.

Flipo, N., Rabouille, C., Poulin, M., Even, S., Tusseau-Vuillemin, M.H., Lalande, M., 2007. Primary production in headwater streams of the Seine basin: the Grand Morin case study. Sciences of Total Environment 375, 98–109.

Fraser, B.G., Williams, D.D., 1997. Seasonal Boundary Dynamics of a Groundwater/Surface-Water Ecotone. Ecology 79, 2019–2031.

Fuller, C.., Harvey, J.., 2000. Reactive uptake of trace metals in the hyporheic zone of a mining-contaminated stream, Pinal Creek, Arizona. Enivronmental Science & Technology 1150–1155.

G.Box, G.Jenkins, Reinsel, G., 1994. Time Series Analysis : Forecasting and Control. Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, NJ, USA, third edition.

Galéa, G., Prudhomme, C., 1997. Basic notions and useful concepts for understanding the modeling of flood regimes of basins in QdF models. Revue des Sciences de l'Eau 10, 83–101.

Gauthier, J., 1993. Modélisation de transport de chaleur en milieu poreux:Application à un système de pompage géothermique avec stockage d'énergie en aquifère.

Gauthier, S., 2012. Caractérisation thermique de la matière par la méthode 3w.

Gibert, J., Dole-Olivier, M.., Marmonier, P., VERVIER, P., 1990. Surface water/groundwater ecotones. Environ.Manage 27, 199–225.

Goblet, P., 1981. Modélisation des transferts de masse et d'énergie en aquifère.

Goblet, P., 2010. Programme METIS - Simulation d'écoulement et de transport miscible en milieu poreux et fracturé - Notice de conception mise à jour le 6/09/10. Centre de Géosciences - Ecole des Mines de Paris.

Goblet, P., 2011. Modélisation du transfert de masse et d'énergie en aquifère: des approches numériques aux applications.

Goblet, P., 2012. Modélisation des transferts de masse et d'énergie en aquifère : Des approches numériques aux applications. Académie de Paris, Université Pierre et Marie Curie, mémoire des Sciences de la Terre.

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 420-421, 142–158.

Gorman, P.D., 2004. Spatial and temporal variability of hydraulic properties in the Russian River streambed.

Goto, S., Yamano, M., Kinoshita, M., 2005. Thermal response of sediment with vertical fluid flow to periodic temperature variation at the surfaces. Journal of geophysical research 110.

Greswell, R., Ellis, P., Cuthbert, M., White, R., Durand, V., 2009. The design and application of an inexpensive pressure monitoring system for shallow water level measurement, tensiometry and piezometry. Journal of Hydrology 373, 416–425.

Grimm, N.B., Fisher, S.G., 1984. Exchange between surface and interstitial water: implications for stream metabolism and nutrient. Hydrobilogia 111, 219–228.

Halloran, L.J.., Roshan, H., Rau, G.C., Andersen, M.S., Acworth, R.., 2016. Improved spatial delineation of streambed properties and water fluxes using distributed temperature sensing. Hydrological Processes 30, 2686–2702.

Hannah, D.M., Malcolm, I.A., Soulsby, C., Youngson, A.F., 2004. Heat exchanges and temperatures within a salmon spawning stream in the Cairngorms, Scotland: Seasonal ans sub-seasonal dynamics. River Res. Applic. 20, 635–652.

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, 919–940.

Harvey, J., Gooseff, M., 2015. River corridor science: Hydrologic exchange and ecological consequences from bedforms to basins. Water Resourses Research 51, 6893–6922.

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 Resourses Research 42, W10410.

Hausner, M.., Suarez, F., Glander, K.., Giesen, N.V.., Selke, J.S., Tyler, S.., 2011. Calibrating Single-Ended Fiber-Optic Raman Spectra Distributed Temperature Sensing Data. Sensors 11, 859–879.

Hayashi, M., Rosenberry, D., 2014. Heat as a Tool for Studying the Movement of Ground Water near Streams. University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada/ U.S. Geological Survey, Denver, Colorado, USA.

Heath, R.C., 1983. Basic ground-water hydrology. U.S. Geological Survey.

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, 2439–2455.

Hendricks, S.P., White, D.S., 1988. Hummocking in lotic Chara: observations on alterations of hyporheic temperature patterns. Aquatic. Botany 31, 13–22.

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, 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, 355–367.

Hillel, D., 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press, New York.

Hillel, D., 1982. Introduction to soil physics. Academic Press, Orlando, FL.

Hondzo, M., Stefan, H.G., 1994. Riverbed heat conduction prediction. Water Resources Research 30, 1503–1513.

Hopmans, J.W., Simunek, J., Bristow, K.L., 2002. Indirect estimation of soil thermal properties and water flux using heat pulse probe measurements: Geometry and dispersion effects. WATER RESOURCES RESEARCH 38, 1444–1454.

Horai, K., Simmons, G., 1969. Thermal conductivity of rock forming minerals. Earth and Planet Science Letters 359–368.

Horai, K.., 1971. Thermal conductivity of rock forming minerals. Journal of geophysical research 76.

Irvine, D.J., Briggs, M.A., Lautz, L.K., Gordon, R.P., McKenzie, J.M., Cartwright, I., 2016. Using Diurnal Temperature Signals to Infer Vertical Groundwater-Surface Water Exchange. groundwater 55, 10–26.

Irvine, D.J., Lautz, L.K., Briggs, M.A., Gordon, R.P., McKenzie, J.M., 2015. Experimental evaluation of the applicability of phase, amplitude, and combined methods to determine water flux and thermal diffusivity from temperature time series using VFLUX 2. Journal of Hydrology 531, 728–737.

Ivrine, D., Briggs, M., Lautz, L., Cartwright, I., 2016. Using Diurnal Temperature Signals to Infer Vertical Groundwater Surface Water Exchange. Ground Water Journal.

Jury, W.A., Horton., R., 2004. Soil Physics. John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey.

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, 1–16.

Keshari, A.K., Koo, M.H., 2007. A numerical model for estimating groundwater flux from subsurface temperature profiles. Hydrological Processes 21, 3440–3448.

Koncan, J.Z., Dulard, M., Soemen, J., 1991. Evaluation of dissolved oxygen balance in two shallow turbulent Slovene streams. Water Resources Research 25, 1357–1363.

Krause, S., Hannah, D.M., Fleckenstein, J.H., 2009. Hyporheic hydrology: interactions at the groundwater-surface water interface. Hydrological Processes 23, 2103–2107.

Kurylyk, B.L., Moore, R.D., MacQuarrie, K.T.B., 2016. Scientific briefing: quantifying streambed heat advection associated with groundwater–surface water interactions. Hydrological Processes 30, 987–992.

Lancaster, S., Haggerty, R., Gregory, S., Farthing, K.T., Ashkenas, L., Biorn-Hansen, S., 2005. Investigation of the temperature impact of hyporheic flow: using groundwater and heat flow modeling and GIS analyses to evaluate temperature mitigation strategies on the Willamette river. Oregon State University, Oregon Corvallis. USGS Water Supply.

Lapham, W.W., 1989. Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical ground-water flow and vertical hydraulic conductivity. USGS Water Supply.

Lautz, L.K., 2012. Observing temporal patterns of vertical flux through streambed sediments using time-series analysis of temperature records. Journal of Hydrology 464-465, 199–215.

Lautz, L.K., Kranes, N.T., Siegel, D.I., 2010. Heat tracing of heterogeneous hyporheic exchange adjacent to in-stream geomorphic features. Hydrological Processes 24, 3074–3086.

Leach, J. A., Moore, R.D., 2014. Winter stream temperature in the rain-on-snow zone of the Pacific northwest: Influences of hillslope runoff and transient snow cover. Hydrol. Earth Syst. Sci 18, 819–838.

Lee, J.H., 2006. Characteristics of ground and groundwater temperatures in a metropolitan city, Korea: considerations for geothermal heat pumps. Geosciences Journal.

Loicq, P., Moatar, F., Jullian, Y., Dugdale, S.J., Hannah, D.M., 2018. Improving representation of riparian vegetation shading in a regional stream temperature model using LiDAR data. Science of the total environment 624, 480–490.

Loumagne, C., Tallec, G., 2013. L'observation long terme en environnement – Exemple du bassin versant de l'Orgeval. QUAE.

Luce, C.H., Staab, B., Kramer, M., Wenger, S., McConnell, C., 2014. Sensitivity of summer stream temperatures to climate variability in the Pacific Northwest. Water resources research 539, 3428–3443.

Luce, C.H., 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 Resourses Research 49, 1–19.

Maheu, A., Caissie, D., St-Hilaire, A., El-Jabi, N., 2014. River evaporation and corresponding heat fluxes in forested catchments. Hydrological Processes 28, 5725–5738.

Malard, F., Tockner, K., Dole-Olivier, M.-J., Ward, J.. V., 2002. A landscape perspective of surface-subsurface hydrological exchanges in river corridors. Freshwater Biology 47, 621–640.

Malcolm, I.A., C.Soulsby, Youngson, A.F., 2002. Thermal regime in the hyporheic zone of two contrasting salmonid spawning streams: ecological and hydrological implications. Fisheries Management and Ecology 9, 1–10.

Marmonier, P., Archambaud, G., Belaidi, N., Bougon, N., Breil, P., Chauvet, E., Claret, C., Cornut, J., Datry, T., Dole-Olivier, M., Dumont, B., Flipo, N., Foulquier, A., Gérino, G.A. M., Julien, F.C., Maazouzi, D. Martin, Mermillod-Blondin, F., Montuelle, B., Namour, P., Navel, S., Ombredane, D., Pelte, T., Piscart, C., Pusch, M., Stroffek, S., Robertson, A., Sanchez-Pérez, J., Sauvage, S., Taleb, A., Wantzen, M., Vervier, P., 2012. The role of organisms in hyporheic processes: Gaps in current knowledge, needs for future research and applications. International Journal of Limnology 48, 253–266.

Marsily, G. de, 1981. Hydrogéologie quantitative. Collection sciences de la Terre.

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 416-417, 118–132.

Mégnien, C., 1970. Atlas des nappes aquifères de la région parisienne. Editions BRGM.

Menichino, G.T., Hester, E.T., 2014. Hydraulic and thermal effects of in-stream structure-induced hyporheic exchange across a range of hydraulic conductivities. Water Resources Research 50, 4643–4661.

Molina-Giraldo, N., Bayer, P., Blum, P., Cirpka, O.A., 2011. Propagation of Seasonal Temperature Signals into an Aquifer upon Bank Infiltration. Ground Water 49, 491–502.

Moore, R.D., 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.

Morris, D.A., Johnson, A.I., 1967. Summary of hydrologic and physical properties of rock and soil materials as analyzed by the Hydrologic Laboratory of the U.S. Geological Survey. U.S. Geological Survey.

Mouchel, J.., Rocha, S., Riviere, A., Tallec, G., 2016. Caractérisation de la géochimie des interfaces nappe-rivière du bassin des Avenelles. PIRENSeinePhaseVII.

Mouhri, A., Flipo, N., Rejiba, F., Fouquet, C. de, Bodet, L., Goblet, P., Kurtulus, B., Ansart, P., Tallec, G., Durand, V., Jost, A., 2013. Designing a multi-scale sampling system of stream-aquifer interfaces in a sedimentary basin. Journal of Hydrology 504, 194–206.

Mouhri, A., Flipo, N., Rejiba, F., Goblet, P., Bodet, L., Jost, A., 2014. Caractérisation et quantification spatio-temporelle des echanges hydriques dans la vallé incisée des Avenelles. PIREN Seine.

Munz, M., Oswald, S.., 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.

Muskat, M., 1937. The Flow of Homogeneous Fluids through Porous Media. McGraw-Hill, New York, NY.

Nelson, M.., 2011. Heat transport modeling in shallow aquifers:The role of thermal dispersion in aquifers and heat conduction into confining layers.

Neuman, S.P., Yakowitz, S., 1979. A Statistical Approach for the Inverse Problem of Aquifer Hydrology 1. Theory. Water Resourses Research 15, 845–860.

Newcomer, M.E., Hubbard, S.S., Fleckenstein, J.H., Maier, U., Schmidt, C., Thullner, M., Ulrich, C., Flipo, N., Rubin, Y., 2016. Simulating bioclogging effects on dynamic riverbed permeability and infiltration. Water Resourses Research 52, 2883–2900.

Newcomer, M.E., Hubbard, S.S., Fleckenstein, J.H., Maier, U., Schmidt, C., Thullner, M., Ulrich, C., Flipo, N., Rubin, Y., 2018. Influence of hydrological perturbations and riverbed sediment characteristics on hyporheic zone respiration of CO2 and N2. J. Geophys. Res.: Biogeosciences 123, 902–922.

Ochsner, T.E., Sauer, T.J., Horton, R., 1991. Soil Heat Storage Measurements in Energy Balance Studies. American Society of Agronomy 99, 311–319.

Parker, W.J., Jenkins, R.J., Butler, C.P., Abbott, G.L., 1961. National bureau of standards line-heat-source guarded-hot-plate apparatus. Journal of applied physics 32, 1679–1684.

Parsons, T.R., Harrison, P.J., Waters, R., 1970. Groundwater thermal regime in a glacial complex. Water Resour. 6, 1701–1720.

Poole, G.C., Berman, C.., 2001. An ecological perspective on in-stream temperature: Natural heat dynamics and mechanisms of human-caused thermal degradation. Environ.Manage 27, 787–802.

Poole, G.C., O'Daniel, S.J., Jones, K.L., Woessner, W.W., Bernhardt, E.S., Helton, A.M., Stanford, J.A., Boer, B.R., Beechie, T.J., 2008. Hydrologic spiralling: The role of multiple interactive flow paths in stream ecosystems. River Res. Applic. 24, 1018–1031.

Poole, W.., Stewart, K.., 1976. The vertical distribution of macrobenthos within the substratum of the Brozo River. Hydrobiologia 50, 151–160.

Pryet, A., Labarthe, B., Saleh, F., Akopian, M., Flipo, N., 2015. Reporting of stream-aquifer flow distribution at the regional scale with a distributed process-based model. Water Resources Management 29, 139–159.

Rajandrea, S., Di Molfetta, A., 2007. Heat Transport modeling in an aquifer downgradient a municipal solid waste landfill in Italy. American Journal of Environmental Sciences.

Rau, G.C., Andersen, M.S., McCallum, A.M., Acworth, R.I., 2010. Analytical methods that use natural heat as a tracer to quantify surface water-groundwater exchange, evaluated using field temperature records. Hydrogeology Journal 18, 1093–1110.

Rau, G.C., Andersen, M.S., McCallum, A.M., Roshan, H., Acworth, R.., 2014. Heat as a tracer to quantify water flow in near-surface sediments. Earth Science Reviews 129, 40–58.

Rau, G.C., Andersen, M.S., R.I Acworth, and, 2012. Experimental investigation of the thermaltime-series method for surface water-groundwater interactions. Water Resour. Res. 48.

Rau, G.C., Cuthbert, M.O., McCallum3, A.M., Halloran1, L.J.S., Andersen, M.S., 2015. Assessing the accuracy of 1-D analytical heat tracing for estimating near-surface sediment thermal diffusivity and water flux under transient conditions. Journal of physical research: Earth surface.

Raymond, J., Therrien, R., Gosselin, L., Lefebvre, R., 2011. Numerical analysis of thermal response tests with a groundwater flow and heat transfer model. Renewable Energy 36, 315–324.

Read, T.O.., 2016. Applications of Distributed Temperature Sensing in Subsurface Hydrology.

Ringler, N.., Hall, J.., 1975. Effects of logging on water temperature and dissolved oxygen in spawning beds. Trans. Am. Fish. Soc. 104, 111–121.

Risley, J.C., Constantz, J., Essaid, H., Rounds, S., 2010. Effects of upstream dams versus groundwater pumping on stream temperature under varying climate conditions. Water Resources Research 46.

Ronan, A.D., Prudic, D.E., Thodal, C.E., Constantz, J., 1998. Field study and simulation of diurnal temperature effects on infiltration and variably saturated flow beneath an ephemeral stream. Water Resources Research 34, 2137–2153.

Rosenberry, D.O., Briggs, D.M.A., Delin, G., Hare, D.., 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, 4486–4503.

Roth, T.. ., Westhoff, M.. . ., Huwald, H., Huff, J.., Barrentxea, J.F.R.G., Vetterli, M., Parlange, M.B., 2010. Stream Temperature Response to Three Riparian Vegetation Scenarios by Use of a Distributed Temperature Validated Model. Environ. Sci. Technol. 44, 2072–2078.

Roussel, C., 1995. Séparation des composantes d'un hydrogramme de crue par l'utilisation de traceurs chimiques et isotopiques sur le sous-bassin amont (Melarchez) et à l'exutoire principal du basin versant de l'Orgeval.

Rutherford, J.E., Hynes, H.B.N., 1987. Dissolved organic carbon in streams and groundwater. Hydrobiologia 154, 33–48.

Saleh, F., Flipo, N., Habets, F., Ducharne, A., Oudin, L., Viennot, P., Ledoux, E., 2011. Modeling the impact of in-stream water level fluctuations on stream-aquifer interactions at the regional scale. Journal of Hydrology 400, 490–500.

Sass, J.., Lachenbruck, A.., Munroe, R.J., 1971. Thermal Conductivity of rocks from measurement on fragments and its application to heat flow determinations. Journal of physical research 76, 87–94.

Sauvage, S., Sanchez-Perez, J.-M., Vervier, P., Naiman, R.-J., Alexandre, H., Bernard-Jannin, L., Bouletreau, S., Delmotte, S., Julien, F., Peyrard, D., Sun, X., Gerino, M., 2018. Modelling the role of riverbed compartments in the regulation of water quality as an ecological service. Ecological Engineering 118, 19–30.

Sawyer, A.H., Cardenas, M.B., 2009. Hyporheic flow and residence time distributions in heterogeneous cross-bedded sediment. Water Resourses Research 45, W08406.

Sawyer, A.H., Cardenas, M.B., Buttles, J., 2011. Hyporheic exchange due to channel-spanning logs. Water Resourses Research 47, W08502.

Schmidt, C., Bayer-Raich, M., Schirmer, M., 2006. Characterization of spatial heterogeneity of groundwater-stream water interactions using multiple depth streambed temperature measurements at the reach scale. Hydrology and Earth System Sciences 3, 1419–1446.

Schmidt, S.I., Kreft, J.-U., Mackay, R., Picioreanu, C., Thullner, M., 2018. Elucidating the impact of micro-scale heterogeneous bacterial distribution on biodegradation. Advances in Water Resources 116, 67–76.

Schornberg, C., Schmidt, C., Kalbus, E., Fleckenstein, J.H., 2010. Simulating the effects of geologic heterogeneity and transient boundary conditions on streambed temperatures - Implications for temperature-based water flux calculations. Advances in Water Resources 33, 1309–1319.

Schroth, M., Istok, J., Ahearn, S., Selker, J., 1996. Characterization of Miller-similar silica sands for laboratory hydrologic studies. Soil science society of america journal 60, 1331–1339.

Selker, J.., Thévenaz, L., Huwald, H., Mallet, A., Luxemburg, W., Giesen, N.V.D., Stejskal, M., Zeman, J., Westhoff, M., Parlange, M.B., 2006. Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. Water Resourses Research 42, 8.

Shanafield, M., Hatch, C., Pohll, G., 2011. Uncertainty in thermal time series analysis estimates of streambed water flux. Water Resources Research 47, W03504.

Shanafield, M., Pohll, G., Susfalk, R., 2010. Use of heat-based vertical fluxes to approximate total flux in simple channels. Water Resourses Research 46, 1–8.

Silliman, S.B., Booth, D.F., 1993. Analysis of time-series measurements of sediment temperature for identification of gaining vs. loosing portions of Juday Creek, Indiana. Journal of Hydrology 146, 131–148.

Silliman, S.E., Ramirez, J., McCabe, R., 1995. Quantifying downflow through creek sediments using temperature time series: One dimensional solution incorporating measured surface temperature. Journal of Hydrology 167, 99–119.

Sinokrot, B.A., Stefan, H.G., 1993. Stream temperature dynamics: Measurements and Modeling. Water Resourses Research 29, 2299–2312.

Sinokrot, B.A., Stefan, H.G., 1994. Stream water temperature sensitivity to weather and bed parameters. Journal of Hydraulic Engineering 120, 722–736.

Smith, K., Lavis, E., 1975. Environmental influences on the temperature of a small upland stream. Oikos 26, 228–236.

Snyder, C.D., Hitt, N.P., Young, J.A., 2015. Accounting for groundwater in stream fish thermal habitat responses to climate change. Ecological Applications 25, 1397–1419.

Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. Hydrogeology Journal 10, 52–67.

Sorey, M.., 1971. Measurement of Vertical Groundwater Velocity from Temperature Profiles in Wells. Water Resources research 7, 963–970.

Stallman, R.W., 1965. Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. Journal of Geophysical Research 70, 2821–2827.

Stanford, J.A., Ward, J.V., 1988. The hyporheic habitat of river ecosystems. Nature 335, 64–66.

Stanford, J.A., Ward, J.V., 1993. An Ecosystem Perspective of Alluvial Rivers: Connectivity and the Hyporheic Corridor. Journal of the North American Benthological Society 12, 1688–1699.

Stanford, J.A., Ward, J.V., Liss, W.J., Frissell, C.A., Williams, R.N., Lichatowich, J.A., Coutant, C.C., 1996. A general protocol for restoration of regulated rivers. Regulated rivers: Research and Management 12, 391–413.

Stefan, H.G., Preud'homme, E.B., 1993. Stream temperature estimation from air temperature. Journal of the American Water Resources Association 29, 27–45.

Stonedahl, S.H., Harvey, J.W., Wörman, A., Salehin, M., Packman, A.I., 2010. A multiscale model for integrating hyporheic exchange from ripples to meanders. Water Resourses Research 46, W12539.

Stonestrom, D.A., Constantz, J., 2003. Heat as a Tool for Studying the Movement of Ground Water Near Streams (No. Circular 1260). U.S. Geological Survey, Washington, DC.

Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. geophys. Union Trans. 38, 913–920.

Suzuki, S., 1960. Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy fields. J. Geophys. Res.

Swanson, T.E., Cardenas, M.B., 2010. Diel heat transport within the hyporheic zone of a pool–riffle–pool sequence of a losing stream and evaluation of models for fluid flux estimation using heat. Limnology and Oceanography 55, 1741–1754.

Taniguchi, M., Turner, J.V., Smith, A.J., 2003. Evaluations of groundwater discharge rates from subsurface temperature in Cockburn Sound, Western Australia. Biogeochem 66, 111–124.

Thiessen, A.H., 1911. Precipitation averages for large areas. Monthly Weather Review 39, 1082–1089.

Thullner, M., Mauclaire, L., Schroth, M.H., Kinzelback, W., Zeyer, J., 2002. Interaction between water flow and spatial distribution of microbial growth in a twodimensional flow field in saturated porous media. Journal of Contaminant Hydrology.

Thullner, M., Zeyer, J., Kinzelbach, W., 2002. Influence of Microbial Growth on Hydraulic Properties of Pore Networks. Transport in Porous Media 49, 99–122.

Torgersen, C.E., Price, D.M., Li, H.W., McIntosh, B.A., 1999. Multiscale thermal refugia and stream habitat associations of Chinook Salmon in northeastern Oregon. Ecological Applications 9, 301–319.

Tyler, S.., Selker, J.., Hausner, M.., Hatch, C.., Torgersen, T., Thodal, C.., Schladow, S.., 2009. Environmental temperature sensing using Raman spectra DTS fiber-optic methods. Journal of Hazardous Materials 45, 1–11.

Valett, H.M., Hakenkamp, C.C., Boulton, A.J., 1993. Perspectives on the hyporheic zone: integrating hydrology and biology. Introduction. Journal of the North American Benthological Society 12, 40–43.

Vieweg, M., Kurz, M.J., Trauth, N., Fleckenstein, J.H., Musolff, A., Schmidt, C., 2016. Estimating time-variable aerobic respiration in the streambed by combining electrical conductivity and dissolved oxygen time series. J. Geophys. Res.: Biogeosciences 121, 2199–2215.

Vilmin, L., Flipo, N., Escoffier, N., Rocher, V., Groleau, A., 2016. Carbon fate in a large temperate human-impacted river system: Focus on benthic dynamics. Global Biogeochem. Cycles 30, 1086–1104.

Vogt, T., Schirmer, M., Cirpka, O.A., 2012. Investigating riparian groundwater flow close to a losing river using diurnal temperature oscillations at high vertical resolution. JH 16, 473–487.

Wang, S., Flipo, N., Romary, T., 2018. Time-dependent global sensitivity analysis of the C-RIVE biogeochemical model in contrasted hydrological and trophic contexts. Water Research 144, 341–355.

Waples, D.W., Waples, J.S., 2004. A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals and subsurface fluids. Part 1: minerals and nonporous rocks. Natural Resources Research 13, 97–122.

wawrzyniak, V., 2012. Etude multi-échelle de la température de surface des cours d'eau par imagerie infrarouge thermique: exemples dans le bassin du Rhône.

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, 902–918.

Webb, B.W., Zhang, Y., 1997. Spatial and seasonal variability in the Components of the river heat budget. Hydrological Processes 11, 79–101.

Webb, B.W., Zhang, Y., 1999. Water temperatures and heat budgets in Dorset chalk water courses. Hydrological Processes 13, 309–321.

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, 1945–1957.

Westhoff, M.C., Savenije, H.H.., Luxemburg, W.M.J., Stelling, G.S., Giesen, N.C. van de, Selker, J.S., Pfister, L., Uhlenbrook, S., 2007. A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. Hydrology and Earth System Sciences 11, 1469–1480.

White, D.S., 1993. Perspectives on Defining and Delineating Hyporheic Zones. Journal of the North American Benthological Society Vol. 12, No. 1, 61–69.

White, D.S., Elzinga, C.H., Hendricks, S.P., 1987. Temperature patterns within the hyporheic zone of a northern Michigan river. Journal of the North American Benthological Society 85–91.

Wijk, V., Vries, D., 1966. Periodic temperature variations in a homogeneous soil. In physics of plant environment, North Holland Publishing Co.

William, D.., Hynes, H.B.., 1976. The recolonisation mechanisms of the stream benthos. Oikos 27, 265–272.

Williams, D.., 1989. Towards a biological and chemical definition of the hyporheic zone in two Canadian rivers. Freshwater Biology 22, 189–208.

Williams, D.D., Hynes, H.B.N., 1974. The occurrence of benthos deep in the substratum of a stream. Freshwater Biology 4, 233–256.

Wilson, A.M., Woodward, G.., c, W.B.S., 2016. Using heat as a tracer to estimate the depth of rapid porewater advection below the sediment–water interface. Journal of Hydrology.

Winter, T.C., 1998. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. Hydrogeology Journal 7, 28–45.

Wondzell, S.M., Swanson, F.J., 1999. Floods, channel change, and the hyporheic zone. Water Resourses Research 35, 555–567.

Woodside, W., Messmer, J.H., 1961. Thermal Conductivity of Porous Media. I. Unconsolidated Sands. Journal of Applied Physics 32, 1688–1699.

Xie, Y., Aguilar, J.B., 2017. Limits of heat as a tracer to quantify transient lateral river-aquifer exchanges. Water Resources Research 53, 7740–7755.

Young, P.C., Young, Pedregal, D.J., Tych, W., 1999. Dynamic Harmonic Regression. Journal of Forecasting 18, 369–394.

RÉSUMÉ

Les interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface sont complexes et jouent un rôle prépondérant dans le fonctionnement des hydrosystèmes, tant en termes quantitatifs que qualitatifs. Ces deux compartiments interagissent à travers différentes interfaces emboitées depuis l'échelle locale, notamment la zone d'interface rivière-nappe, appelée zone hyporhéique (ZH) jusqu'à l'échelle régionale. La ZH se définit comme un buffer entre les eaux souterraines et les eaux de surface. Les variations des flux d'eau et de chaleur au niveau de cette zone modulent les processus biogéochimiques. Le but de cette thèse est d'améliorer la compréhension du régime thermique et hydrologique de la ZH et de sa variation spatiale. Cette problématique est abordée par l'utilisation de stations de mesures haute fréquence des échanges nappe-rivière (MOLONARI) sur le bassin des Avenelles (sous bassin de la Seine (46 km^2)) et de la modélisation. Le suivi haute fréquence a permis de réaliser une analyse des données expérimentales présentant le régime hydro-climatique du bassin ainsi que l'évolution spatiale et temporelle du fonctionnement des différents compartiments de l'hydrosystème. Un cas synthétique a été réalisé afin de caractériser les différents facteurs contrôlant le régime thermique de l'interface nappe rivière et la variation de stocks d'énergie au sein de la ZH. La démarche de modélisation suivie pour le cas synthétique fournit un cadre d'analyse des données des cinq stations MOLONARI. Les données acquises sur ces stations ont été utilisées afin de déterminer les propriétés hydrodynamiques et thermiques de la ZH ainsi que des couches géologiques sous-jacentes par inversion à l'aide du modèle METIS couplé à un script de balayage de l'espace des paramètres afin de quantifier les flux d'eau et de chaleur à l'interface nappe-rivière le long d'un corridor hydraulique. Les résultats du modèle mettent en lumière la variabilité spatio-temporelle des échanges de chaleur au niveau des cinq stations MOLONARI. La quantification des flux de chaleur a fourni un nouvel éclairage des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines à l'interface nappe-rivière du bassin des Avenelles.

MOTS CLÉS

Interactions nappe-aquifère, zone critique, zone hyporhéique, fonctionnement hydrothermique, modélisation, mesures in situ.

ABSTRACT

The river-aquifer interactions are complex and play a preponderant role in hydrosystems functioning, in both qualitative and quantitative terms. These two compartments interact through various nested interfaces from the local scale in particular the river aquifer interface called the Hyporheic Zone (HZ) to the regional scale. The HZ acts as a buffer between the stream and the groundwater. The water and heat fluxes variation at this zone modulates the biogeochemical processes. The aim of this thesis, is to improve the understanding of the thermal and hydrological regime of the HZ and its spatial variation. This problem is approached by the use of high frequency measurement stations of river-aquifer exchanges (LOMOS) in the Avenelles basin (sub-basin of the Seine basin) and by modeling. The high frequency monitoring allowed to realize an analysis of the experimental data characterizing the hydroclimatic regime of the Avenelles basin as well as the spatial and temporal evolution of the hydrosystem various compartments functioning. A synthetic case was realized to characterize the main factors controlling the thermal regime at the river aquifer interface and the energy storage variation within the ZH. The modeling approach followed by the synthetic case provides an analysis framework of the five LOMOS data.The acquired LOMOS data were used to determine the hydrogeological and thermal properties of the HZ and of the underlying aquifers by inversion by means of a 2D finite element thermo-hydrogeological model (METIS) coupled with a parameters screening script to quantify water and heat fluxes through the stream – aquifer interface over along the stream network.The model results highlight the spatiotemporal variability of the heat exchanges at the five LOMOS. The quantification of heat fluxes provided a new lighting of the stream-aquifer interactions of the Avenelles basin.

KEYWORDS

River-aquifer interactions, critical zone, Hyporheic zone, Hydrothermal functioning, modeling, field-measurements