



HAL
open science

Dynamique des interactions physico-chimiques en zone hyporhéique : influence des crues et de la suppression des barrages

Mouhamadoul Moustapha Ba

► **To cite this version:**

Mouhamadoul Moustapha Ba. Dynamique des interactions physico-chimiques en zone hyporhéique : influence des crues et de la suppression des barrages. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2023. Français. NNT : 2023URENB076 . tel-04560945

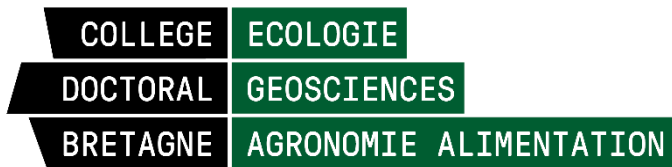
HAL Id: tel-04560945

<https://theses.hal.science/tel-04560945>

Submitted on 26 Apr 2024

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.



Thèse de doctorat de

L'UNIVERSITE DE RENNES

ECOLE DOCTORALE N° 600
Ecologie, Géosciences, Agronomie, Alimentation
Spécialité : Sciences de la terre et de l'environnement

Par
Mouhamadou Moustapha BA

Dynamique des interactions physico-chimiques en zone hyporhéique : Influence des crues et de la suppression des barrages

Thèse présentée et soutenue à Rennes, le 22 décembre 2023

Unité de recherche : UMR6118 Géosciences Rennes

Rapporteurs avant Soutenance :

Florentina MOATAR Directrice de recherche, INRAE Lyon

Composition du Jury :

Présidente : Annick CHAUVIN Professeure, Géosciences Rennes, Université de Rennes

Rapporteurs : Marc PESSEL Maître de conférences, Université Paris Saclay

Examineurs : Damien JOUGNOT Directeur de recherche, CNRS, UMR 7619 METIS, Paris

Dir. de thèse : Alain CRAVE Chargé de recherche, CNRS, Géosciences, Rennes

Invité :

Co-dir. de thèse : Joris HEYMAN Chargé de recherche, CNRS, Géosciences, Rennes

Remerciements

En premier lieu, je souhaite exprimer ma profonde gratitude à mes directeurs de thèse, Alain CRAVE et Joris HEYMAN. Leur encadrement, leurs précieux conseils et leur confiance inébranlable ont jalonné mon parcours de recherche. Alain, pour son expertise en conceptualisation, méthodologie, ressources, validation, analyse formelle, investigation, rédaction, visualisation, supervision, administration de projet et acquisition de financement. Joris, dont l'approche méthodique et innovante a été manifeste à travers la conceptualisation, la méthodologie, le développement logiciel, la validation, l'analyse formelle, l'investigation, la curation des données et la rédaction.

Je remercie chaleureusement l'ensemble des membres du jury, Florentina MOATAR, Marc PESSEL, Annick CHAUVIN, Damien JOUGNOT pour leur évaluation méticuleuse. Votre expertise et vos retours ont permis d'améliorer ce travail.

Un merci tout particulier à Agnès RIVIERE pour son rôle déterminant dans la méthodologie, le développement logiciel, la validation, l'analyse formelle, l'investigation et la curation des données.

Je tiens également à remercier Romy DAVID et Marc Oliver-SOULAYROL pour leur contribution essentielle dans la conception matérielle et l'acquisition des données. Vincent STUBBE et François MERIC méritent une reconnaissance spéciale pour leur travail sur l'acquisition et l'analyse formelle des données INRAE.

Mes remerciements vont aussi à Nicolas LAVENANT, Bruno KERGOSIEN, Pascal ROLLAND, Christophe PETTON et Jean-Jacques KERMARREC pour leur expertise en conception matérielle.

Je remercie également le personnel admiratif: Thierry DUMOND, Nicolas MANGALLI et Anne HERVE.

Je souhaite exprimer toute ma tendresse à la famille BA et MENDY. Pour leur soutien indéfectible, leur amour inconditionnel et leur foi en mes capacités.

Financements

Cette thèse a été financée par le CNRS et la Région de Bretagne, que nous remercions pour leur soutien et pour l'intérêt qu'ils ont montré pour ce projet. Cette thèse a été réalisée dans le cadre dans le cadre du projet LEARN ; projet financé par l'agence de l'eau Seine Normandie.

Table des matières

Remerciements	ii
Financements.....	iii
Table des matières	iv
Listes des figures	vii
Listes des Tableaux	xii
Listes des annotations.....	13
Introduction générale et état de l'art : fonctionnement biogéochimique de la Zone Hyporhéique	15
1. Zone hyporhéique : Définition, importance et limites de la zone hyporhéique.....	15
1.1. Définition générale de la zone hyporhéique	15
1.2. Dimension spatio-temporelle de la zone hyporhéique	17
1.3. Intêret et enjeux de la zone hyporhéique	20
2. Facteurs de contrôles des flux zone hyporhéique	22
2.1. Facteurs physiques	22
2.2. Facteurs biologique	26
3. Questions ouvertes	26
3.1. Variabilité spatiale de la zone hyporhéique.....	26
3.2. Variabilité temporelle de la zone hyporhéique.....	27
3.3. Transports des éléments chimiques dans la zone hyporhéique	27
4. Objectifs et méthode d'études de la zone hyporhéique	28
Chapitre I : Présentation du bassin du versant de la Sélune et Méthologie de suivi des paramètres physico-chimique de la rivière et dans le lit de la rivière	32
Introduction	32
1. Présentation du site.....	33
1.1. Contexte géographique et contexte barrage : Choix des sites d'études.....	33
1.2. Contexte climatique.....	35
1.3. Contexte géologique, hydrogéologique et hydrologique.....	36
1.4. Barrages et impacts hydro-sédimentaires	39
2. Contexte scientifique:.....	44
3. Hypothèse de recherche et Questions scientifiques.....	46
4. Approches méthodologiques et techniques :	46
4.1. Mesure de la perméabilité In Situ et Granulométrie :	48
4.2. Mesure de flux hyporhéique: Seepage meter et système Molonari	70
5. Mesure des paramètres physicochimique de la zone hyporhéique	82

6.	Présentation de la base donnée et organisation des données	88
6.1.	Données : perméabilité, granulométrie.....	88
6.2.	Données de conductivité électrique	92
6.3.	Données Seepage meter.....	96
6.4.	Données Mini Molonari	97
6.5.	Données Physico-chimique	102
	Conclusion.....	104
Chapitre II : Dynamiques de la perméabilité et des flux hyporhéiques sous forçage hydrologique et sédimentaire (CMD et MOLONARI, PIEZOMETRE)		
	Introduction	106
1.	Variabilité spatio-temporelle de la conductivité électrique du lit de la rivière.....	107
1.1.	Reproductibilités des mesures de conductivité électrique :	108
1.2.	Variation spatiale de la conductivité électrique.....	110
1.3.	Variations temporelles de la conductivité électrique.....	115
2.	Calcul de la porosité et de la perméabilité.....	121
2.1.	Le choix des paramètres de la loi Archie	121
2.2.	Impact du l'arasement du barrage sur la porosité et la perméabilité du lit de la rivière.	124
3.	Analyses et interprétation des données de Molonari	134
3.1.	Dynamique des flux hyporhéiques	134
3.2.	Impact des crues sur le fonction de la zone hyporhéique	138
3.3.	Comparaison des flux en amont et aval d'un cone alluvial.....	140
3.4.	Comparaison entre les gradients nappe-rivière et la mesure locale des Molonari.....	141
3.5.	Variation de la perméabilité en fonction du temps.....	142
	Conclusion.....	145
Chapitre III : Dynamique des gradients physico-chimiques dans la zone hyporhéique		
	Introduction	147
1.	Dynamiques de la conductivité électrique de l'eau porale, un indicateur des échanges entre la rivière et la zone hyporhéique	148
1.1.	Conductivité électrique.....	148
1.2.	Comparaison avec la mesure de pression différentielle et hauteur d'eau.....	149
2.	Transport de la Température	154
3.	Dynamique de l'oxygène dans la rivière et dans la zone hyporhéique.....	156
4.	Impact Evènement métrologique ponctuels : Onde de crue	160
	Conclusion.....	166
Conclusions générales et perspectives		
	Bibliographie.....	173

Annexe	181
Annexe 1 : Tableau caractéristique des sondes installées sur le site d'étude	181
Annexe 2 : Mesure de conductivités électriques à Signy entre 2020 et 2022	183
Annexe 3 : variation de la température entre 18 octobre 2021 et 2 mai 2023 à Signy	185

Listes des figures

Figure 1 : Modèle conceptuel à quatre dimensions de la zone hyporhéique : (1) écoulement (eau, sédiment et soluté) longitudinale dans le chenal principal ; (2) échanges à travers les courbes de méandre et la plaine d'inondation ; (3) échanges verticaux qui tient compte des échanges entre l'eau de surface et les sédiments du lit de la rivière et les échanges avec les eaux souterraines. (4) Et chaque type d'échange est dynamique dans le temps, dépendant du rythme hydrologique, lui-même dépendant du climat et de la saison. Selon Amoros C et al., (1993).....	18
Figure 2: D'après Woessner (2017), le schéma de la figure présente des profils bidimensionnels de la zone hyporhéique influencée par les eaux souterraines. Il illustre les interactions entre l'eau de la rivière, les systèmes sédimentaires et l'écoulement des eaux souterraines sous-jacents. L'écoulement des eaux souterraines est indiqué par les flèches blanches dans la partie inférieure du profil, montrant la direction et l'ampleur de l'écoulement. Ce graphique simule l'impact de l'intensification de l'écoulement local des eaux souterraines vers le fond du cours d'eau (a à e) sur la profondeur des échanges souterrains près des berges peu profondes. Les lignes pointillées délimitent la zone de transition souterraine, où l'écoulement des eaux souterraines passe d'une orientation principalement horizontale à une orientation de plus en plus ascendante, comme indiqué par les flèches blanches en bas. Les petites flèches noires représentent la direction prévue de l'écoulement des eaux souterraines.	19
Figure 3 : localisation des sites d'études	34
Figure 4 : Carte pluviométrique (Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune, 2017)	36
Figure 5 : Carte géologique montrant les formations de grès, de schiste et des granites.(Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune, 2017)	37
Figure 6 : Réseaux hydrographique(DDTM 50 – EDF DPIH, 2014)	38
Figure 7 : Entités hydrogéologie (Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune, 2017)	39
Figure 8 : Barrage de Vezins (a) et Barrage de la Roche Qui Boit (b) (European Rivers Network, 2019)	40
Figure 9 : Photo prise du Barrage de Vezins (Janvier 2020) : (a) et Roche Qui Boit (juillet 2022) : (b)	41
Figure 10 : Sédiments contaminés du ruisseau de l'Yvrande (a) et sac de ressuyage en amont de Vezins (b).	42
Figure 11 : Changement de niveau d'eau et de paysage au niveau de la République : (European Rivers Network, 2022 ; OPP La Sélune, 2013). En 2020 les berges ont été travaillées de manière à créer une géométrie en forme de rectangles emboîtés pour limiter l'érosion induite pour des débit importants..	43
Figure 12 : Retenue d'eau en amont de la Roche Qui Boit (a) en 2020 et (b) 2022	43
Figure 13 : schéma conceptuel de la zone hyporhéique et des processus d'écoulements et physico-chimiques associés étudiés dans le projet LEARN	44
Figure 14 : Dépôt sédimentaire suite à l'arasement du barrage de La Roche Qui Boit : des effets visibles sur le site de Signy.	45
Figure 15 : Le drone aquatique immobilisé par les dépôts de sédiment affleurant à la surface de l'eau sur le site de Signy.....	45
Figure 16 : perméamètre de terrain ; à gauche, principe du test du choc hydraulique ((Bouwer, 1989)), à droite version de perméamètre développé dans le cadre cette étude	49
Figure 17 : Positionnement de l'antenne et principales variables du modèle à deux couches : σ_w est la conductivité électrique de l'eau, σ_{tb} est la conductivité électrique du sédiment	52
Figure 18 : Antenne CMD guidée par une drone aquatique sur le site de Signy. Une distance supérieure à la distance de détection de l'antenne CMD (6 m) est maintenue entre le drone et l'antenne	

pour éviter que les champs magnétiques des moteurs du drone perturbent le champ magnétique mesuré par l'antenne.	53
Figure 19 : Principe de fonction de la prospection électromagnétique	54
Figure 20 : Les différence étapes de l'inversion de la conductivité électrique pour le calcul de la conductivité hydraulique	58
Figure 21 : Fonction de la sensibilité cumulative de la conductivité électrique apparente en mode HCP et VCP en fonction de la profondeur normalisée par la distance d'écartement entre les bobines.	59
Figure 22 : Fonction de réponse cumulative en fonction de la profondeur d'investigation	61
Figure 23 : Modèle à deux couches σ_1 et σ_2 sont les conductivités électriques des couches	61
Figure 24 : Modèles à deux couches	62
Figure 25 : Variation de de porosité en fonction en fonction de la résistivité.....	66
Figure 26 : Effet de variation de la conductivité électrique d'eau porale sur la conductivité hydraulique	66
Figure 27 : Effet de l'argile sur la porosité effective.....	67
Figure 28 : (a)Variation de la température de l'eau et de sédiment à Signy pendant la campagne du CMD mai 2022 et (b) Influence de la température sur la résistivité	68
Figure 29 : Seepage meter sur le site de Poissonnière (à gauche) et le dispositif selon (Rosenberry et al., 2008) (à droite).....	71
Figure 30 : Photo montrant tous les composants du système LOMOS-mini : En haut à gauche, l'équipement est placé dans une boîte étanche à l'eau. En bas à gauche : le capteur de pression différentielle, la batterie et le data logger ainsi que la sonde de température avec quatre PT100 de 10, 20, 30 et 40 cm de longueur à encastrer dans le sédiment. En haut à droite : illustration du déploiement sur le terrain. En bas à droite : photo montrant le LOMOS-mini installé sur le lit de la rivière.	73
Figure 31 : A gauche courbe différence de charge ΔH appliquée au capteur de pression différentiel en fonction de la tension mesurée et d'une température de référence Tref. A droite dispositif expérimental pour calibrer le différentiel de tension U en fonction de la différence de charges ΔH , à température Tref donnée (Cucchi et al., 2018a).	75
Figure 32 : un exemple de courbe de la tension et de la température mesurées pendant une expérience de calibration, pour une différence de charge constante (Ramp1 $\Delta H = 0$ cm, Ramp2 $\Delta H = 5$ cm et Ramp2 $\Delta H = -5$ cm) de la sonde p2. Calibration effectuée en plein air.....	77
Figure 33: un exemple de courbe de la tension et de la température mesurées pendant une expérience de calibration, pour une différence de charge constante (Ramp1 $\Delta H = 0$ cm, Ramp2 $\Delta H = 10$ cm et Ramp2 $\Delta H = -10$ cm) montrant l'hystérésis sur la sonde P4.	77
Figure 34. Représentation des erreurs issues de la Calibration UH en points bleu à température constate et plus les erreurs lors de la calibration HT (en rouge l'effet de la température n'es pas pris en compte et en vert correction de l'effet de la température).....	79
Figure 35 : Localisation des capteurs et stations de mesure sur les sites de Virey, la Poissonnière et Signy.....	83
Figure 36: Déploiement des sondes sur le site de l'étude. À droite, le capteur de différence de pression (jaune) est placé dans un circuit électrique à l'intérieur de la boîte de pression et est connecté à deux tubes, l'un allant dans la rivière et l'autre dans la zone hyporhéique. Les boîtes étanches contenant deux enregistreurs de données HOBO sont représentées en vert : -Le premier enregistreur de données HOBO enregistre les températures de l'eau et des sédiments à des profondeurs de 10, 20, 30 et 40 cm. - Le deuxième enregistreur de données HOBO enregistre la différence de pression entre le fond de la zone hyporhéique et la rivière. Cette boîte contient également l'équipement nécessaire à son fonctionnement : six piles AA 1,5V ; les piles sont connectées en série pour fournir une tension supérieure ou égale à 7V. Au centre du schéma, il y a des mini-piézomètres contenant des capteurs de conductivité électrique (rose) ou des capteurs d'oxygène (noir) positionnés à des profondeurs de 15 et 30 cm. Les mini-piézomètres sont perforés (équipés d'un écran) à 15 et 30 cm pour permettre la	

circulation de l'eau à partir des mini-piézomètres. À gauche des mini-piézomètres, il y a des sondes de pression (orange), de conductivité électrique (rose) et d'oxygène (noir) qui sont utilisées pour mesurer la conductivité, l'oxygène et les niveaux d'eau.....	87
Figure 37 : Courbes granulométrique à la Poissonnière en rouge, de Vezins en vert , et du site Biards en bleu	92
Figure 38 : Variation des conductivités électriques mesurées et filtrées en fonction de la profondeur d'investigation. à savoir 1,1 m, 2,1 m et 3,3 m. Les sédiments sont représentés en gris et la profondeur de l'eau est indiquée en bleu. Les courbes continues représentent les mesures de conductivité électrique, les courbes en traits discontinus correspondent aux valeurs filtrées, qui visent à éliminer l'influence de la conductivité électrique de l'eau de la rivière	93
Figure 39 : Conductivité électrique mesurée et calculée en fonction de la hauteur d'eau montrant l'effet de filtrage de la hauteur d'eau	94
Figure 40 : Variation spatiale de la conductivité électrique réelle du lit de la rivière à Signy, obtenue après filtration de la couche d'eau (profondeur d'investigation 1.1 m)	95
Figure 41 : pression différentielle entre la zone hyporhéique corrigée et non corrigée de l'effet de la température et la rivière (axe y gauche) et de la propagation de la température (axe droit) représentée par la courbe noire. Selon notre convention ($H_{zh} - H_{rivière} < 0$), des différences de pressions négatives indiquent des échanges d'eau se faisant dans le sens de l'infiltration, tandis que des différences de pression positives indiquent des conditions d'exfiltration, c'est-à-dire lorsque la charge dans la zone hyporhéique est supérieure à celle de la rivière.....	97
Figure 42 : Position des capteurs de pression différentielle sur le site de la Poissonnière en carré orange	98
Figure 43 : (a) Superposition des courbes des pressions différentielles, (b) analyse de linéarité entre les capteurs p5 et p3, (c) représentation des courbes gradients de pression de différentielle et (d) régression linéaire des gradients de pression de différentielle.	99
Figure 44: (a) Superposition des courbes des pressions différentielles, (b) analyse de linéarité entre les capteurs p4 et p4, (c) représentation des courbes gradients de pression de différentielle et (d) régression linéaire des gradients de pression de différentielle.	101
Figure 45: Évolution des paramètres physiques et chimiques mesurés à la station de Signy du 18/10/2021 au 4/02/2022.....	103
Figure 46 : Test de reproductibilité du protocole de mesure dans la rivière avec l'antenne CMD. Deux transects de mesure de la conductivité électrique du fond de la rivière ont été réalisés sur 300 m de cours d'eau à Signy le 7 juillet 2022 pour tester la variabilité des valeurs obtenues selon la justesse de l'observateur à effectuer les transects aux mêmes endroits de la rivière.	108
Figure 47 : Variation de la conductivité électrique en fonction de la distance vers l'aval à Signy (graphe du haut) et évaluation de la correspondance des valeurs entre les deux transects (graphe du bas). La droite 1:1 est marquée en rouge.....	109
Figure 48 : Mesure de conductivité électrique à Signy le 20/07/2020	111
Figure 49 : Variation de conductivité électrique en fonction de la profondeur d'investigation à Signy le 20/07/2020.....	112
Figure 50 : Cartographie des mesures de conductivité électrique à Signy le 20/07/2020, en fonction de la profondeur d'investigation	114
Figure 51 : Mesures de conductivités électriques mesurées à différentes profondeurs normalisées par la conductivité électrique de l'eau porale (Figure 54)	115
Figure 52 : Variation de la conductivité électrique entre 2020 et 2022.....	116
Figure 53 : Cartographie de la variabilité de la conductivité électrique entre 2020 et 2022	117
Figure 54 : Variation du gradient vertical de la conductivité électrique de l'eau porale mesurée dans les sédiments avec des sondes de conductivité électrique de l'eau installées en surface des sédiments, à 15cm et 30 cm dans les sédiments. La mesure à 1,5 m de profondeur est une extrapolation de la mesure effectuée dans un piézomètre sur la rive de la rivière.....	119

Figure 55 : Variation de la conductivité électrique entre 2020 et 2022.....	119
Figure 56 : photographie et mesures de conductivité électrique du banc sédimentaire et de la rivière de juillet 2022 : comparaisons avant et après l'afflux sédimentaire	120
Figure 57 : Comparaison des évolutions temporelles des valeurs de conductivité électrique à différentes profondeurs.....	121
Figure 58 : Comparatif des porosités déterminées à partir de divers paramètres de l'équation d'Archie	122
Figure 59 : Comparatif des perméabilités calculées avec les porosités déterminées à partir de divers paramètres de l'équation d'Archie	123
Figure 60 : Comparaison des évolutions temporelles des valeurs de la porosité de la couches superficielles le long d'un profil longitudinal de la Sélune à signy.	125
Figure 61 : Variation de la porosité et de la perméabilité sur un transect à Signy	127
Figure 62 : Mesure de la perméabilité par slug test avant et après sédimentation sur la rivière Sélune aus ite de Signy	129
Figure 63 : Localisation des points mesurés : antenne (en bleu), slug test (en blanc) et points de comparaison de l'antenne avec les slug tests (en rouge).....	130
Figure 64 : Profondeur de sédiment investiguée	131
Figure 65 : Ajustement du paramètre d10 avec les données slug test	132
Figure 66 : Comparaison entre les perméabilités du slug test et la perméabilité du CMD explorer ...	133
figure 67 : Variation de pression différentielle en fonction du temps (en noir, celle corrigée de l'effet de température, et en couleur, celle non corrigée) (graphique du haut) ; et variation de la température de la rivière à différentes profondeurs (graphique du bas), site de La Poissonnière.	135
Figure 68 : Modélisation avec le modèle Ginette (Cucchi et al., 2018b) de la répartition verticale : de la Température (A), du Mouvement advectif thermique (B), de la transmission conductive thermique (C), et de l'accumulation thermique totale (D) : à partir des chroniques de températures de pression différentielle mesurées sur le (site de La Poissonnière) entre 15 mai 2021 et 9 juin 2021.	137
Figure 69 : Simulation avec le modèle de Ginette (Cucchi et al., 2018b) de la vitesse d'écoulement de l'eau dans la zone hyporhéique à partir des chroniques de températures de pression différentielle mesurées sur le (site de La Poissonnière) entre 15 mai 2021 et 9 juin 2021	138
Figure 70 : variation de la pression différentielle dans les sédiments à 30 cm de profondeur, de la hauteur d'eau dans la rivière et du toit de la nappe sur la rive à la Poissonnière	139
Figure 71 : variation de la pression différentielle dans les sédiments à 30 cm de profondeur, de la hauteur d'eau dans la rivière et du toit de la nappe sur la rive à Signy	140
Figure 72 : Positions des dispositifs Molonari sur le dépôt de colluvions à la Poissonnière	140
Figure 73 : Variation des pressions différentielles à 30 cm à l'amont (P5) et à l'aval (P4) du dépôts de colluvion à la Poissonnière	141
Figure 74: Variation du gradient nappe-rivière et de la pression différentielle à 30 à cm dans les sédiments à La Poissonnière.....	142
Figure 75 : Rapport de gradient hydraulique entre la rivière et à 30 cm dans les sédiments et le gradient hydraulique nappe-rivière à La Poissonnière	144
Figure 76 : Variabilité de la turbidité et de la conductivité électrique dans la rivière, la zone hyporhéique (à 15 et 20 cm) et la nappe du site de Signy entre 18 octobre 2021 et au 2 mai 2022.(barre foncée verticale indiquant une date d'intervention sur le terrain). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.	150
Figure 77 : Variabilité de la hauteur dans la rivière et de la nappe (axe Y gauche) et pression différentielle entre les sédiments et la rivière (axe y droite) : site de Signy entre 18 octobre 2021 et au 2 mai 2022. (barre foncée verticale indiquant une date d'intervention sur le terrain). Les zones vertes	

et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière/	151
Figure 78 : Variabilité de la conductivité électrique entre 18 octobre 2021 et 31 janvier 2022 dans la rivière et la zone hyporhéique du site de Signy. (les barres vertes et mauves foncées correspondent à des dates d'invention d'intervention). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.....	153
Figure 79 : Variabilité de la hauteur d'eau entre 18 octobre 2021 et 31 janvier 2022 de la rivière site à Signy (barre verte foncée verticale indiquant une date d'intervention sur le terrain). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.	154
Figure 80 : Variabilité de la température en automne (entre 18 octobre 2021 et 31 janvier 2022) dans la rivière et la zone hyporhéique sur le site de Signy. (barre verte foncée verticale indiquant une date d'intervention sur le terrain). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.	155
Figure 81 : Variabilité de l'oxygène dans la rivière et la zone hyporhéique du site de Signy entre 18 octobre 2021 et au 2 mai 2023. Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.	159
Figure 82 : Variation des concentrations de l'oxygène dissous à différentes profondeurs et de la hauteur d'eau à Signy (les barres vertes et mauves foncées correspondent à des dates d'invention d'intervention). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.....	160
Figure 83 : Variation des concentrations de l'oxygène dissous à différentes profondeurs et de la hauteur d'eau à Virey (barre verte foncée verticale indiquant une date d'intervention sur le terrain). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.	161
Figure 84 : Variation de la conductivité électrique, de la turbidité et de la hauteur d'eau à signy (les barres vertes et mauves foncées correspondent à des dates d'invention d'intervention). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.	162
Figure 85 : Variation de la conductivité électrique, de la turbidité et de la hauteur d'eau à Virey. (barre verte foncée verticale indiquant une date d'intervention sur le terrain). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.	163
Figure 86 : Variation des concentrations en oxygène dissous à différentes profondeurs et de hauteur d'eau dans la rivière au point de mesure de l'oxygène dissous à Signy	165

Listes des Tableaux

Tableau 1 : Paramètres étudiés et techniques de mesure utilisé :	48
Tableau 2 : Profondeurs d'investigation de CMD explorer	56
Tableau 3 : Effet de la température sur la pression différentielle mesurée	81
Tableau 4 : Résumé des paramètres mesurés sur chaque site avec les pas de temps et les profondeurs de mesure des sédiments	84
Tableau 5 : Résultats de conductivité hydraulique en m/s sur le lit de la rivière à Signy estimés en utilisant le modèle (Bouwer, 1989)	89
Tableau 6 : mesure de flux hyporhéique par le seepage meter	96
Tableau 7 : Statistiques des mesures de conductivités en fonction de la profondeur à Signy le 20/07/2020	113
Tableau 8 : Statistique de la conductivité en mS/m entre 2020 en 2022	116
Tableau 9 : Paramètres m, a et porosité pour différents types de grains ou de roches, d'après (Keller, 1988)	122
Tableau 10 : Statistique de la porosité entre 2020 en 2022	125
Tableau 11 : Valeurs de porosités des roches (SIGES Seine-Normandie - ©2023°	125

Listes des annotations

α : coefficient de calibration tension et hauteur

β : coefficient de calibration tension et hauteur

B : l'indice d'induction sans dimension

C_2 : est une constante liée au système de la sol-eau.

d_{10} : diamètre efficace des grains.

δ : peau électromagnétique de l'onde.

e : Rapport des vides, calculé en utilisant la porosité mesurée (n) comme suit : $e=n/((1-n))$

g : accélération de la pesanteur (m/s^2)

H_s : champ magnétique primaire (tesla)

H_p : champs magnétique secondaire (tesla)

k : conductivité hydraulique (m/s)

L : la longueur de la zone crépinée (m)

m : représente le facteur de cimentation (il dépend de la forme des pores, de la compaction et varie entre 1,3 pour les sables non consolidés et 2,2 pour les calcaires cimentés)

μ_0 : ($= 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ H.m}^{-1}$), est la perméabilité magnétique de l'espace libre et. $i=\sqrt{-1}$

μ : Viscosité dynamique de l'eau (Pa.s)

Q : flux volumétrique en m^3/s

r_c : le rayon nominal du tubage (m)

R_e : le rayon externe ou effectif du test (m)

R_H : Fonction de réponse cumulative pour la configuration (Horizontal Coplanar Probe)

r_w : Le rayon de la zone d'injection (m)

R_V : Fonction de réponse cumulative pour la configuration (Vertical Coplanar Probe)

S_m : Surface spécifique de la phase solide du milieu poreux (m^2/g).

σ_a : conductivité électrique apparente (mS/m)

σ_w : conductivité électrique de l'eau (mS/m)

σ_{ag} : conductivité électrique de l'argile (mS/m)

σ_n : conductivité électrique normale due à la porosité effective (mS/m)

t : est le temps écoulé depuis le début du test (s)

T : température (°C)

T_{ref} : température de référence pour la calibration des capteurs de différentiel de pression

θ : désigne la porosité

Ω : est la fréquence angulaire

U : la tension de la membrane du capteur de différentiel de pression

ν : viscosité cinématique (m^2/s)

V_i : est le volume initial d'eau dans le sac de collecte avant la mesure

V_f : est le volume final d'eau dans le sac de collecte après la mesure.

C : Constante de Kozeny-Carman (un paramètre empirique).

γ : Poids spécifique de l'eau (kg/m^3)

μ : Viscosité dynamique de l'eau (Pa.s)

φ_s : Masse volumique de l'eau (kg/m^3).

ρ : distance séparant les bobines de l'antenne CMD (m)

ΔH : différence de hauteur d'eau appliquée (m)

ΔP : différentiel de pression (m)

ξ_0, ξ_1, ξ_2 : coefficient de calibration tension-température

Z : profondeur normalisée, $z=d/\rho$, où d est l'épaisseur de la couche étudiée depuis l'antenne

Introduction générale et état de l'art : fonctionnement biogéochimique de la Zone Hyporhéique

1. Zone hyporhéique : Définition, importance et limites de la zone hyporhéique

1.1. Définition générale de la zone hyporhéique

Les masses d'eau souterraines, loin d'être isolées, sont des systèmes connectés avec les eaux de surface. En effet, dans le lit du cours d'eau et au niveau des berges, dans son écoulement aval, une partie de l'eau du cours d'eau peut s'infiltrer dans les sédiments saturés avant de rentrer dans la rivière. Ce flux saturé, ou échange de flux, se produit dans une zone de transition continue entre les eaux de surface et les eaux souterraines, appelée zone hyporhéique.

Le terme "hyporhéique" a été utilisé pour la première fois en 1959 dans un article scientifique de l'hydrobiologiste Orghidan, (1959). Dans cet article, Orghidan, (1959) a fait valoir que les sédiments situés en dessous et au niveau des berges des cours d'eau abritent un écosystème riche et unique, influencé à la fois par les eaux souterraines et les propriétés des cours d'eau. Orghidan, (1959) a également souligné que la nature transitoire de cet habitat, situé entre les cours d'eau et les eaux souterraines, était cruciale pour comprendre les écosystèmes aquatiques Orghidan, (1959).

Ainsi, plusieurs auteurs (Amoros C et al., 1993 ; White, 1993 ; Merill et al., 2014 ; Bayani Cardenas, 2015 ; Ward, 2016) ont proposé des modèles conceptuels et diverses définitions de la zone hyporhéique.

White, (1993) définit la zone hyporhéique comme l'ensemble des sédiments saturés d'eau qui se trouvent sous et le long des cours d'eau et contiennent une proportion d'eau de surface. Elle est généralement délimitée par la surface du sol et la nappe phréatique. Cette définition de l'accent sur la présence d'eau de surface dans cette zone, tandis que celle de Cranswick et al., (2015) met l'accent sur l'échange d'eau qui se produit entre la rivière et la zone hyporhéique. Cranswick et al., (2015) définit les flux hyporhéiques, comme les échanges d'eau qui se produisent entre une rivière et les sédiments en dessous et le long de celle-ci, les sédiments hyporhéiques étant considérés comme une zone de stockage temporaire de l'eau. La définition donnée par Merill et al., 2014 de la zone hyporhéique est similaire à celles données par White

(1993) et Cranswick et al., (2015), dans la mesure où elle met l'accent sur l'échange d'eau entre les eaux de surface et souterraines dans cette zone.

Selon le domaine d'étude plusieurs définitions et méthodes ont été utilisées pour délimiter à l'interface hyporhéique.

- *Approche biologique*

Les études de Boulton et al., (1998) ; Brunke et al., (1997) ; Orghidan, (1959) ; Vervier et al., (1992) mettent toutes en avant l'importance de la zone hyporhéique en tant qu'écotone entre les eaux de surface et les eaux souterraines. En effet, l'écotone selon (Williams et al., 2010) décrit comme une zone de transition entre deux communautés écologiques adjacentes, plus étroite que ces communautés mais possédant une plus grande diversité d'espèces et de densités de population en raison de l'effet de bord.

Dans le domaine écologique ou biologique : Orghidan, (1959) a décrit l'interface comme un nouvel environnement d'eau souterraine contenant un biote distinctif Boulton et al., (2010). Vervier et al., (1992) ont mis en évidence qu'il ne s'agit pas d'un emplacement facilement identifiable, mais d'un ensemble de facteurs distincts qui définissent un écotone et ses propriétés varient considérablement dans le temps et dans l'espace. Selon ces définitions, la zone hyporhéique est une zone de transition dynamique où l'eau, les nutriments et la matière organique sont échangés entre les différents écosystèmes, délimitée par la présence d'espèces hyporhéiques particulières.

- *Approche géochimique*

Triska et al., (1989) ont proposé, d'après leurs expériences utilisant des traceurs (méthodes géochimiques), que la zone hyporhéique comprend toute zone à proximité d'un cours d'eau où l'eau de rivière représente au moins 10% de l'eau totale. Cette zone est définie par la proportion d'eau de rivière présente, et non pas par une distance spécifique à partir du canal, ce qui signifie qu'elle peut varier en fonction de différents facteurs tels que la géologie, la topographie et l'hydrologie d'un site. Cette définition peut être utile pour étudier les impacts de l'eau de surface sur les écosystèmes et la qualité de l'eau souterraine, mais elle ne tient pas compte des processus biologiques et chimiques qui se produisent dans la zone hyporhéique. Pour comprendre ces processus et leur rôle dans le fonctionnement des écosystèmes et la qualité de l'eau, il est nécessaire de se baser en plus des délimitations purement physique, sur des définitions qui

mettent l'accent sur la nature écotone de la zone hyporhéique et sur les échanges de matière et d'énergie qui s'y produisent.

- *Approche hydrologique*

Du point de vue des hydrologues et hydrogéologue, la zone est définie par l'écoulement de l'eau de la rivière à travers les sédiments et les berges de la rivière. Conant, (2004) a utilisé une méthode physique (température) et a évalué les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines dans un écosystème de rivière. Dans le cadre de cette étude, Conant, (2004) a trouvé des indications montrant que les eaux de rivière et d'aquifère se mélangeaient à une profondeur supérieure à 0,3 m en dessous du lit de la rivière.

Il est important de noter que la profondeur à laquelle les eaux de surface et les eaux souterraines se mélangent peut varier en fonction de nombreux facteurs, tels que la nature du sol, la rugosité du lit ainsi que les formes morphologiques, les conditions hydrologiques et la présence de couches imperméables.

1.2. Dimension spatio-temporelle de la zone hyporhéique

Amoros C et al., (1993) ont suggéré un modèle qui prend en compte les trois dimensions d'un cours d'eau : longitudinale, latérale et verticale (Figure 1), tout en ajoutant une dimension temporelle à cette description physique. La durée de l'échange peut s'étendre d'une heure à plusieurs jours, révélant ainsi les durées de séjour dans la zone hyporhéique.

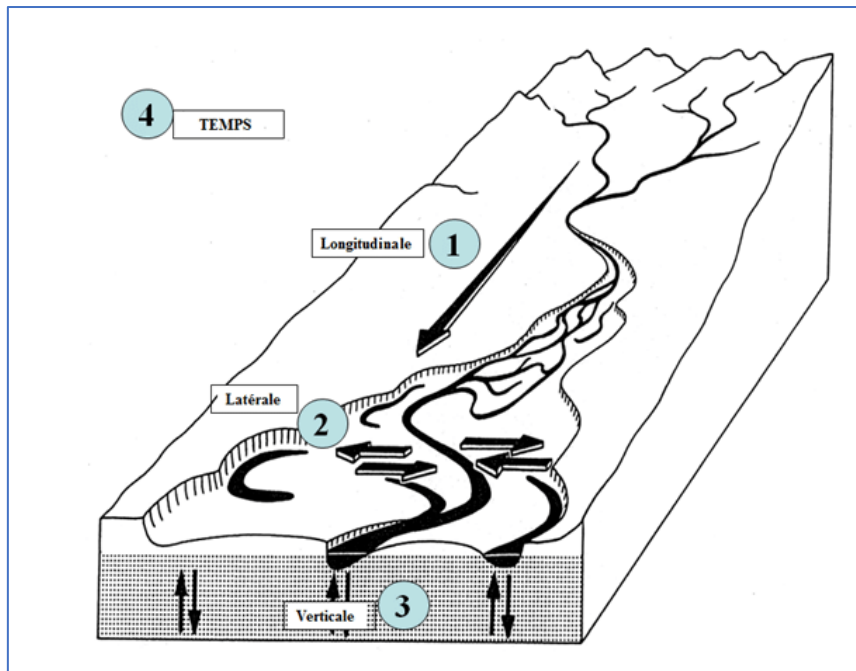


Figure 1 : Modèle conceptuel à quatre dimensions de la zone hyporhéique : (1) écoulement (eau, sédiment et soluté) longitudinale dans le chenal principal ; (2) échanges à travers les courbes de méandre et la plaine d'inondation ; (3) échanges verticaux qui tient compte des échanges entre l'eau de surface et les sédiments du lit de la rivière et les échanges avec les eaux souterraines. (4) Et chaque type d'échange est dynamique dans le temps, dépendant du rythme hydrologique, lui-même dépendant du climat et de la saison. Selon Amoros C et al., (1993)

En renforçant cette notion, Gooseff, (2010) a suggéré l'utilisation du terme "zone hyporhéique de 24 heures" pour décrire spécifiquement les zones souterraines où l'eau est évacuée en moins de 24 heures. Cette terminologie a été proposée pour faciliter des comparaisons structurées et établir un lien entre l'échelle de temps de l'échange et des processus d'intérêt, comme la dénitrification ou les taux de métabolisme.

Toujours dans cette volonté de définition, Ward, (2016) a introduit quatre critères pour identifier une zone hyporhéique. Ces critères englobent (i) la localisation de la zone sous le lit de la rivière, (ii) la provenance et le retour des flux au cours d'eau, (iii) l'interaction avec le processus à des échelles de temps pertinentes, et (iv) la continuité des processus dans une zone définie. Ward, (2016) souligne que les échelles les plus fréquemment étudiées dans les études sont celles des cours d'eau de deuxième et de troisième ordre, qui ont des échelles longitudinales, latérales et verticales comprises entre 10 et 1000 mètres et plus, 1 et 10 mètres, et 0 et 1 mètre respectivement.

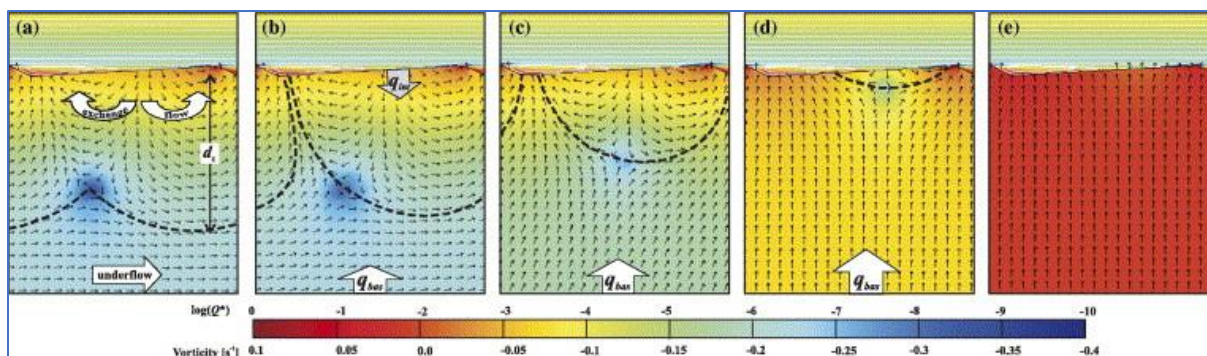


Figure 2: D'après Woessner (2017), le schéma de la figure présente des profils bidimensionnels de la zone hyporhéique influencée par les eaux souterraines. Il illustre les interactions entre l'eau de la rivière, les systèmes sédimentaires et l'écoulement des eaux souterraines sous-jacents. L'écoulement des eaux souterraines est indiqué par les flèches blanches dans la partie inférieure du profil, montrant la direction et l'ampleur de l'écoulement. Ce graphique simule l'impact de l'intensification de l'écoulement local des eaux souterraines vers le fond du cours d'eau (a à e) sur la profondeur des échanges souterrains près des berges peu profondes. Les lignes pointillées délimitent la zone de transition souterraine, où l'écoulement des eaux souterraines passe d'une orientation principalement horizontale à une orientation de plus en plus ascendante, comme indiqué par les flèches blanches en bas. Les petites flèches noires représentent la direction prévue de l'écoulement des eaux souterraines.

La Figure 2 met en évidence, pour une prédominance de l'écoulement souterrain, des échanges hyporhéiques qui se produisent principalement près de la surface, indiquant ainsi que la zone hyporhéique est fortement influencée par les mouvements des eaux souterraines, en particulier près des berges peu profondes.

D'autres études, comme Bayani (Bayani Cardenas et al., 2006 ; Gariglio et al., 2013 ; Woessner, 2017) ont souligné que l'étendue et la durée des échanges de flux ne sont pas fixes. Elles dépendent en effet des conditions hydrologiques de la géomorphologie du bassin versant, des conditions locales (présence de dunes ou rugosité), et de la prédominance des échanges locaux et régionaux des eaux souterraines.

En résumé, la zone hyporhéique représente l'espace entourant un ruisseau ou une rivière où un échange s'opère entre l'eau et les sédiments avec les eaux souterraines. Bien que sa profondeur puisse fluctuer en fonction des conditions climatiques et du sol, elle se situe généralement entre quelques centimètres et quelques mètres de profondeur. Ces variations sont influencées par des éléments tels que la géologie, l'hydrologie, et d'autres paramètres locaux du cours d'eau.

1.3. Intérêt et enjeux de la zone hyporhéique

- *Rôle de Filtration et de régulateur*

La zone hyporhéique se distingue par son rôle de régulation et de filtration (Newbold et al., 1982) et (Ostroumov, 1998). Physiquement, cette zone retient des particules, et biologiquement, elle facilite la régénération des éléments tout en éliminant les excédents potentiellement nocifs (Vervier et al., 1992). Cette autoépuration est un ensemble de processus biogéochimiques opérant dans les interstices sédimentaires. Plusieurs paramètres, tels que la taille des sédiments et la teneur en oxygène, influencent son efficacité. Par exemple, dans les cours d'eau oligotrophes, la dégradation des composés organiques est prédominante, tandis que dans les rivières eutrophes, la carence en oxygène peut entraver la transformation des nitrates (Newbold et al., 1982).

- *Rôle dans les cycles biogéochimiques*

Dans le contexte biogéochimique, la zone hyporhéique orchestre des cycles clés d'éléments tels que le carbone, l'azote, le phosphore et le soufre (Jack A. Stanford et al., 1993). Elle modifie les niveaux de carbone organique dissous via la décomposition microbienne (Tom J. Battin et al., 2008) et régule l'azote, notamment influencé par les activités humaines, à travers des processus tels que la nitrification et la dénitrification (Boulton et al., 1998). Le phosphore, crucial pour les plantes, est également modulé dans cette zone (Runkel et al., 2003), tout comme le soufre par des processus anaérobies comme la sulfato-réduction (Frank J. Triska et al., 1993). Ensemble, ces mécanismes transforment la zone hyporhéique en un "réacteur biogéochimique", préservant la qualité de l'eau et la santé des écosystèmes.

(Marzadri et al., 2017) ont mis en lumière le rôle potentiel de la zone hyporhéique dans la dénitrification des rivières. Dans les ruisseaux, caractérisés par leurs faibles profondeurs, c'est essentiellement dans la zone benthique-hyporhéique que se déroule la dénitrification microbienne, l'hydrodynamique de la zone est le chef facteur qui régule l'apport de nutriments aux ensembles microbiens responsables des transformations biogéochimiques. Toutefois, il a été noté qu'avec l'augmentation de la taille du ruisseau, le rapport entre les flux hyporhéiques et de surface diminue, ce qui réduit la contribution relative de la zone hyporhéique aux transformations biogéochimiques.

Une autre étude réalisée par (Harvey et al., 2013) a corroboré ces observations. Dans une rivière riche en nitrates, la dénitrification s'amorce presque instantanément, dès que l'eau atteint une profondeur de 4 cm dans les voies d'écoulement hyporhéique. Cette dénitrification est plus active dans les sédiments superficiels du fait de vitesses de réaction intrinsèque élevées et de flux hyporhéiques conséquents. Toutefois, à mesure que la profondeur augmente, l'efficacité de la zone diminue, limitant ainsi la dénitrification hyporhéique à seulement 10% de l'élimination des nitrates du cours d'eau.

En somme, la zone hyporhéique joue un rôle pivot en agissant comme un "filtre" ou un "réacteur biogéochimique", modulant la qualité de l'eau à travers la transformation et le transport de divers composés chimiques. Les interactions entre les processus biologiques (comme la décomposition microbienne) et les processus géochimiques (comme la dissolution et la précipitation de minéraux) y sont incessants, soulignant l'importance de cette zone pour la santé et la stabilité des écosystèmes aquatiques.

- *Habitat et zone reproduction*

La zone hyporhéique se distingue par une intense activité biologique, accueillant une diversité d'organismes, des bactéries et champignons aux invertébrés, comme le soulignent (J. A. Stanford et al., 1988) et (Boulton et al., 1998). Elle constitue également un habitat privilégié pour la reproduction de nombreuses espèces piscicoles, notamment les salmonidés. Elle leur procure un environnement idéal pour la ponte, l'éclosion de leurs œufs et l'élevage de leurs alevins. Les études de (Greig et al., 2007) et de (Buss, 2009) illustrent comment diverses espèces piscicoles utilisent cette zone à différents stades de leur développement.

Par ailleurs, la faune riveraine, telle que les amphibiens et les reptiles, exploite également la zone hyporhéique pour ses activités de reproduction, offrant ainsi un milieu propice à l'éclosion et à la croissance de leur progéniture (Bean et al., 2014).

- *Indicateur de l'état de santé des écosystèmes aquatiques*

La zone hyporhéique offre un indicateur du fonctionnement physico-chimique des cours d'eau grâce à la diversité et à la composition de ses habitants, comme le précisent (Brunke et al., 1997) En effet, cette région abrite une variété d'organismes - des bactéries, champignons et algues jusqu'aux invertébrés - qui sont essentiels à la décomposition de la matière organique, au recyclage des nutriments et au soutien de la chaîne alimentaire (Brunke et al., 1997).

Les fluctuations dans la composition ou la densité de ces organismes peuvent signaler des variations dans les conditions du milieu, qu'elles soient physiques, chimiques ou biologiques. La présence de certaines espèces peut servir d'indicateur de la qualité de l'eau, tandis que les évolutions dans la distribution des différents groupes d'organismes peuvent mettre en lumière des changements environnementaux, tels que la pollution ou des modifications de l'habitat. (Brunke et al., 1997),(Leigh et al., 2013) et (Boulton et al., 1998) ont par exemple souligné le potentiel des invertébrés hyporhéiques comme indicateurs de la santé des rivières. Leur étude a révélé que la composition de ces assemblages varie en fonction des conditions hydrologiques, et que cette réponse est prévisible selon les régions géographiques. Ces découvertes plaident en faveur d'une surveillance accrue des zones hyporhéiques, mettant en exergue le rôle potentiel des invertébrés en tant qu'indicateurs biologiques pour évaluer la santé des écosystèmes fluviaux.

2. Facteurs de contrôles des flux zone hyporhéique

2.1.Facteurs physiques

2.1.Perméabilité

La perméabilité des sédiments du lit de la rivière est l'un des facteurs principaux qui contrôle les dynamiques dans la zone hyporhéique. Cette perméabilité est influencée par le transport sédimentaire : lorsque des sédiments sont déplacés ou réorganisés, cela peut soit obstruer les voies d'eau, soit les ouvrir, modifiant ainsi la capacité d'échange de la zone ((Datry, 2008)). En effet, le colmatage dans les rivières provenant de l'accumulation de sédiments fins ou biologique (expansion du biofilm microbien (Marmonier et al., 2004a), peuvent perturber les échanges essentiels entre la rivière et le milieu souterrain, affectant l'équilibre biochimique (Lefebvre et al., 2005). De plus, cela impacte les habitats des invertébrés, limitant les zones de refuge

(Brunke et al., 1997). De nombreuses études ont révélé que le colmatage perturbe les communautés d'invertébrés, et influence la manière dont ils colonisent ces habitats ((Gayraud et al., 2002); (Sarriquet et al., 2006). Ce processus est également préjudiciable pour la reproduction des salmonidés, compromettant ainsi la production de poissons (Richardson et al., 2002).

2.1.1. Gradient hydraulique

Le gradient hydraulique joue également un rôle crucial. Il désigne la variation du niveau ou de la pression de l'eau à travers différents endroits d'un cours d'eau, entraînant des mouvements d'eau des zones à pression élevée vers celles à pression plus basse. La fluctuation de niveau entre la rivière et la nappe phréatique voisine détermine si l'eau s'infiltre dans la zone hyporhéique ou en ressort, comme l'ont souligné (Harvey et al., 1996).

(Kaufman et al., 2022) ont mené une étude sur les perturbations de l'oxygène dissous (DO) dans la zone hyporhéique. Ils ont constaté que ces perturbations n'étaient pas principalement dues au mélange d'eaux souterraines et de surface ni à la température du sous-sol. Au lieu de cela, les perturbations étaient fortement associées aux fluctuations du gradient de la charge hydraulique transversale de la vallée. Quand ce gradient était inférieur à un seuil d'environ 1×10^{-4} , la relation avec la DO était non-hystérique. Au-dessus de ce seuil, elle devenait hystérique, suggérant un changement de comportement du système. L'étude postule que des gradients plus positifs pourraient activer des voies d'écoulement auparavant bloquées ou permettre à l'eau stockée dans les berges de circuler davantage. Malgré des différences quantitatives dans la dynamique de la DO, un changement qualitatif cohérent de comportement a été observé à toutes les profondeurs, principalement au-dessus de ce seuil spécifique.

2.1.2. Température

La température de l'eau exerce une influence significative sur la zone hyporhéique (Rivière et al., 2019), Cette influence est multifacette, touchant plusieurs aspects de la dynamique de la zone hyporhéique et un impact sur la biologie, avec des taux métaboliques sensibles à la température des variations saisonnières qui peuvent accélérer les activités biologiques en été (Isaak et al., 2016), des changements dans la solubilité des gaz, tels que l'oxygène dissous, avec des températures plus élevées réduisant la capacité de l'eau à retenir ces gaz, et des variations

dans la vitesse d'infiltration de l'eau de surface, influençant la circulation de l'eau en fonction de la température (Story et al., 2003).

L'équilibre thermique entre les eaux de surface et les eaux souterraines joue également un rôle essentiel dans la régulation de la température de la zone hyporhéique. Ces interactions thermiques affectent donc la température de la zone hyporhéique, ce qui à son tour influe sur les processus biologiques, chimiques et hydrologiques qui s'y déroulent (Anibas et al., 2009).

2.1.3. Forçages dans la zone hyporhéique :

2.1.3.1. La rugosité du lit de la rivière

Les échanges au sein de la zone hyporhéique sont influencés par plusieurs facteurs physiques. Par exemple, la présence de dunes ou de rugosités au fond des rivières crée des variations de pression qui peuvent intensifier ou réduire les flux d'eau entre la rivière et la nappe souterraine. Selon des études récentes, l'échange hyporhéique provoqué par les formes de lit des rivières, notamment ceux en forme de dune (modèle hydro-géomorphologique), pourrait revêtir une importance biogéochimique supérieure à celle de l'échange hyporhéique latéral (Gomez-Velez et al., 2015). La zone hyporhéique, sous ces formes de dunes, présente une dynamique d'écoulement alternant entre zones d'infiltration et de remontée.

(Cardenas et al., 2007) ont examiné les interactions entre une colonne d'eau et un substrat poreux sous-jacent, en se focalisant sur l'impact des dunes à l'interface entre ces deux milieux. Grâce aux simulations numériques, il a été observé qu'un tourbillon se forme en aval des dunes, influençant les pressions à l'interface et, par conséquent, le flux d'eau à travers le milieu poreux. La configuration des dunes, en particulier leur inclinaison, affecte la profondeur de la zone d'échange à l'interface. Plus la dune est inclinée, plus la zone d'échange est proche de la surface. La morphologie du lit de la rivière, c'est-à-dire sa forme et sa structure, ainsi que la présence d'obstacles tels que des rochers, des troncs d'arbres ou des constructions humaines, peuvent entraver ou diriger ces flux, influençant ainsi la manière dont l'eau circule dans la zone hyporhéique (Sawyer et al., 2011).

(Cardenas, 2008) a exploré l'influence des caractéristiques géomorphologiques à l'interface entre l'eau de surface et l'eau souterraine sur la qualité et la quantité de l'eau. Les simulations réalisées dans l'étude montrent que l'eau souterraine présente une distribution de temps de transit qui suit une loi de puissance à travers diverses caractéristiques géomorphologiques, de

la forme des lits de rivières aux grands bassins. Cette découverte offre une explication à l'existence de fluctuations temporelles de nature fractale dans la concentration et la chimie des cours d'eau.

2.1.3.2. Impact des crues et du niveau de nappe

Les interactions entre la surface des cours d'eau et leur lit sont constamment en évolution, influencées par divers facteurs environnementaux. Les variations du débit d'eau, qu'elles soient naturelles à cause des précipitations ou induites par l'homme comme avec les barrages, ont un impact déterminant sur la dynamique d'échange à l'interface eau-sédiment (Hannah et al., 2009) et (F. Boano et al., 2007) .

L'étude de (Oconnor et al., 2012) sur la rivière South Fork Iowa a analysé les relations entre les débits d'eau et les concentrations en oxygène dissous, typiques des rivières agricoles. Ces rivières, avec peu d'ombrage, de fortes concentrations de nutriments et d'abondantes communautés de périphyton, présentent des taux élevés de photosynthèse pendant la journée et de respiration la nuit. L'étude a utilisé la différence de concentration en oxygène dissous (DO) comme indicateur du métabolisme de la rivière. Les résultats ont montré que des débits d'eau importants, en particulier ceux supérieurs à 25 m³/s, perturbent le signal de l'oxygène dissous. Bien qu'aucun seuil spécifique de débit n'ait été déterminé pour le métabolisme de la rivière, les périodes de récupération après perturbation variaient, prenant soit moins de 5 jours, soit plus de 15 jours. Cette étude souligne la sensibilité du métabolisme des rivières agricoles aux variations de débit.

Dans leur étude théorique, (Malzone et al., 2016) ont examiné comment de la zone hyporhéique réagit aux fluctuations saisonnières et événementielles (telles que les tempêtes) de la nappe phréatique. Ils ont constaté que la nappe phréatique dans la zone riveraine joue un rôle clé dans l'expansion saisonnière de la zone hyporhéique le long du lit de la rivière. Cette expansion, induite par les fluctuations des eaux souterraines, pourrait accroître le potentiel de cycles biogéochimiques, favorisant ainsi la réduction naturelle des polluants.

De plus, les facteurs régionaux, les activités humaines (pompage et barrages), peuvent également influencer ces échanges. Ces éléments peuvent soit intensifier les connexions entre la rivière et sa zone hyporhéique, soit les interrompre (Cardenas et al., 2007).

2.2. Facteurs biologique

La présence de végétation aquatique a un impact significatif sur les motifs d'écoulement dans les environnements aquatiques, tandis que les activités biologiques, en particulier celles des micro-organismes, ont le potentiel de modifier la structure des sédiments (Hendricks et al., 2000). Simultanément, les micro-organismes présents dans les sédiments jouent un rôle clé dans les cycles biogéochimiques, influençant la disponibilité des éléments nutritifs, tels que l'azote et le carbone, pour les plantes aquatiques et d'autres organismes (T. J. Battin et al., 1999). Les invertébrés aquatiques, tels que les vers, les insectes et les crustacés, contribuent à la fragmentation des sédiments et à la modification de la porosité des sédiments (Wood et al., 2010) et (Jennings et al., 2007). En outre, les mouvements migratoires des poissons, comme ceux des salmonidés, affectent la structure et la dynamique de la zone hyporhéique (Boulton et al., 1998). Les dépôts biogéniques, formés par des organismes tels que les mollusques et les biofilms microbiens, ont un impact sur la perméabilité des sédiments. Ces interactions sont dynamiques, évoluant en réponse aux variations climatiques et aux interventions humaines, notamment les changements d'utilisation des terres (Larsen et al., 2014).

3. Questions ouvertes

3.1. Variabilité spatiale de la zone hyporhéique

En dépit de l'abondance de recherches consacrées à la zone hyporhéique, de nombreuses incertitudes persistent. L'une des plus importantes concerne la structure spatiale de cette zone et son hétérogénéité. Est-ce que cette zone est uniformément perméable, ou bien présente-t-elle des poches de perméabilité variable ? En d'autres termes, existe-t-il des zones où les échanges d'eau et de solutés sont plus intenses en comparaison avec des zones où ces échanges sont limités ? Cette hétérogénéité peut-elle influencer de manière significative la dynamique biogéochimique et hydraulique de la zone hyporhéique ? Doit-elle être prise en compte dans les modèles de fonctionnement ?

3.2. Variabilité temporelle de la zone hyporhéique

Sur le plan temporel, la question de la réactivité de la zone hyporhéique aux événements hydrologiques est primordiale. Cependant, cet aspect est mal documenté dans la littérature de la zone hyporhéique en raison du manque de données résolues en temps dans la zone hyporhéique. Alors que certains travaux théoriques ont mis en évidence des dynamiques saisonnières, influencées par des cycles naturels tels que la fonte des neiges ou les saisons de pluie, les réponses à des événements plus brefs et intenses, comme les crues, sont moins bien comprises. Les crues peuvent-elles accélérer les échanges dans la zone hyporhéique ? Ou au contraire, peuvent-elles la perturber au point de limiter ces échanges ? Ces questions sont essentielles, car leurs réponses peuvent influencer la capacité des écosystèmes à faire face à des événements extrêmes, comme l'arasement de barrages.

3.3. Transports des éléments chimiques dans la zone hyporhéique

La dynamique du transport des solutés dans la zone hyporhéique est fondamentale pour comprendre les processus biogéochimiques dans la zone hyporhéique. Si les outils numériques ont permis de simuler ces dynamiques, ils sont souvent confrontés à un manque de données de terrain pour étayer et valider leurs prédictions (Kaufman et al., 2017). Les simulations, basées sur des principes théoriques, peuvent parfois manquer de nuance face à la réalité complexe et hétérogène du terrain (F. Boano et al., 2014).

La migration des éléments chimiques, comme l'oxygène dissous, les nitrates ou le carbone organique, est un indicateur de l'état de santé de l'écosystème. Par exemple, la présence ou l'absence d'oxygène peut influencer les types de micro-organismes présents et, par conséquent, les réactions biochimiques qui se déroulent (Kaufman et al., 2022). De même, la manière dont les nitrates sont transportés et transformés peut avoir des implications pour la qualité de l'eau et la santé des écosystèmes en aval (Krause et al., 2013).

Dans cette étude est donc question de mieux comprendre les gradients physico-chimiques verticaux au sein de la zone hyporhéique est une question centrale. Comment ces gradients varient-ils spatialement et temporellement au sein de cette zone ? Sont-ils influencés par l'hétérogénéité spatiale, c'est-à-dire des zones avec des caractéristiques différentes, comme la perméabilité ? Les variations temporelles, y compris les événements hydrologiques tels que les crues, ont-elles un impact sur ces gradients ? Par exemple, est-ce que les concentrations

d'oxygène dissous dans la zone hyporhéique restent stables au fil du temps, ou bien fluctuent-elles en réponse à des changements dans les conditions hydrologiques ?

Ainsi, obtenir des données empiriques détaillées en continu dans la zone hyporhéique pour mieux étudier ces dynamiques est essentiel. Cela nécessite des méthodes d'échantillonnage innovantes et précises, capables de saisir les variations fines à la fois dans l'espace et dans le temps. En comprenant mieux ces dynamiques, nous pourrions anticiper et répondre plus efficacement aux perturbations, qu'elles soient d'origine naturelle ou résultent d'activités humaines.

4. Objectifs et méthode d'études de la zone hyporhéique

Face aux questions ouvertes mentionnées précédemment, la présente thèse offre une approche novatrice pour combler les lacunes existantes. L'objet de cette étude est de présenter des mesures de terrain documentant la réponse physique et chimique des lits de rivière faces aux forçages hydrologiques et sédimentaires dans la rivière. Cette étude a été réalisée en étudiant les processus hyporhéiques dans la rivière Sélune en Normandie. Cette rivière, débouchant dans la baie du Mont Saint-Michel, a des implications économiques majeures et joue un rôle crucial pour la reproduction de plusieurs espèces clés telles que le saumon atlantique et la lamproie marine. Pour restaurer la continuité hydro-sédimentaire, deux barrages (celui de Vézins et de celui de la Roche Qui Boit) ont été arasés en janvier 2019 et juillet 2023 respectivement. Suite à ces arasements de barrage, on s'attend à des modifications significatives du régime des débits, des échanges rivière-nappe et du transport des sédiments. C'est dans ce contexte particulier qu'une campagne de suivi scientifique a été initiée afin d'évaluer les impacts de l'arasement du barrage sur la zone hyporhéique face aux forçage sédimentaires et hydrauliques. Ce suivi scientifique a fait l'objet d'un projet de recherche (projet LEARN) financé par l'agence de l'eau Seine Normandie.

Un réseau de capteurs autonomes (niveau d'eau, température, conductivité électrique, oxygène, et différentiel de pression) a été installé le 18 octobre 2021 à diverses profondeurs dans le lit de la rivière et la rivière elle-même (Ba et al., 2023). Ces installations visent à enregistrer en continu les variations des principales variables physico-chimiques et à les relier aux processus de surface. Trois sites de mesure ont été choisis pour évaluer l'impact de la suppression des barrages : le site de Virey situé en amont de l'influence des lacs des barrages, le site de la Poissonnière situé au niveau de l'ancien lac du barrage de Vezins, et le site de Signy situé à 6

km à l'aval des deux barrages. Chacun de ces trois sites a été soumis à des conditions hydro-sédimentaires différents, avant, pendant et après l'arasement des barrages. Il faut noter aussi, l'utilisation de la méthode de profilage dans cette étude, revêt une importance cruciale, se distinguant des mesures ponctuelles traditionnelles (Marmonier et al., 2004b ; Namour et al., 2016). Elle consiste à effectuer des mesures à différents niveaux le long d'un même point de mesure, offrant ainsi un aperçu détaillé de la distribution des paramètres clés dans la zone hyporhéique. Cette approche permet de suivre les variations de conductivité électrique, de pression, et d'autres variables, aussi bien à la surface qu'en profondeur.

L'atout majeur de cette méthode réside dans sa capacité à mesurer les gradients. Les gradients revêtent une importance particulière car ils fournissent des informations non seulement sur la valeur des paramètres physico chimique, mais aussi sur la direction et l'intensité de leur flux au sein de la zone hyporhéique. Ainsi, ces profils de mesure apportent une compréhension sans égale des processus de transport, qu'il s'agisse de substances conservatives ou réactives.

En plus des variables chimiques, l'une des démarches essentielles de cette étude est de quantifier l'hétérogénéité de la perméabilité dans le lit de la zone hyporhéique avec une antenne CMD explorer. Cette quantification de la perméabilité vise à déterminer si la zone est uniformément perméable ou si elle présente des zones de forte et faible perméabilité. Ces mesures de perméabilité sont réalisées sur plusieurs années, sur plusieurs sites et sur des transects longitudinaux ; ce qui permet de détecter des tendances à spatiales et temporelles. Ces données permettront de mieux comprendre comment l'hétérogénéité spatiale influence les échanges hydrauliques et la distribution de solutés.

En conclusion, les données caractérisées par leur haute résolution spatiale et temporelle collectées fournissent une occasion unique d'évaluer le fonctionnement biogéochimique de la zone hyporhéique et son couplage avec les processus dynamiques d'écoulement et de sédimentation. En analysant ces données, cette recherche vise à répondre à des questions fondamentales concernant la variabilité spatiale de la zone hyporhéique, les échanges d'eau, les variations temporelles et la dynamique du transport des solutés au sein de la zone hyporhéique. Ce qui s'avère essentiel pour la compréhension des processus et des phénomènes dans cette zone clé.

Plus précisément, nous allons essayer de répondre à ses questions suivantes :

- Quelle est la dynamique des gradients physico-chimique dans la zone hyporhéique ?
- Comment les interactions entre la rivière et la nappe souterraine, les écoulements au sein du lit sédimentaire et la biomasse affectent-elles les gradients physico-chimiques à l'interface entre ces zones ?
- Comment varie l'hétérogénéité de la perméabilité dans la zone hyporhéique, et quel est son impact sur les échanges et l'établissement de gradients chimiques ?
- Les fluctuations temporelles dues aux crues et à la dynamique sédimentaire suite à l'arasement des barrages sur la Sélune, influencent-elles de manière significative la dynamique des gradients physicochimique dans la zone hyporhéique en particulier celle l'oxygène dissous ?
- Enfin, comment les profils de mesure de gradients physico-chimiques contribuent-ils à une meilleure compréhension des flux et des échanges au sein de cette zone hyporhéique ?

Pour répondre à ces questions, cette thèse s'articule autour de trois chapitres :

- Chapitre I : Présentation du bassin versant de la Sélune et Méthodologie de suivi des paramètres physico-chimique de la rivière et dans le lit de la rivière. Ce chapitre jettera les bases en présentant le contexte du bassin versant de la Sélune et la méthodologie de suivi des paramètres physico-chimiques dans la rivière et son lit.
- Chapitre II : Dynamiques de la perméabilité et des flux hyporhéiques sous forçage hydrologique et sédimentaire. Dans ce chapitre, nous explorerons les dynamiques de la perméabilité et des flux hyporhéiques sous l'influence des forçages hydrologiques et sédimentaires, en utilisant des techniques telles que les antennes CMD et les piézomètres.
- Chapitre III : Dynamique des gradients physico-chimiques dans la zone hyporhéique. Ce dernier chapitre se penchera sur la dynamique des gradients physico-chimiques dans la zone hyporhéique, en étudiant l'impact des interactions entre la rivière et la nappe souterraine, les écoulements au sein du lit sédimentaire et la biomasse.

Ces chapitres visent à éclaircir l'organisation spatio-temporelles des flux et du transport dans la zone hyporhéique, dans un contexte particulier apporté par l'arasement des barrages. En combinant ces différentes perspectives, ma thèse apporte de nouvelles données pour appréhender et possiblement modéliser le fonctionnement de cette zone.

Charptire I : Présentation du bassin du versant de la Sélune et Méthologie de suivi des paramètres physico-chimique de la rivière et dans le lit de la rivière

Introduction

Ce chapitre a pour but de présenter le contexte de l'étude du bassin versant de la Sélune, mettant en évidence l'importance du suivi des paramètres physico-chimiques de la rivière et de la zone hyporhéique. L'utilisation de l'instrumentation Molonari et de l'antenne CMD Explorer est essentielle pour l'acquisition de données précieuses qui permettront de caractériser et de comprendre les processus biogéochimiques impliqués. Les prochains chapitres se concentreront sur l'analyse et l'interprétation de ces données en vue de mieux appréhender le fonctionnement de la zone hyporhéique et de proposer un modèle biogéochimique adapté. Dans le cadre de cette thèse, l'objectif principal est de caractériser et de comprendre la dynamique de la zone hyporhéique, avec une attention particulière portée à l'évaluation de l'impact de l'arasement du barrage de Vezins de la Roche Qui Boit, survenu en janvier 2020 et en Mai-juillet 2022. Cette étude vise à contribuer à une meilleure compréhension des interactions dans la zone hyporhéique et de l'influence des événements tels que l'arasement de barrages sur l'écosystème fluvial de la Sélune.

On prévoit que l'arasement du barrage de Vezins de la Roche Qui Boit entraînera des altérations significatives dans la dynamique hydrologique et sédimentaire de la rivière Sélune, avec des impacts spécifiques dans la zone hyporhéique. Il est essentiel de comprendre ces changements anticipés et d'évaluer leurs conséquences sur les processus biogéochimiques et la qualité de l'eau.

Pour documenter ces changements, nous avons mis en place un suivi des paramètres physico-chimiques de la rivière Sélune et de la zone hyporhéique. À cet effet, nous utilisons un ensemble d'instruments innovants qui comprennent des capteurs permettant de mesurer en continu et avec une haute résolution temporelle des paramètres tels que la hauteur d'eau, l'oxygène dissous, la conductivité électrique, la température, la turbidité de l'eau et la pression différentielle. Ces capteurs nous permettent d'obtenir des données détaillées à plusieurs endroits de la rivière, tant dans la rivière Sélune que dans la zone hyporhéique.

Ces séries temporelles de données nous offrent une vision approfondie des variations des paramètres physico-chimiques dans l'espace et dans le temps, et elles nous donnent l'opportunité de mieux comprendre comment ces gradients physico-chimiques varient en fonction des conditions hydrologiques de la rivière et des flux de sédiments.

Nous avons également exploré la possibilité d'utiliser un conductimètre électromagnétique (antenne électromagnétique CMD Explorer) pour mesurer la conductivité électrique du lit de la rivière sur un linéaire de plusieurs centaines de mètres. L'objectif est ici de faire un suivi diachronique sur plusieurs linéaires de cours d'eau, afin de mettre en évidence une éventuelle modification des gradients de la conductivité hydraulique avant ou après l'arasement des barrages. Le travail a consisté à : (i) de développer un traitement du signal électromagnétique pour filtrer la part du signal induite par l'épaisseur d'eau entre l'antenne et le fond de la rivière, (ii) d'interpréter les variations temporelles et spatiales du signal en fonction des données hyporhéiques obtenues avec les capteurs.

1. Présentation du site

1.1. Contexte géographique et contexte barrage : Choix des sites d'études

Les sites d'étude sont situés dans le bassin versant de la rivière Sélune, dans le département de la Manche en Normandie (Figure 3 : localisation des sites d'études). La Sélune mesure 90 km de long et draine un bassin versant de 1106 km². Depuis 1912, les barrages de Vezins et de la Roche Qui Boit ont radicalement modifié le fonctionnement de la rivière avec la rupture de la continuité hydro-sédimentaire et écologique. Le barrage de Vezins a été détruit entre 2019 et 2020. L'effacement du barrage de Roche-Qui-Boit et le rétablissement de la continuité hydro-sédimentaire ont commencé en mai 2022. Le volume estimé de sédiments dans les barrages de Vezins et Roche-Qui-Boit est respectivement de 1,3 million de m³ et 0,3 million de m³ (Sepia conseils, 2002). L'effacement des barrages dans la Sélune devrait avoir un impact significatif sur l'hydrologie et le transfert de sédiments avec un risque de colmatage du lit de la rivière en aval. L'un des principaux objectifs de cette thèse est d'évaluer l'impact de la suppression des barrages sur les flux hydro-sédimentaires et sur le fonctionnement de la zone hyporhéique.

Pour cette étude, nous avons sélectionné trois sites de mesure (Figure 3 : localisation des sites d'études). Le premier site, nommé Virey, a été choisi en tant que site de référence, car il est situé en amont des réservoirs des barrages, et les conditions d'écoulement n'y sont pas influencées

par les barrages. Le deuxième site, appelé La Poissonnière, est situé à 2 km en amont du barrage de Vézins, et il était autrefois couvert par le réservoir du barrage de 1932 à 2020. Ce site présente un intérêt particulier en raison de la présence d'un dépôt colluvial qui obstrue partiellement la section transversale de la rivière Sélune, créant potentiellement un différentiel hydraulique entre l'amont et l'aval. Le troisième site, baptisé Signy, se trouve à 6 km en aval des barrages, où une quantité significative de sédiments fins s'est déposée en mai 2022 lors du rétablissement de la continuité hydro-sédimentaire. Il convient de noter que des contraintes d'accès et de logistique ont influencé certains de nos choix pour l'installation des sondes. Le site de Signy, en aval des deux barrages, a été choisi en raison de l'impact potentiel des barrages et de leur suppression sur les processus hyporhéiques et le colmatage, créant ainsi des contextes très différents en termes d'impacts potentiels des barrages.

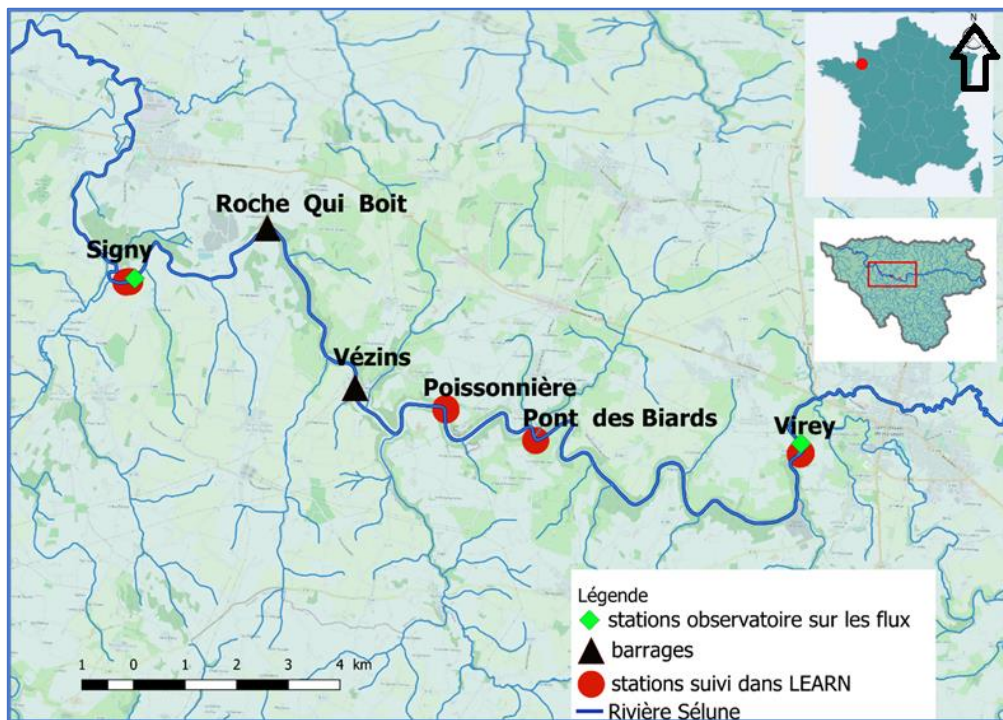


Figure 3 : localisation des sites d'études

1.2.Contexte climatique

Le bassin versant de la Sélune, caractérisé par un climat océanique humide et des températures moyennes, a un impact sur les flux hydriques de la région. La faible amplitude thermique entre l'hiver et l'été, avec des moyennes de 5°C en hiver et environ 12°C en été, ainsi que les brises de mer estivales qui entraînent une baisse de la température sur les côtes, ne semblent pas avoir un impact significatif sur le climat pendant les périodes de forte chaleur.

Le bassin de la Sélune présente des variations de précipitations avec des hauteurs moyennes annuelles allant de 820 mm à 1073 mm. Un gradient de précipitation se dessine du nord au sud, avec la zone nord étant la plus arrosée en raison de la présence de reliefs. Les zones ouest et sud-est ont des hauteurs de précipitations plus faibles, tandis que la zone centrale reçoit des hauteurs intermédiaires (Figure 4). (DDTM 50 – EDF DPIH, 2014). Les précipitations jouent un rôle crucial dans la dynamique des gradients physico-chimique de la zone hyporhéique. Les épisodes de fortes pluies ou de crues peuvent entraîner une augmentation rapide du débit de la rivière et une élévation du niveau de la nappe phréatique. Cela peut impacter dans la zone hyporhéique en perturbant temporairement l'équilibre écologique. En revanche, en période de sécheresse, les cours d'eau peuvent connaître une baisse significative de leur débit, réduisant ainsi l'infiltration d'eau dans la zone hyporhéique. Ces fluctuations des débits peuvent avoir des conséquences sur la disponibilité des ressources en eau souterraine et sur les écosystèmes associés (Kumar, 2015).

Dans les régions où les températures estivales sont élevées, l'eau de surface peut être plus chaude, ce qui peut affecter la température de la zone hyporhéique. Cela, à son tour, peut influencer la composition chimique de l'eau, la biodiversité et les processus biogéochimiques qui se produisent dans cette zone (Datry et al., 2018). Dans le contexte de la Sélune, où l'amplitude thermique entre l'hiver et l'été est relativement faible, on peut envisager des environnements biogéochimiques plus stables.

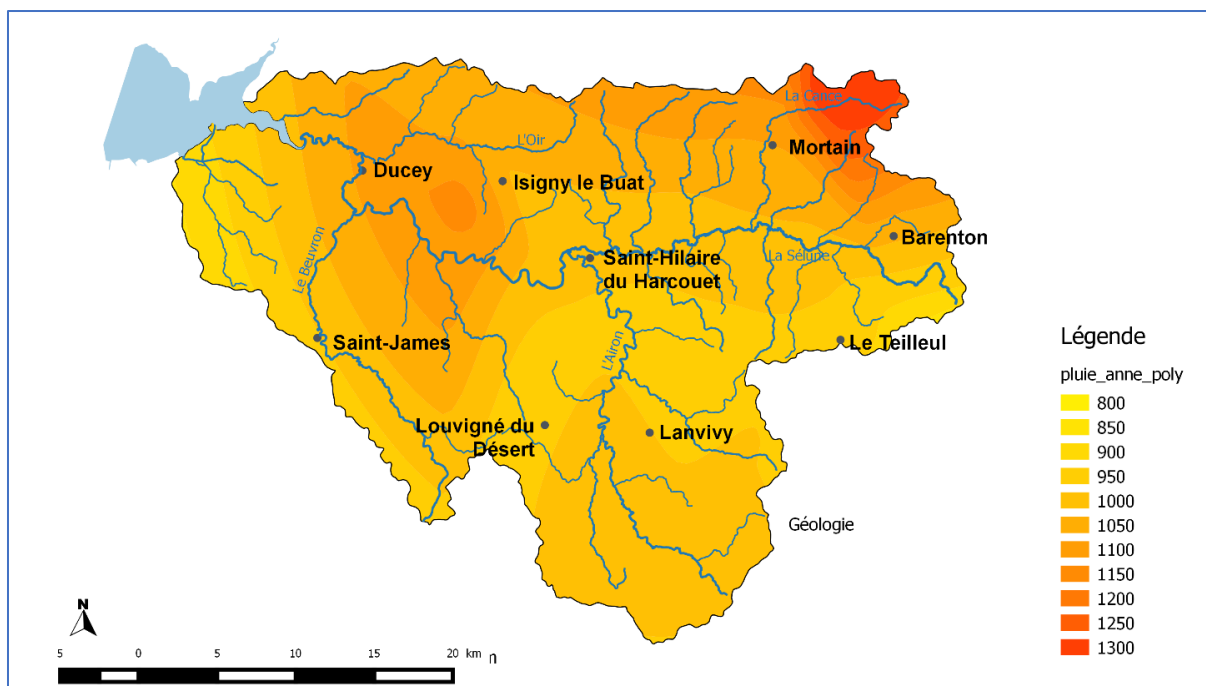


Figure 4 : Carte pluviométrique (Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune, 2017)

1.3. Contexte géologique, hydrogéologique et hydrologique

Le bassin versant de la Sélune situé dans le Massif Armoricain est constitué d'anciens terrains sédimentaires datés du briovérien ainsi que de massifs granitiques datés du cadomien (Figure 5). Le site de la Roche-Qui-Boit marque une limite dans le paysage, en amont de ce point la Sélune s'écoule sur des schistes ou des granites, les vallées y sont marquées. En aval, le relief est relativement plat et la Sélune coule sur une plaine alluviale formée par des dépôts du Quaternaire. La géologie de socle implique des aquifères souvent relativement localisés et compartimentés. Les différentes structures hydrogéologiques répertoriées sur les territoires peuvent se subdiviser en plusieurs secteurs, comprenant des structures fissurées surmontées d'un aquifère poreux, des zones de métamorphisme de contact, des zones de socle, des zones de fractures ainsi que des zones de contact entre les différentes formations géologiques. Le site de Signy se trouve dans la partie la plus aval du bassin versant, où un relief plat caractérise les paysages. La Sélune y coule sur du socle recouvert de dépôts d'alluvions datées du Quaternaire qui constituent en théorie une zone propice à la présence d'un aquifère perméable (Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune, 2017).

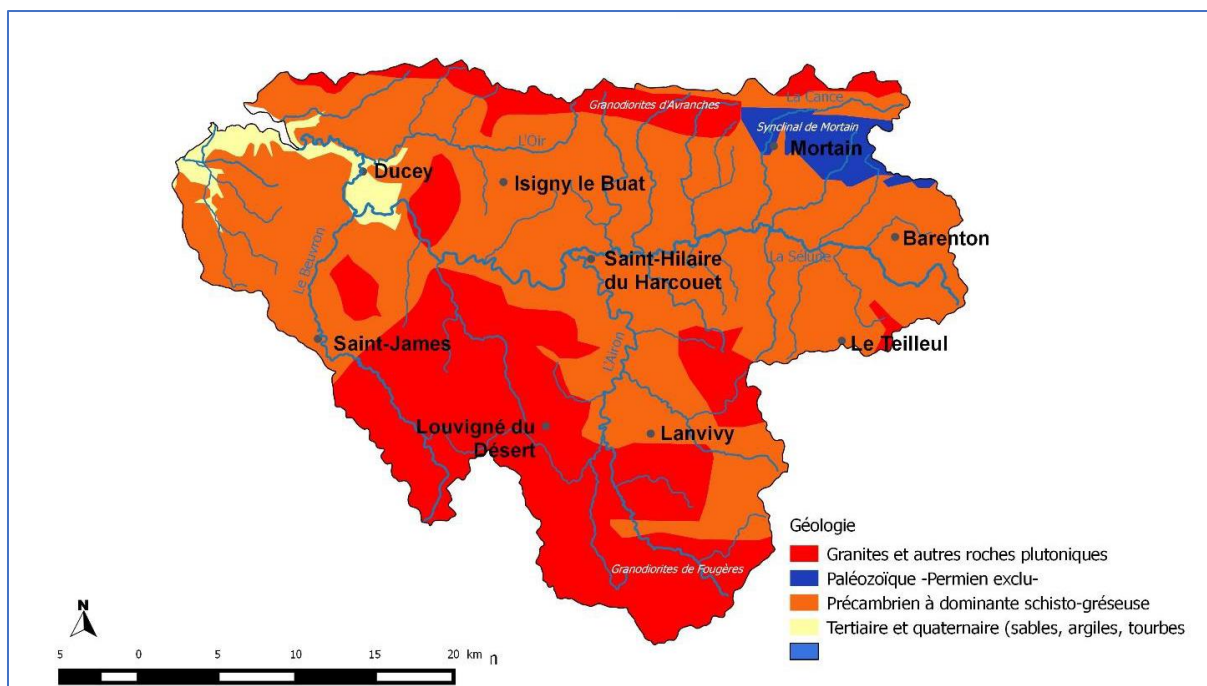


Figure 5 : Carte géologique montrant les formations de grès, de schiste et des granites.(Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune, 2017)

La Sélune mesure environ 90 km de long et a sa source à Saint-Cyr du Bailleul, à une altitude de 140 mètres. Elle se jette ensuite dans la baie du Mont-Saint-Michel. La Sélune est alimentée par plusieurs affluents en amont et en aval des barrages. D'autres cours d'eau côtiers tels que la Guintre, le Moulinet et le ruisseau de la Douve se jettent directement dans la baie et sont également liés au bassin de la Sélune. La largeur de la Sélune varie selon les zones, avec une largeur d'environ 20 mètres en aval des retenues et de 10 mètres en amont des retenues, sur le secteur de Saint Hilaire du Harcouët. Le secteur amont, surtout les affluents de la rive droite, contribue plus au débit spécifique en raison du contexte climatique et géologique(DDTM 50 – EDF DPIH, 2014 ; Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune, 2017)



Figure 6 : Réseaux hydrographique(DDTM 50 – EDF DPIH, 2014)

Le bassin versant de la Sélune est situé sur une masse d'eau souterraine nommée "Socle du bassin versant de la Sélune n°FRG504" (brgm, 2015). Cette masse d'eau souterraine est principalement constituée d'une nappe de socle, qui est en grande partie captive mais également partiellement libre (Figure 7). Les formations sont exclusivement des terrains métamorphiques ou intrusifs. Selon le modèle hydrogéologique couramment présenté, le socle est fracturé surmonter d'une couverture d'altérité, ce qui confère aux roches du socle leur propriété aquifère. Cet aquifère composite est constitué de différents horizons, à savoir des altérites meubles, un horizon fissuré et un substratum rocheux sain.(Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune, 2017) Dans le bassin de la Sélune, les aquifères sont de taille limitée et compartimentés. Selon la BDLISA, le socle du bassin versant de la Sélune comprend trois formations hydrogéologiques, qui sont la première formation 171AC01, la deuxième formation 171AC02 et la troisième formation 171AC03. La Sélune bénéficie d'un soutien d'étiage important à certains endroits du bassin, mais ce soutien est moins important dans la partie amont de la rivière en raison de la faible présence de substrat granitique. Cependant, les cours d'eau sont alimentés par les nappes

d'eau souterraine et les eaux de ruissellement une grande partie de l'année(DDTM 50 – EDF DPIH, 2014) .

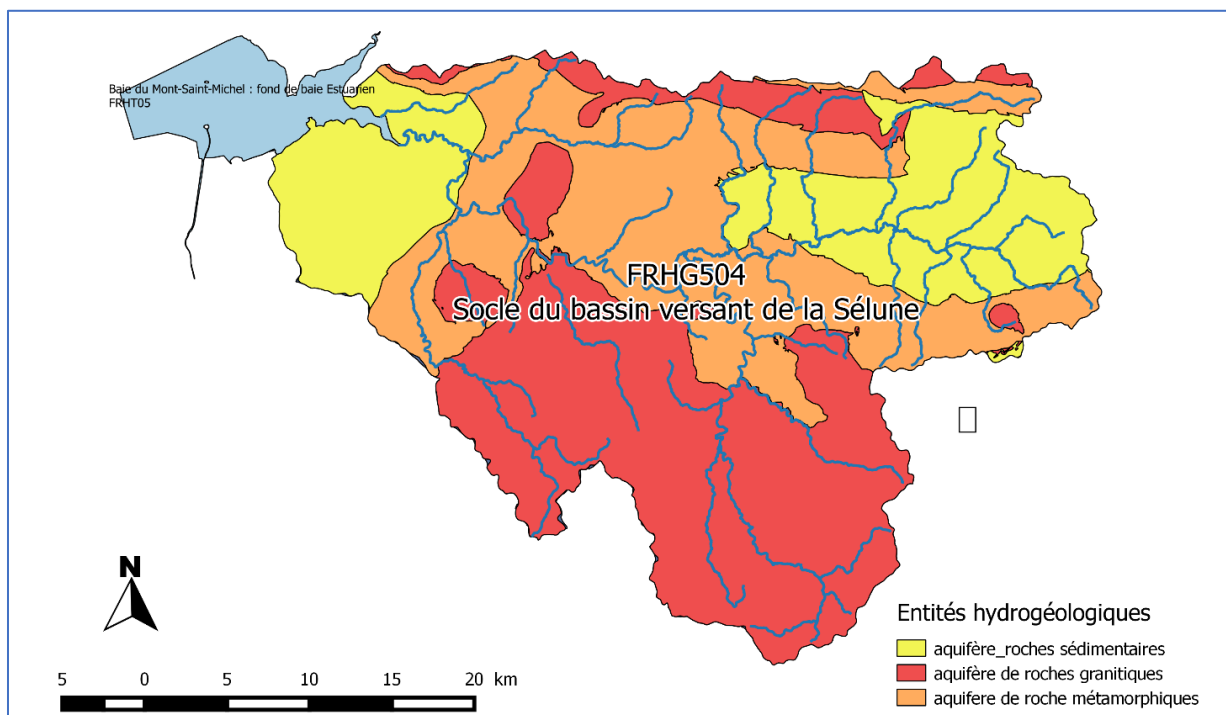


Figure 7 : Entités hydrogéologie (Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune, 2017)

1.4. Barrages et impacts hydro-sédimentaires

- Avant arasement des barrages

Les barrages de Vezins et de la Roche-Qui-Boit (RQB) sont deux barrages situés sur la rivière Sélune en Normandie, en France. Le barrage de RQB (Figure 8), construit dans les années 1920, mesure 129 mètres de long et 16 mètres de haut. Il a créé une retenue d'eau de 6 km de long et a permis la création d'une centrale hydroélectrique pour alimenter la région en électricité.

Le barrage de Vezins, mis en service en 1938, est huit fois plus puissant que le barrage de la Roche-Qui-Boit et mesure 278 mètres de long et 36 mètres de haut. Il a créé une retenue d'eau de 19 km de long et fournissait une quantité considérable d'électricité à la région. Cependant, il convient de noter que tout en offrant de nombreux avantages, la construction de ces barrages a également eu des conséquences environnementales et sociales qui ont été débattues par les groupes locaux et les défenseurs de l'environnement.



Figure 8 : Barrage de Vezins (a) et Barrage de la Roche Qui Boit (b) (European Rivers Network, 2019)

En effet la construction des barrages a des conséquences environnementales considérables. Leur construction, sans considération pour l'impact environnemental, a eu des effets néfastes sur la biodiversité et les habitats des cours d'eau :

D'une part, Les débits de pointe sont légèrement atténués lors des crues et que la décrue se fait par paliers et on note un certain retard dans la réponse du débit.

Les barrages en régulant le débit de l'eau ont eu un effet tampon sur les concentrations des sédiments en suspension et de certains éléments chimiques, tels que les nutriments. Par exemple, en cas de crue, les barrages peuvent retenir une partie des sédiments et des nutriments, réduisant ainsi leur impact sur l'écosystème en aval (Fovet et al., 2020). Cependant, cette régulation peut également entraîner une accumulation de ces éléments dans les sédiments du réservoir, ce qui peut avoir des conséquences sur la qualité de l'eau. L'effet de rétention des barrages des matières en suspension est notable. Les concentrations de matières en suspension sont en moyenne de 18 mg/L en amont et augmentent jusqu'à 100 mg/L pendant les crues. En aval, elles sont en moyenne de seulement quelques mg/L en dehors des crues et augmentent jusqu'à 16 mg/L pendant les crues. Le lac de Vezins, est celui où se produit principalement le stockage des sédiments car situé le plus en amont, il est également 4 fois plus long et 3 fois plus profond que le lac de RQB.

D'autre part, les barrages impactent certains flux chimiques (Wang et al., 2022) et peuvent également avoir un impact sur la production de phytoplancton, qui est une source importante de nourriture pour les poissons et autres organismes aquatiques. En effet, la régulation du débit de l'eau peut modifier les conditions environnementales dans lesquelles le phytoplancton se développe, en particulier la disponibilité en nutriments et en lumière. Certaines études ont montré que la production de phytoplancton peut être accrue dans les réservoirs de barrages en

raison de la disponibilité accrue de nutriments, tandis que d'autres ont montré que la production peut être réduite en raison d'une diminution de la disponibilité de lumière (Almroth et al., 2010).

Ils sont également un obstacle majeur pour les espèces aquatiques, comme les poissons migrateurs amphihalins, qui sont privés de leurs habitats de reproduction et de croissance en amont des cours d'eau. (Acou et al., 2008 ; Merg et al., 2020) .

- Arasement des barrages de La Roche qui Boit et de Vezins

L'objectif de la Directive Cadre sur l'Eau en Europe est d'atteindre un état écologique favorable pour toutes les masses d'eau, en restaurant notamment leur continuité écologique. Pour répondre à cet objectif, de nombreux projets d'arasement ou d'effacement d'ouvrages tels que les seuils et les barrages ont été mis en place en France, comme le projet d'effacement des barrages de Vezins et de RQB (Figure 9). En effet, avant ces projets, plus de 70% de la surface totale du bassin versant de la Sélune étaient inaccessibles aux poissons migrateurs en raison de la position des barrages en aval.



Figure 9 : Photo prise du Barrage de Vezins (Janvier 2020) : (a) et Roche Qui Boit (juillet 2022) : (b)

Bien que ces projets d'arasement aient généralement un effet positif sur la restauration des conditions hydro-écologiques, ils peuvent entraîner des problèmes tels que la modification de la dynamique sédimentaire, la remise en suspension de particules fines, la restauration des transferts de polluants et des variations hydrologiques. Il était donc crucial de gérer les sédiments pour deux raisons : empêcher la propagation massive de sédiments en aval de la rivière, comme cela s'était produit lors de la vidange désastreuse du barrage de Vezins en 1993, et permettre à la rivière de recréer son lit mineur.

Pour le barrage de Vezins, qui abritait environ 1,6 millions de mètres cubes de sédiments, les sédiments ont été gérés en les déposant sur les fonds et les berges du futur lit majeur, puis en les remodelant après qu'ils aient été asséchés par ressuyage, afin de les intégrer dans le paysage. Les sédiments ont été stockés dans des casiers aériens et immergés, et des mesures spéciales ont été prises pour sécuriser les sédiments contaminés du ruisseau de l'Yvrande.

Pour un autre affluent, le Lair, la stratégie a été de laisser la rivière redessiner son lit de manière naturelle. Les résultats hydromorphologiques obtenus lors de la vidange et du démantèlement ont été satisfaisants, et des mesures ont été prises pour surveiller la qualité de l'eau transmise en aval tout au long du projet.

Pour le barrage de RQB, dont les travaux de démantèlement ont été effectués entre 2020 et 2022, les opérations de gestion des sédiments ont été menées selon les mêmes principes techniques ; des travaux ont été effectués pour gérer les sédiments accumulés dans le réservoir et éviter la propagation de sédiments potentiellement pollués.



Figure 10 : Sédiments contaminés du ruisseau de l'Yvrande (a) et sac de ressuyage en amont de Vezins (b).

La baisse du niveau d'eau à l'amont des barrages, modifie sensiblement les habitats aquatiques, en réduisant la hauteur d'eau, accélérant les vitesses d'écoulement et modifiant les gradients verticaux de températures. Cela peut également entraîner une diminution de la quantité d'eau disponible pour les activités humaines, telles que l'irrigation agricole, l'alimentation en eau potable ou la production d'électricité. De plus, la baisse du niveau d'eau peut entraîner une modification de la morphologie de la rivière en amont du barrage. Les lits de rivières et les berges peuvent être exposés, ce qui peut entraîner une augmentation de l'érosion des sols et une dégradation des habitats naturels. Cette modification de la morphologie de la rivière peut également avoir des conséquences sur les écosystèmes aquatiques en aval du barrage, en affectant la qualité et la quantité d'eau qui leur est fournie. Enfin, la baisse du niveau d'eau peut

également avoir des conséquences sur les activités économiques liées à la rivière ou au lac, telles que le tourisme ou la pêche. C'est pourquoi il est important de prendre en compte tous les impacts environnementaux et sociaux potentiels lors de la planification et de la mise en œuvre de projets d'effacement de barrages, afin de minimiser les conséquences négatives et de maximiser les bénéfices pour l'environnement et les communautés locales.



Figure 11 : Changement de niveau d'eau et de paysage au niveau de la République : (European Rivers Network, 2022 ; OPP La Sélune, 2013). En 2020 les berges ont été travaillées de manière à créer une géométrie en forme de rectangles emboîtés pour limiter l'érosion induite pour des débit importants.



Figure 12 : Retenue d'eau en amont de la Roche Qui Boit (a) en 2020 et (b) 2022

2. Contexte scientifique:

Pour évaluer les répercussions de la suppression des barrages hydroélectriques de Vezins et de la Roche qui boit sur l'hydrologie, la sédimentation, l'écologie et la société, un programme scientifique pluridisciplinaire a été lancé en 2019.

L'arasement des barrages sur la Sélune peut influencer l'hydrologie et le transfert de sédiments, entraînant un décolmatage et un colmatage respectivement à l'amont et à l'aval du lit de la Sélune. Ce contexte offre l'opportunité d'étudier l'évolution des de la continuité verticale et latérale des flux d'eau entre la rivière, la zone hyporhéique, et la nappe souterraine dans différents contextes hydrauliques et sédimentaires. Dans le projet LEARN, nous nous intéressons à l'impact sur la zone hyporhéique du transit des sédiments.

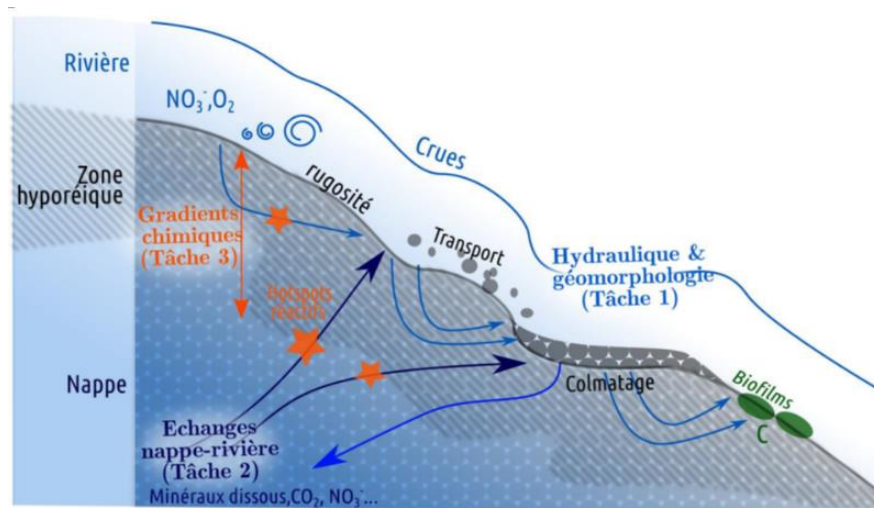


Figure 13 : schéma conceptuel de la zone hyporhéique et des processus d'écoulements et physico-chimiques associés étudiés dans le projet LEARN

Plus spécifiquement, le projet vise à examiner différentes questions telles que les gradients physico-chimiques à l'interface eau/sédiment, les biofilms et les flux d'eau entre la rivière et la nappe souterraine, la distribution spatiale du colmatage et sa dynamique, ainsi que l'impact potentiel sur la ressource en eau et l'hydrogéologie du bassin versant. Pour ce faire, une méthodologie innovante sera utilisée pour mesurer in situ les flux d'eau et les paramètres physico-chimiques au sein de la matrice du lit de la rivière. Le suivi de la restauration de la continuité sédimentaire devra prêter une attention particulière aux transferts de polluants associés et à l'impact des particules fines sur les organismes aquatiques. Le projet est basé sur un partenariat entre plusieurs équipes participant à des programmes d'études nationaux et

internationaux. LEARN se concentre sur deux objectifs principaux : documenter et comprendre le fonctionnement de la zone hyporhéique de la rivière Sélune et développer un modèle numérique du fonctionnement hyporhéique basé sur des modèles biogéochimiques existants. Les capteurs de pression, de température, de conductivité électrique et d'oxygène dissous seront utilisés pour mesurer les conditions physiques et chimiques de la rivière. En effet, suite à l'arasement du barrage de RQB en 2022, une quantité importante de sédiments a migré en aval et s'est déposée entre RQB et le site de Signy (Figure 14, Figure 15) en modifiant significativement la morphologie de la rivière.



Figure 14 : Dépôt sédimentaire suite à l'arasement du barrage de La Roche Qui Boit : des effets visibles sur le site de Signy.



Figure 15 : Le drone aquatique immobilisé par les dépôts de sédiment affleurant à la surface de l'eau sur le site de Signy

3. Hypothèse de recherche et Questions scientifiques

Les flux d'eau au travers de la zone hyporhéique dépendent des gradients de pression induits par les hauteurs d'eau dans la rivière, le niveau de la nappe alluviale adjacente et les propriétés physiques du lit de la rivière. La variabilité de ces gradients contrôle l'amplitude et les trajets des flux d'eau dans le lit de la rivière. Ces flux contrôlent à leur tour les cinétiques des processus physico-chimiques et bactériologiques se produisant dans le lit sédimentaire (Peralta-Maraver et al., 2018). Cependant l'échange hyporhéique et les réactions biogéochimiques sont difficiles à quantifier en raison de la diversité des conditions d'écoulement des fluides et des sédiments inhérents aux cours d'eau (O'Connor et al., 2012). Suite aux impacts dus à l'arasement des barrages de Vezins et RQB ; plusieurs questions se posent :

- Quels sont les gradients physico-chimiques à l'interface résultants (i) des flux d'eau entre la rivière et la nappe sous-jacente, (ii) des écoulements à la surface du lit sédimentaire et en son sein (iii) de la biomasse présente ?
- Quelle est la distribution du colmatage physique (fines) et sa dynamique spatio-temporelle ?

L'objectif de cette étude est de comprendre la dynamique des gradients physico-chimiques hyporhéiques. En utilisant des variables clefs tel le temps de résidence moyen d'une particule d'eau dans la zone hyporhéique lors de son transport de l'amont à l'aval, l'étude montrera comment la modification des conditions hydrologiques d'un bassin versant suivant des scénarios choisis, et notamment sur le sens et la magnitude des échanges hyporhéiques, se traduira en termes de qualité et de quantité des eaux dans les sédiments et dans la rivière.

4. Approches méthodologiques et techniques :

L'étude des gradients physico-chimiques dans les sédiments de la rivière et leur variabilité en fonction des variables de forçage des flux d'eau hyporhéiques constitue le cœur de cette partie méthodologique. Notre approche se distingue par son originalité, offrant un regard inédit sur ces processus. Notre objectif est de documenter ces phénomènes complexes et de les analyser en profondeur.

Pour parvenir à cet objectif, nous avons mis en place une série de dispositifs de mesure innovants. Tout d'abord, nous avons installé des capteurs pour mesurer les hauteurs d'eau dans

la nappe, dans le cours d'eau et la pression différentielle au sein du lit de la rivière. Cette instrumentation nous permet de surveiller en continu les variations des niveaux d'eau et des pressions, offrant une résolution temporelle élevée.

De plus, nous avons déployé des capteurs pour mesurer les gradients verticaux d'oxygène et de température au sein de la matrice granulaire du lit. Cela nous permet d'explorer les variations de ces paramètres à différentes profondeurs, fournissant des informations précieuses sur les processus biogéochimiques.

Nous avons également accordé une attention particulière à la mesure de la variabilité spatiale et temporelle de la perméabilité, car cette grandeur physique est essentielle pour contrôler les flux d'eau et quantifier le colmatage. Nous avons mis en œuvre une approche géophysique (Gaona et al., 2019 ; Houzé et al., 2022) qui nous a permis de réaliser des profils longitudinaux de perméabilité du lit de la rivière. Cette approche a nécessité un développement particulier et original pour l'adapter à un cours d'eau, et elle constitue une innovation majeure de notre méthodologie.

De plus, nous avons pris en compte la diversité des contextes hydro-sédimentaires, notamment en tenant compte de l'impact des barrages en amont et en aval, ainsi que des différentes nappes, allant de celles en exploitation aux nappes de fond de vallée non exploitées mais peu profondes.

Enfin, nous avons cherché à mesurer l'impact des crues sur les flux hyporhéiques avec une résolution temporelle exceptionnelle, permettant de capturer des variations à des échelles de temps très courtes (5min), inférieures au temps caractéristique de passage des crues sur la Sélune (2 à 3 jours), ainsi qu'aux variations de température journalières.

L'ensemble de ces approches techniques (Tableau 1) est synthétisé dans un tableau qui illustre notre démarche multidisciplinaire pour documenter et comprendre les processus complexes qui se déroulent dans la zone hyporhéique de la rivière Sélune.

Tableau 1 : Paramètres étudiés et techniques de mesure utilisé :

Tâches	Paramètres	Technique de mesure	Niveau de difficulté	Objectifs
1-Etude sur les premiers 50 cm	Les conditions hydrauliques des écoulements	slug-test, seepage meter	★	Variation des cellules de circulation des flux hyporhéique afin de la modéliser
	la rugosité et la porosité de l'interface eau/sédiments	Sonar, CMD explorer	★ ★	
	la granulométrie des sédiments transportés par la rivière,		★	
	ou encore le biofilm à la surface du lit	(comptage par amplification d'ADN via qPCR et par cytomètre en flux)	★ ★	
2-Mesure des flux, caractérisation et modélisation des Echanges-Nappe-Rivière	Quantifier les flux verticaux d'eau et de température	Fibre chauffée	★ ★ ★	(1) et (2) : Rôle du transport sédimentaire sur les écoulements dans la ZHy et les échanges nappe rivière.
	Quantifier les flux de vitesses et de pression	altimètre, capteurs différentiels et ADVP in-situ imagerie visible et électromagnétique	★ ★	
3-Identifier les facteurs de contrôle de la variabilité géochimique et biologique de la zone hyporhéique	Quantifier les teneurs en gaz dissous : conditions physico-chimique	Technique de prélèvement avec des mini-pièzo	★ ★ ★	Modèle Fonctionnement biogéochimique de la zone hyporhéique et de son rôle épurateur sur la qualité des eaux.
	Le temps de résidence des eaux : cinétique Proportion ES, date de recharge, un temps de résidence voire une distribution des temps de résidence. Traçage in situ	Utilisation de radon Analyses CFC-SF6 et radon:	★ ★ ★	

4.1. Mesure de la perméabilité In Situ et Granulométrie :

4.1.1. La méthode du Slug test :

Nous avons développé un perméamètre spécifique conçu pour mesurer la perméabilité du lit de la rivière en un point (Figure 16). Le principe de ce perméamètre repose sur la réalisation d'un slug test, qui consiste à générer un choc hydraulique en imposant une hauteur d'eau volume d'eau dans le substrat du lit de la rivière. Lorsque l'eau du réservoir est drainée à travers le lit de la rivière, la vitesse de descente du niveau d'eau dans le réservoir est fonction de la perméabilité du substrat.

Dans le cadre de notre étude, nous avons utilisé la méthode de Bouwer et Rice (Bouwer, 1989) pour calculer la hauteur d'eau et interpréter les données du test. Les variables sont décrites avec l'équation ci-dessous

Bower et al. (1989) ont développé une relation empirique (Equation 1) décrivant la réponse du niveau d'eau dans un aquifère non confiné suite à l'injection ou au prélèvement instantané d'eau d'un puits :

$$K = \frac{r_c^2 \ln(R_e/r_w)}{2L_e} \frac{1}{t} \ln\left(\frac{y_0}{y_t}\right) \quad \text{Équation 1}$$

- Y_t est le niveau à l'instant t [L].
- Y_0 est le niveau initial à $t=0$ [L].
- K est la conductivité hydraulique verticale [L/T].
- L' est la longueur de la zone crépiné [L].
- r_c est le rayon nominal du tubage [L].
- r_w est de la zone d'injection [L].
- R_e est le rayon externe ou effectif du test [L].
- t est le temps écoulé depuis le début du test [T].

Le terme $\ln(R_e/r_w)$ est une quantité empirique déterminée à partir d'un modèle analogique qui considère la géométrie du tube crépiné et de la zone de mesure. Il permet de tenir compte de l'influence de cette géométrie sur la réponse du niveau d'eau dans les sédiments. Il représente les interactions hydrauliques entre le perméamètre et les sédiments, incluant les trajectoires d'écoulement, la zone d'influence effective et les propriétés de stockage. Ce terme est basé sur des observations empiriques et des données expérimentales.

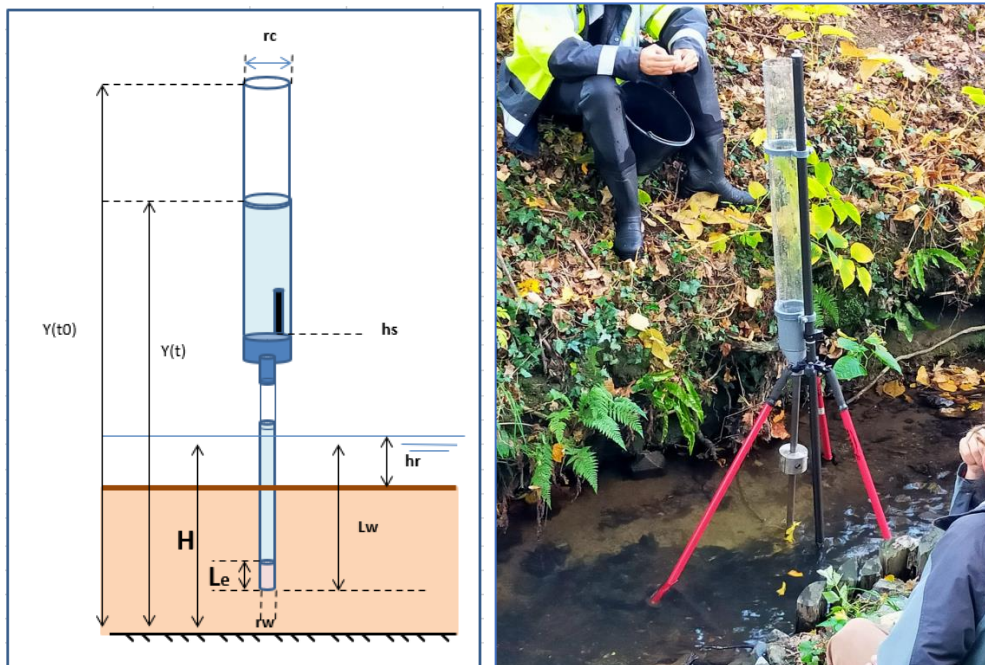


Figure 16 : perméamètre de terrain ; à gauche, principe du test du choc hydraulique ((Bouwer, 1989)), à droite version de perméamètre développé dans le cadre cette étude

Le schéma de la méthode de Bouwer et Rice (Figure 16) est spécifiquement utilisé lorsque la mesure est effectuée dans le lit de la rivière avec un niveau d'eau au-dessus du lit. Les calculs selon ce schéma prennent en compte ces conditions spécifiques et permettent d'estimer les caractéristiques hydrauliques du lit de la rivière, telles que la conductivité hydraulique et la perméabilité.

Il est important de souligner que l'une des différences principales entre les modèles de calculer de perméabilité réside dans le facteur de forme, qui tient compte de la dispersion de l'eau dans le milieu poreux du lit de la rivière au niveau de la zone d'injection. Selon les auteurs, ce facteur de forme peut varier considérablement et sa détermination comporte une part d'empirisme.

En utilisant la méthode de Bouwer et Rice et en prenant en compte les variables mentionnées, nous avons pu calculer la hauteur d'eau et interpréter les données du test dans le lit de la rivière. Cette approche nous a permis d'obtenir des mesures quantitatives de la perméabilité et de caractériser les propriétés hydrauliques des horizons supérieurs du lit de la rivière Sélune jusqu'à 40 cm de profondeur dans les sédiments. Il convient de préciser que cette mesure de perméabilité hydraulique se limite à la zone d'enfoncement de la zone crépinée, couvrant ainsi la superficie de cette zone particulière.

De plus, les mesures des hauteurs d'eau sont enregistrées avec une précision de quelques millimètres à l'aide d'un capteur de pression. La fréquence de mesure peut être adaptée en fonction de la vitesse de descente du niveau d'eau dans le réservoir, permettant ainsi la mesure de perméabilités sur une gamme très étendue.

Il est important de souligner certains points d'attention et d'incertitude. Pour les faibles profondeurs, généralement entre 15 et 20 cm, il est possible que la mesure soit entachée d'erreur, car le flux d'eau sortant de la crépine peut remonter le long du tube crépiné si le milieu a été trop décompacté lors de l'enfoncement du tube. Cette problématique est significative, mais elle est rarement mentionnée dans la littérature, et jusqu'à présent, aucune solution technique pratique n'a été proposée pour la résoudre.

Afin d'estimer le taux de reproductibilité de la mesure pour chaque point, nous effectuons 3 répétitions. Cela nous permet d'évaluer la fiabilité des résultats obtenus.

4.1.2. Analyse Granulométrie :

L'analyse a permis de déterminer et d'observer les différents diamètres de grains qui constituent le granulat afin d'appréhender la distribution granulométrique du sédiment suivi dans cette étude. Pour cela, l'analyse consiste à séparer et à classer à l'aide de tamis ces grains selon leur diamètre. Les grains ainsi isolés peuvent être pesés pour déterminer la proportion de chacun dans le granulat ou une masse de sol. Une représentation graphique de l'analyse permet d'observer et d'exploiter ces informations très simples. Nous avons effectué des prélèvements sur Vezins, Poissonnière et au niveau de pont de Biards. Sur chaque site, nous avons échantillonné au niveau des deux rives et au milieu de la rivière afin d'avoir trois échantillons assez représentatifs du milieu selon les recommandations du guide d'échantillonnage d'AQUAREF (Masson et al., 2021).

4.1.3. Mesures conductivité électrique du lit de la rivière

4.1.3.1. Mesure spatialisée de la perméabilité des sédiments d'un cours d'eau

Plusieurs études ont démontré l'application de la méthode électromagnétique (EM) dans l'analyse des caractéristiques des sédiments fluviaux. La méthode EM permet de quantifier les variations spatiales de la conductivité électrique des sols et de déterminer leurs propriétés hydrauliques (Mansoor et al., 2006).. Dans une autre étude, (Gaona et al., 2019) ont utilisé l'EM pour détecter et cartographier les structures de texture souterraine favorisant les échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface. Dans leur étude portant sur l'interface eau souterraine-eau de surface, (Binley et al., 2013) ont utilisé l'EM pour caractériser la variabilité spatiale des flux d'eau à l'interface sédiment-eau et identifier les différentes composantes directionnelles des flux d'eau (vertical, horizontal).

Dans notre étude, nous avons employé la méthode d'induction électromagnétique (EMI) pour caractériser le lit de la rivière Sélune. L'EMI réagit à différents paramètres, tels que la conductivité électrique de l'eau dans les pores, la structure et la texture des sédiments, ainsi que la saturation en eau. Dans le contexte spécifique du lit de la rivière, la saturation en eau est constamment à 100 %. Cependant, il convient de noter que cette saturation en eau invariable n'influe pas de manière significative sur les variations de conductivité électrique détectées par l'EMI.

En utilisant un modèle de réponse électromagnétique à deux couches, qui prend en compte l'eau et les sédiments, il est possible de distinguer la contribution de la conductivité électrique du lit de la rivière de celle de la colonne d'eau. Cependant, pour cela, il est nécessaire de connaître la hauteur de la colonne d'eau et sa conductivité électrique moyenne. En ayant ces informations, il est alors possible de mieux interpréter les mesures de conductivité électrique effectuées par l'EMI et de caractériser de manière plus précise le lit de la rivière. (Figure 17).

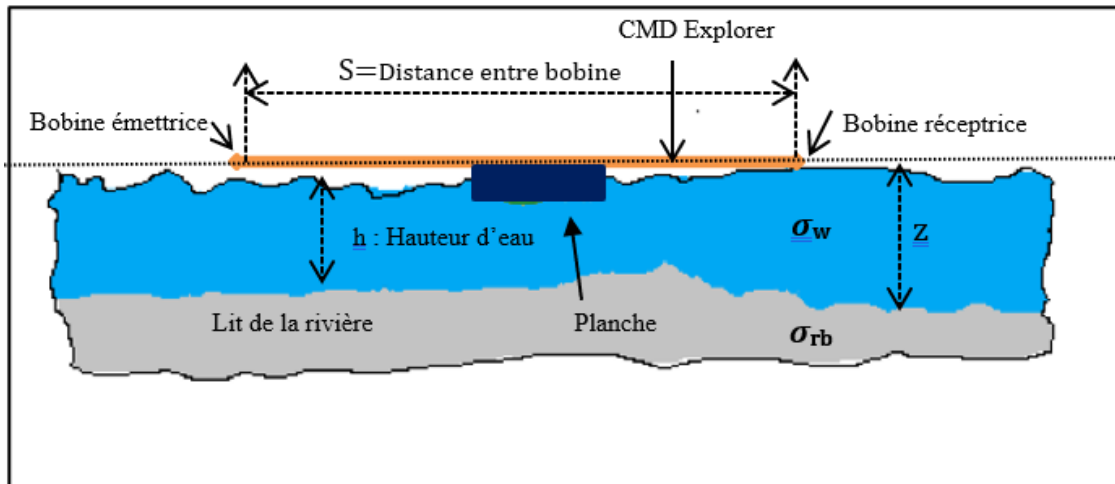


Figure 17 : Positionnement de l'antenne et principales variables du modèle à deux couches : σ_w est la conductivité électrique de l'eau, σ_{rb} est la conductivité électrique du sédiment

4.1.3.2. Matériels et caractéristiques

. Une antenne électromagnétique CMD (Conductivity Measurement Device) Explorer (Figure 18) peut mesurer une conductivité électrique allant jusqu'à 1000 ms/m avec une résolution de 0.1 mS/m ms/m et une résolution spatiale planimétrique de 4 m. Le signal reçu intègre la conductivité électrique sur différentes profondeurs allant de 1.1 m à 6,7 m, selon la configuration de l'appareil avec une fréquence d'acquisition de 0.5 Hz. L'antenne est posée au-dessus du plan d'eau grâce à une planche tractée par un drone pour effectuer des mesures de la conductivité électrique tout au long de son trajet. La position GPS du centre de l'antenne est enregistrée avec une fréquence de 1 Hz. Les conductivimètres électromagnétiques sont des appareils spécifiques qui utilisent un petit émetteur d'onde électromagnétiques à bobine (T_x) et un ou plusieurs récepteurs à bobine (R_x) pour fournir une mesure du couplage du champ magnétique dans le sous-sol peu profond, généralement à des distances T_x - R_x allant de 1,48 m à 4,49 m pour une fréquence de 15 kHz pour le CMD Explorer.

Afin de filtrer du signal électromagnétique la part induite par l'épaisseur d'eau libre sous l'antenne, il est nécessaire de cartographier la profondeur d'eau sur le tracé parcouru par l'antenne.



Figure 18 : Antenne CMD guidée par une drone aquatique sur le site de Signy. Une distance supérieure à la distance de détection de l'antenne CMD (6 m) est maintenue entre le drone et l'antenne pour éviter que les champs magnétiques des moteurs du drone perturbent le champ magnétique mesuré par l'antenne.

4.1.3.3. paramètres mesurés

4.1.3.3.1. La conductivité électrique apparente :

La technique EMI repose sur l'induction d'un champ magnétique qui crée un champ électromagnétique secondaire dans le sédiment. En effet, l'induction d'un champ magnétique primaire (H_p) émis par la circulation d'un courant électrique alternatif dans une bobine peut être modifiée par les hétérogénéités du sous-sol, créant des courants induits qui à leur tour créent un champ magnétique secondaire (H_s) de fréquence identique et qui peut être mesuré pour évaluer la conductivité électrique du terrain étudié (Figure 19).

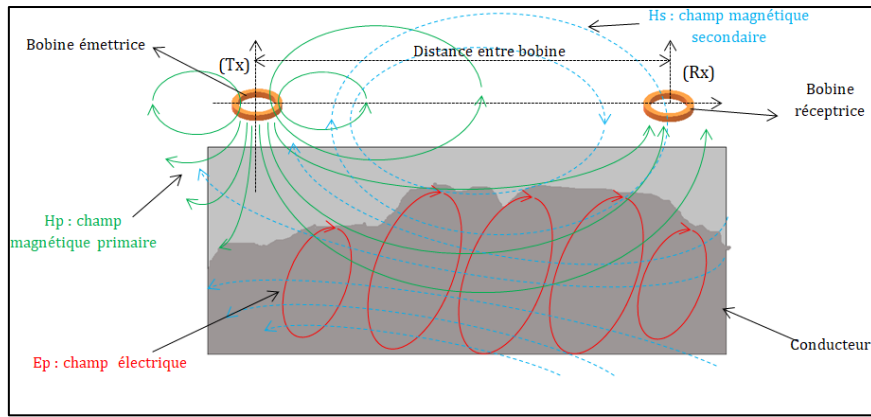


Figure 19 : Principe de fonction de la prospection électromagnétique

Une inversion 1D en temps réel de la conductivité électrique apparente est fournie par le CMD Explorer. L'appareil enregistre le décalage de phase du champ magnétique secondaire (en quadrature) et utilise une méthode de calcul pour obtenir les mesures de conductivité électrique (EC) en fonction de la composition de l'eau des pores et de la texture des sédiments. Le rapport du champ magnétique secondaire (H_s) sur le champ magnétique primaire (H_p) en quadrature de phase (Q) correspond à la conductivité électrique apparente en millisiemens par mètre (S/m), tandis que le rapport en phase (P) correspond à la susceptibilité magnétique (χ_m), qui est une grandeur adimensionnelle. Ces rapports permettent de caractériser les propriétés électromagnétiques des bobines dans différentes configurations.

$$\text{On peut alors écrire } P+iQ = \left(\frac{H_s}{H_p}\right) + i \frac{H_s}{H_p} \quad \text{Équation 2}$$

Le rapport H_s/H_p en quadrature est convertie en conductivité électrique apparente σ_a en mS/m) sous l'approximation d'un faible nombre d'induction (McNeill, 1980) :

$$\left(\frac{H_s}{H_p}\right) \approx \frac{i\omega\rho^2\mu_0\sigma_a}{4000} \Rightarrow \sigma_a = \frac{4}{\omega\rho^2\mu_0} \left(\frac{H_s}{H_p}\right) \text{ Quadrature de phase} \quad \text{Équation 3}$$

où ω est la fréquence angulaire, ρ est la distance entre les bobines $Tx-Rx$ en m, $\mu_0 (= 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ H.m}^{-1})$, est la perméabilité magnétique de l'espace libre et $i=\sqrt{-1}$. Cette conductivité apparente électrique est identique à la conductivité vraie du terrain si ce dernier est homogène et isotrope.

L'équation 3 s'applique en supposant qu'un principe de superposition est valable. Il l'est lorsque le critère de faible nombre induction est vérifié (LIN). C'est-à-dire que : (a) l'instrument

fonctionne à une altitude nulle (les centres des bobines sont à la surface du sol) et (b) que le nombre d'induction (B) est bien inférieur à l'unité.

L'indice d'induction sans dimension (B) est défini comme le rapport de la distance de séparation entre les bobines (ρ) divisée par l'épaisseur (δ) de peau électromagnétique de l'onde. Cette dernière étant définie comme la distance verticale parcourue par une onde plane qui se propage dans un demi-espace (le sous-sol) et son amplitude ne vaut plus que $1/e$ de son amplitude en surface (avec $e \cong 2.71$ le nombre népérien). L'effet de peau provoque la décroissance de la densité de l'onde à mesure que l'on s'éloigne de la surface. L'onde est réduite de 37% de sa valeur à la surface du conducteur.

Ainsi on peut écrire : $B = \rho/\delta$ Équation 4

avec l'épaisseur de peau définie dans comme : $\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\sigma\mu_0}}$ Équation 5

$$B = \frac{\rho}{\delta} = \frac{\rho}{\sqrt{\frac{2}{\omega\sigma\mu_0}}} = \frac{\gamma\rho}{\sqrt{2i}} \quad \text{Avec } \gamma = \sqrt{\omega\sigma\mu_0 i} \quad \text{Équation 6}$$

Pour être dans une condition à faible nombre d'induction,

$B \ll 1$ (pour un système à altitude zéro) et donc $\omega\sigma\mu_0\rho^2 \ll 2$.

Ayant défini une certaine valeur pour la distance (ρ) et une valeur pour la fréquence f , la conductivité électrique maximum acceptable pour que la condition à faible nombre d'induction soit respectée, peut être déterminée.

Selon les caractéristiques de l'antenne plusieurs configurations de l'antenne correspondant à plusieurs profondeurs d'investigations (Tableau 2). Il existe alors deux façons fondamentales de fournir la gamme de profondeur de mesure demandée : par le choix de la distance des dipôles ou par le choix de l'orientation des bobines des dipôles (bobines horizontales coplanaires HCP, ou bobines verticales coplanaires VCP).

Tableau 2 : Profondeurs d'investigation de CMD explorer

Distance entre bobine (ρ)	VCP	HCP
1.48 m	1.1 m	2.2 m
2.82 m	2.1 m	4.2 m
4.49 m	3.3 m	6.7 m

En supposant que $\rho=4.49$ m correspondant à la distance maximale entre les bobines, $\sigma=15\text{ms/m}$; la conductivité électrique moyenne des sédiments, $\mu_0 = 4\pi.10^{-7}$ H/m. $\omega = 2\pi f$ et $f=15$ kHz

On calcule l'épaisseur de la peau :

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\sigma\mu_0}} = \sqrt{\frac{2}{(2\pi \times 15 \times 10^3 \times 15 \times 10^{-3} \times 4\pi \times 10^{-7})}} = 33.55 \text{ m} \quad \text{Équation 7}$$

En effectuant le calcul de B :

$$\rightarrow B = \rho / \delta = 4.49 / 33.55 \approx 0.134 < 1 \quad \text{Équation 8}$$

Au-delà de valeur maximale, l'approximation à faible nombre d'induction n'est plus valable et la relation liant la conductivité électrique apparente mesurée et la conductivité électrique réelle n'est plus linéaire (McNeill, 1980) ; des valeurs négatives de conductivité électrique indiquent généralement que cette condition n'est plus respectée. Nb : ces valeurs négatives peuvent aussi indiquer la présence d'objet métallique dans le sol par exemple.

4.1.3.3.2. La susceptibilité magnétique

Le rapport en phase (P) entre le champ magnétique secondaire par rapport au champ primaire, correspond à la susceptibilité magnétique. Elle est mesurée simultanément avec la conductivité électrique apparente. Elle représente la quantité relative, exprimée en parties pour mille (ppt). La mesure du rapport en phase permet de détecter la présence d'objets métalliques artificiels tels que des câbles, des tuyaux, du béton armé ou des réservoirs. Si un objet métallique est présent dans la zone de mesure, la phase mesurée peut différer de la phase attendue en l'absence d'objet métallique. Ces mesures de phase sont particulièrement utiles pour vérifier la qualité des

mesures de conductivité électrique, car elles permettent de s'assurer que les résultats ne sont pas perturbés par des structures environnantes telles que des ponts ou des câbles enterrés.

En résumé, la mesure de la susceptibilité magnétique en phase fournit des informations sur la présence d'objets métalliques artificiels dans un matériau. Elle complète la mesure de la conductivité électrique apparente et peut être utilisée pour vérifier la précision des mesures de conductivité électrique en excluant les effets indésirables de structures environnantes. Une carte en phase peut aider à distinguer les structures artificielles de la géologie naturelle vue sur la carte de conductivité électrique apparente. Les valeurs négatives, en particulier les mesures de phase, peuvent aussi indiquer soit un dysfonctionnement de l'équipement.

4.1.3.4. *Calibration de l'antenne CMD explorer*

Il est important de savoir quelle méthode d'étalonnage a été utilisée pour interpréter correctement les données collectées. Plusieurs raisons peuvent nous conduire à recalibrer l'antenne comme la plage de valeurs de conductivité électrique attendue ou pour obtenir des valeurs de conductivité électrique apparente absolue correctes à différentes hauteurs de la sonde au-dessus de la surface du sol, par exemple en raison de la hauteur de l'opérateur ou du système porteur.

Dans notre cas d'étude, la plage de conductivité électrique va de 10 à 60 mS/m, d'après plusieurs mesures qu'on a pu effectuer sur le terrain. En effet, les dispositifs électromagnétiques à faible induction et à fréquence unique utilisent un étalonnage linéaire applicable aux gammes faibles à modérées de conductivité électrique des matériaux de la subsurface (≤ 100 mS/m), (Brosten et al., 2011). La plupart de nos mesures sont effectuées au sol (en utilisant la configuration F-Ground/HI pour une gamme de profondeur élevée ou F-Ground/Lo pour la gamme de faible profondeur) avec l'antenne Dans cette étude, nous avons utilisé la calibration GF (Goodman-Ford) qui est une méthode utilisée par les instruments GF (constructeur) pour l'étalonnage de la mesure de conductivité électrique apparente (σ_a). La calibration GF est basée sur des mesures réalisées sur un sol avec une conductivité électrique supposée homogène de 50 mS/m. Les valeurs en quadrature mesurées sur 50 mS/m (Q_{50}) sont utilisées pour calculer un coefficient de conversion (a) qui permet de transformer directement les valeurs en quadrature en (σ_a). L'équation de calibration GF est $\sigma_a = Q/a$.

L'un des avantages principaux de la calibration GF est qu'elle tient compte de l'effet de la couche d'air entre l'instrument et le sol. Lorsque l'appareil est positionné à 1 mètre au-dessus du sol, la

présence de cette couche d'air modifie les mesures en quadrature. En utilisant la calibration GF, qui est spécifiquement conçue pour compenser cet effet, les valeurs de σ_a obtenues sont plus proches de la conductivité électrique réelle du sol que si l'on utilisait une valeur de σ_a obtenue avec l'approximation LIN. Ainsi, la calibration GF permet d'obtenir des mesures plus précises et plus représentatives de la conductivité électrique du sol.

4.1.3.5. inversions des données

L'inversion de la conductivité électrique mesurée par le CMD en termes de conductivité hydraulique nécessite plusieurs étapes, la Figure 20 décrit la logique de cette séquence. Nous utiliserons la loi de (Archie, 1942) ; (Li et al., 2017a) et de l'équation de Kozeny carman (1927) modifié par (Li et al., 2017a; Mbonimpa et al., 2000, 2002; Valdes-Parada et al., 2009) pour calculer la porosité θ et la perméabilité k (m/s).

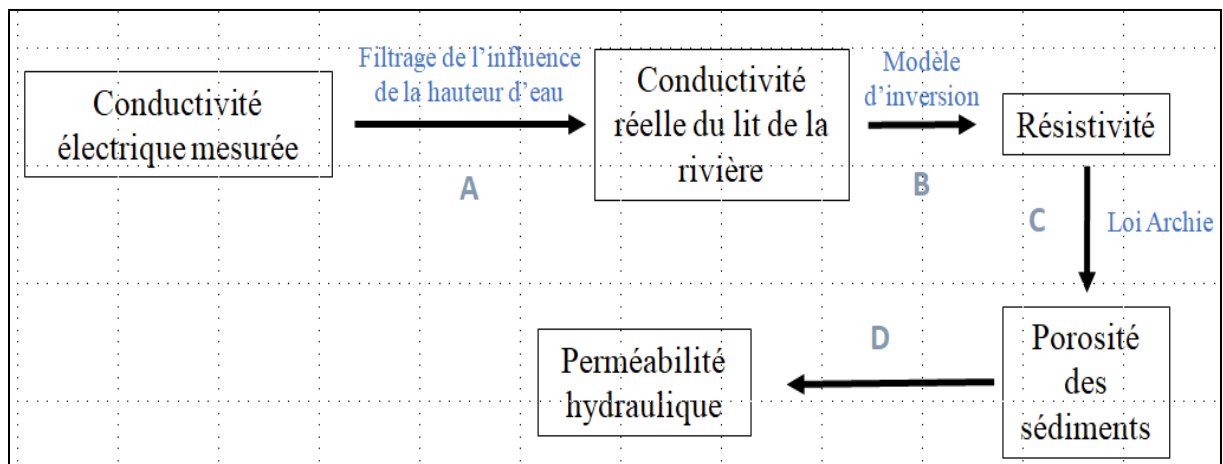


Figure 20 : Les différence étapes de l'inversion de la conductivité électrique pour le calcul de la conductivité hydraulique

4.1.3.5.1. La Fonction de sensibilité

Les données de conductivité électrique acquises avec le CMD sont inversées en utilisant un modèle de fonctions de sensibilité lorsqu'un appareil fonctionne dans les conditions LIN (modèle CS) (McNeill, 1980). Les fonctions CS supposent que la sensibilité de l'appareil est uniquement fonction de la profondeur d'investigation et de la distance entre les bobines et ne dépend pas de la conductivité électrique du terrain, ni de la fréquence de fonctionnement de l'appareil. Une fois que les données sont inversées, on calcule la résistivité qui est l'inverse de la conductivité électrique calculée ;

Selon la configuration choisie par l'opérateur (HCP ou VCP), la fonction de sensibilité (ϕ) et donc la fonction de réponse utilisée pour inverser la conductivité électrique du milieu sont différentes. L'opérateur doit choisir la configuration en fonction des besoins de l'étude et des caractéristiques du milieu à étudier

- Pour la configuration HCP (Horizontal Coplanar Probe), la fonction de sensibilité s'écrit :

$$\phi_H = 2 - \frac{4Z}{(4Z^2+1)^{1/2}} \quad \text{Équation 9}$$

- Pour la configuration VCP (Vertical Coplanar Probe), la fonction de sensibilité s'écrit :

$$\phi_v = \frac{4Z}{(4Z^2+1)^{3/2}} \quad \text{Équation 10}$$

avec $z = d/\rho$ la profondeur normalisée, d est l'épaisseur de la couche étudiée depuis l'antenne, ρ est la distance entre les dipôles, .

..

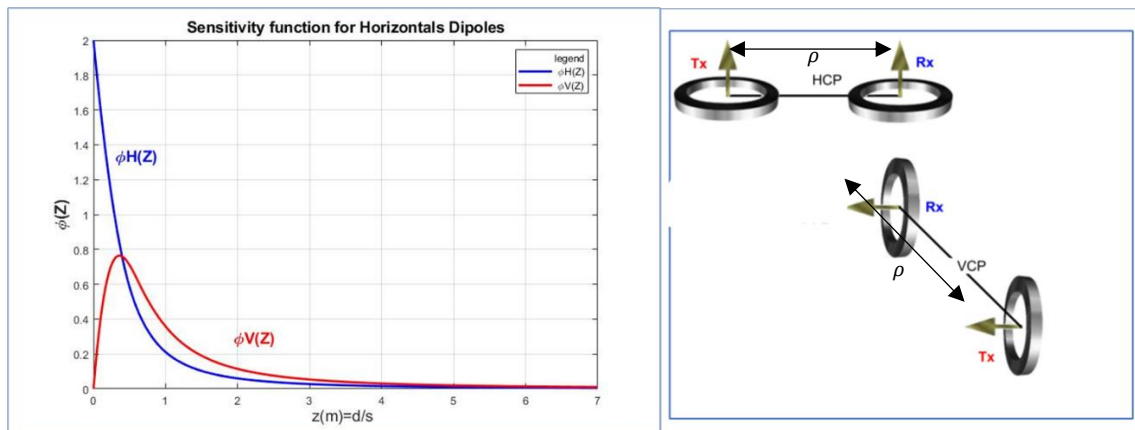


Figure 21 : Fonction de la sensibilité cumulative de la conductivité électrique apparente en mode HCP et VCP en fonction de la profondeur normalisée par la distance d'écartement entre les bobines.

En mode VCP, l'appareil est plus sensible aux couches superficielles tandis qu'en mode HCP, la sensibilité atteint un maximum pour $z=d/\rho =0.4$ m (Figure 21).

4.1.3.5.2. La Fonction de Réponse R ou fonction cumulative de sensibilité

La fonction cumulative de sensibilité est définie comme la contribution relative du champ magnétique secondaire d'un niveau conducteur horizontal jusqu'à une profondeur z . Elle intègre l'ensemble des terrains au-dessus de la profondeur maximale théorique d'investigation. il est donc nécessaire de connaître les terrains superficiels pour pouvoir interpréter les mesures en profondeur. En configuration VCP, la réponse cumulative est donnée par l'équation suivante :

$$R_H(z) = \int_z^{\infty} \phi_H(z) dz \quad \text{Équation 11}$$

$$R_H(z) = \int_z^{\infty} \phi_H(z) dz = 2Z - 2 * (4Z^2 + 1)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Équation 12}$$

En configuration HCP, la réponse cumulative est donnée par l'équation suivante :

$$R_v(z) = \int_z^{\infty} \phi_v(z) dz \quad \text{Équation 13}$$

$$R_v(z) = \int_z^{\infty} \phi_v(z) dz = -\frac{1}{(4Z^2+1)^{\frac{1}{2}}} \quad \text{Équation 14}$$

Tout le matériau se situant en dessous d'une profondeur, qui égale au double de la distance entre les bobines, contribue à hauteur de 25% au champ secondaire et donc de 25% de la conductivité électrique mesurée. 75% du signal provient du matériau au-dessus de la profondeur d'investigation. La sensibilité est égale à 1 à la surface et décroît rapidement avec la profondeur. Notons que le choix de la configuration dépendra de la profondeur d'investigation que l'on veut investiguer. Si la profondeur est importante, la configuration HCP sera choisie. La courbe de la réponse intègre la conductivité électrique de l'eau de la rivière, la conductivité électrique de la zone hyporhéique et celle de la roche profonde (Figure 22).

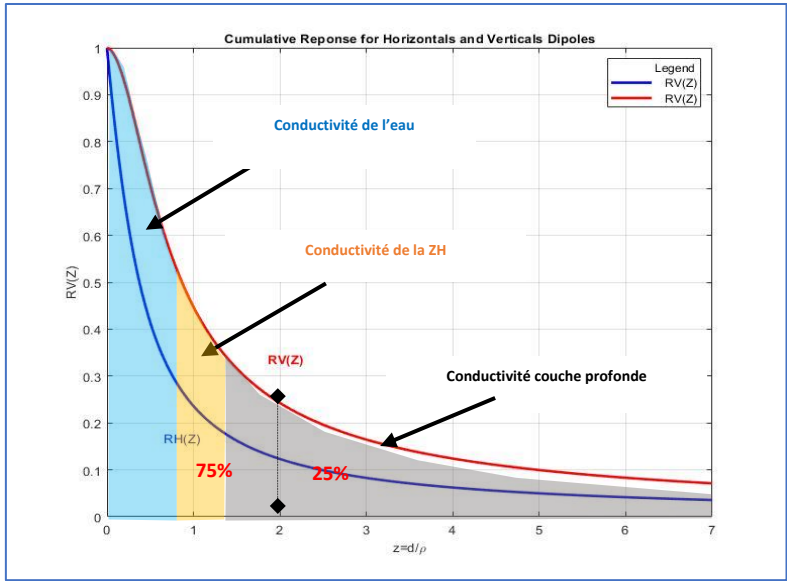


Figure 22 : Fonction de réponse cumulative en fonction de la profondeur d'investigation

4.1.3.5.3. Calcul de la conductivité électrique apparente :

La conductivité électrique apparente de tous les matériaux en dessous d'une profondeur z sera calculée grâce à la réponse cumulative R_V ou R_H . Dans le cas d'un modèle à deux couches (Figure 23 et Figure 24) :

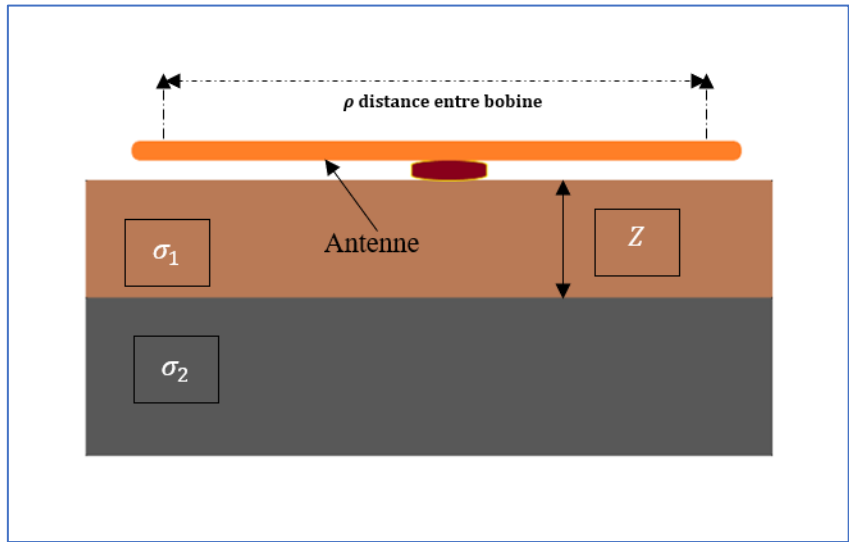


Figure 23 : Modèle à deux couches σ_1 et σ_2 sont les conductivités électriques des couches

On peut ainsi écrire la conductivité électrique apparente de la couche supérieure comme suit

$$\sigma_{a1} = \sigma_1 [1 - R(z)] \quad \text{Équation 15}$$

Où σ_1 est la conductivité électrique dans la couche 1.

Inversement la conductivité électrique apparente relative de la couche inférieure sera notée par :

$$\sigma_{a2} = \sigma_2 R(z) \quad \text{Équation 16}$$

La somme des composantes sera la valeur affiche par l'antenne CMD :

$$\sigma_a = \sigma_1 [1 - R(z)] + \sigma_2 R(z) \quad \text{Équation 17}$$

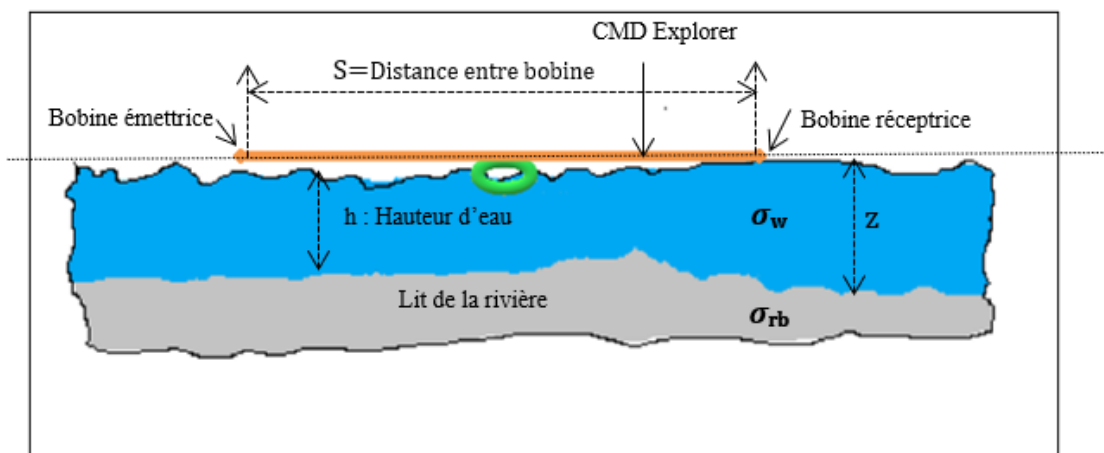


Figure 24 : Modèles à deux couches

✓ **Configuration Horizontale/HCP et antenne posée niveau de l'eau :**

En utilisant la réponse cumulative de l'équation 12 on peut écrire alors :

$$\sigma_a = \sigma_w [1 - R_H(z)] + \sigma_{rb} R_H(z) \quad \text{Équation 18}$$

On remplace z par sa valeur :

$$R_H(z) = R_H(h/\rho) = \left(4 * \left(\frac{h}{\rho}\right)^2 + 1\right)^{\frac{1}{2}} - 2 * \left(\frac{h}{\rho}\right) \quad \text{Équation 19}$$

On a alors :

$$\sigma_a = \sigma_w \left[1 - \left(4 * \left(\frac{h}{\rho} \right)^2 + 1 \right)^{\frac{1}{2}} - 2 * \left(\frac{h}{\rho} \right) \right] + \sigma_{rb} \left(4 * \left(\frac{h}{\rho} \right)^2 + 1 \right)^{\frac{1}{2}} - 2 * \left(\frac{h}{\rho} \right) \quad \text{Équation 20}$$

Il vient :

$$\sigma_{rb} = \frac{\sigma_a - \sigma_w \left[1 - \left(\left(4 * \left(\frac{h}{\rho} \right)^2 + 1 \right)^{\frac{1}{2}} - 2 * \left(\frac{h}{\rho} \right) \right) \right]}{\left[\left(4 * \left(\frac{h}{\rho} \right)^2 + 1 \right)^{\frac{1}{2}} - 2 * \left(\frac{h}{\rho} \right) \right]} \quad \text{Équation 21}$$

✓ **Configuration Verticale/VCP et antenne posée niveau de l'eau :**

Pour la configuration verticale :

$$\sigma_a = \sigma_w [1 - R_v(z)] + \sigma_{rb} R_v(z) \quad \text{Équation 22}$$

En utilisant la réponse cumulative de l'équation 14 et on remplace z par sa on peut écrire alors : valeur :

$$R_v(z) = R_v \left(\frac{h}{\rho} \right) = \frac{1}{\left(4(h/\rho)^2 + 1 \right)^{\frac{1}{2}}} \quad \text{Équation 23}$$

On a alors :

$$\sigma_a = \sigma_w \left[1 - \frac{1}{\left(4(h/\rho)^2 + 1 \right)^{\frac{1}{2}}} \right] + \sigma_{rb} \left[\frac{1}{\left(4(h/\rho)^2 + 1 \right)^{\frac{1}{2}}} \right] \quad \text{Équation 24}$$

Il vient :

$$\sigma_{rb} = \frac{\sigma_a - \sigma_w \left[1 - \frac{1}{\left(4(h/\rho)^2 + 1 \right)^{\frac{1}{2}}} \right]}{\left[\frac{1}{\left(4(h/\rho)^2 + 1 \right)^{\frac{1}{2}}} \right]} \quad \text{Équation 25}$$

4.1.3.5.4. Détermination de la conductivité électrique de l'eau de la rivière, de l'eau porale et de la profondeur d'eau

Les conductivités électriques de l'eau de la rivière et l'eau porale ont été mesurées à l'aide de sonde aux dates des campagnes de mesures avec l'antenne. La conductivité électrique de l'eau porale a été mesurée en plusieurs points de la trajectoire de l'antenne en enfouissant des sondes dans le sédiment à une profondeur variant de 15 à 30 cm. Les valeurs obtenues ont été moyennées pour obtenir une valeur par date.

Cette cartographie du fond est obtenue en utilisant un sondeur acoustique embarqué sur un drone aquatique qui tracte le flotteur sur lequel est installée l'antenne (figure 18). Le sondeur utilisé détecte le fond avec une précision de 0,2 m. Le GPS de drone aquatique à une précision de positionnement planimétrique de 0,3 m, celui position sur le flotteur de l'antenne une précision de 1 m. Un traitement numérique simple permet de faire correspondre de manière automatique les deux cartographies.

Pour obtenir la hauteur d'eau correspondants aux points de mesure de l'antenne, nous avons sélectionné la profondeur de l'eau mesurée par le sonar dont les coordonnées géographiques étaient les plus proches de celles du point de mesure de conductivité électrique considéré. Cette approche nous a permis d'estimer la hauteur d'eau le long du transect de la rivière. Cependant, il est important de noter que l'exactitude de cette estimation dépend de la précision des données de sonar et des coordonnées géographiques.

Dans notre étude, nous avons rencontré des difficultés liées à la précision du positionnement GPS sous le couvert forestier dense, ce qui a pu entraîner des incertitudes dans les coordonnées géographiques des points de mesure. Des tests réalisés sur des terrains expérimentaux ont montré que la résolution spatiale de l'antenne utilisée était inférieure ou égale à 4 mètres. Par conséquent, nous avons pris en compte cette limitation en ne considérant que les points du sonar qui étaient à une distance égale ou inférieure à 4 mètres par rapport au point de l'antenne de mesure.

4.1.3.5.5. Calcul de la porosité

Pour les milieux saturés, la variation de la conductivité électrique est liée aux changements des propriétés des sédiments, tels que les variations de volume des pores (Archie, 1942) . La loi d'Archie décrit la relation entre la porosité d'une formation et sa résistivité électrique comme suit :

$$\rho = \rho_w a \theta^{-m} \quad \text{Équation 26}$$

Avec :

- ρ_w représente la résistivité de l'eau d'imprégnation ;
- θ désigne la porosité ;
- a est un facteur dépendant de la lithologie et variant entre 0,6 et 2 (a est inférieur à 1 pour les roches ayant une porosité intergranulaire et supérieur à 1 pour les roches ayant une porosité de fracture) (Winsauer et al., 1952) ;
- m représente le facteur de cimentation (il dépend de la forme des pores, de la compaction et varie entre 1,3 pour les sables non consolidés et 2,2 pour les calcaires cimentés).

Selon la loi d'Archie, la résistivité d'une roche dépend de deux facteurs clés : la porosité et le degré de cimentation de la roche. Le degré de cimentation représente le niveau de remplissage des pores par des minéraux ou de la matière solide. Lorsque la porosité de la roche est élevée, l'eau peut se déplacer plus facilement. Cette infiltration accrue d'eau augmente la conductivité électrique de la roche, entraînant ainsi une diminution de sa résistivité.

En appliquant la loi d'Archie à un exemple spécifique, avec une porosité de 0.2, nous pouvons estimer la résistivité de la roche à environ 0.375 Ω .m.

Une augmentation de la porosité conduit à une augmentation de la conductivité électrique et à une diminution de la résistivité de la roche. Il convient de noter que la valeur de résistivité spécifique dépend des paramètres utilisés dans la loi d'Archie ainsi que des caractéristiques propres à chaque roche étudiée (Figure 25).

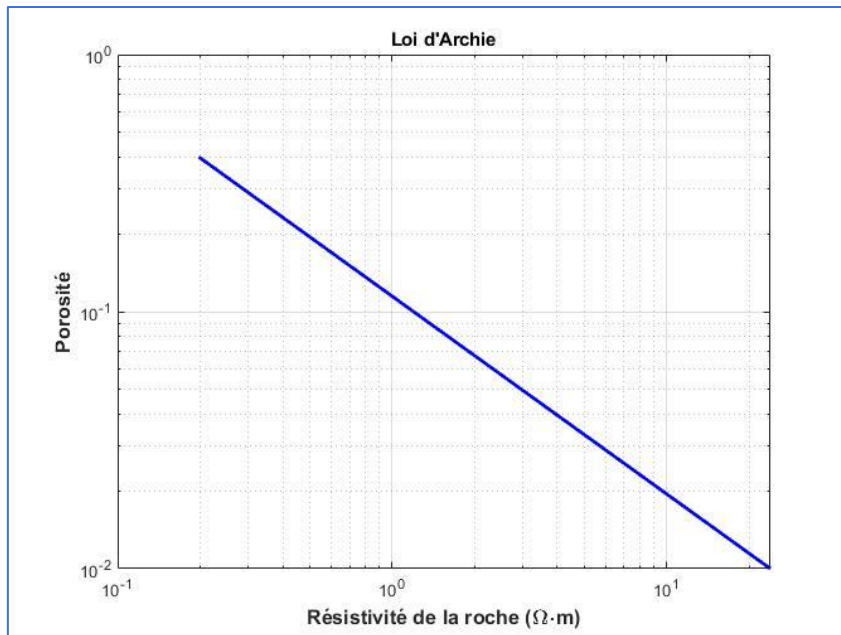


Figure 25 : Variation de de porosité en fonction en fonction de la résistivité

Cependant, il est important de noter pour que la variation de porosité soit considérée comme une variation du vide dans les sédiments ; Il faut tout d'abord, que la variation de conductivité électrique de l'eau porale soit faible. Les mesures ont montré que la conductivité électrique d'eau porale dans les sédiments variait entre 20 et 32 mS/m sur une période entre 2021 et 2022. Faisant donc varier les conductivités électriques de l'eau porale de 10 à 30 mS/m en utilisant la loi Kozeny Carmen 1927 (voir l'équation 28), il n'y pas de variation notable de la relation entre la conductivité hydraulique et la conductivité électrique (Figure 26).

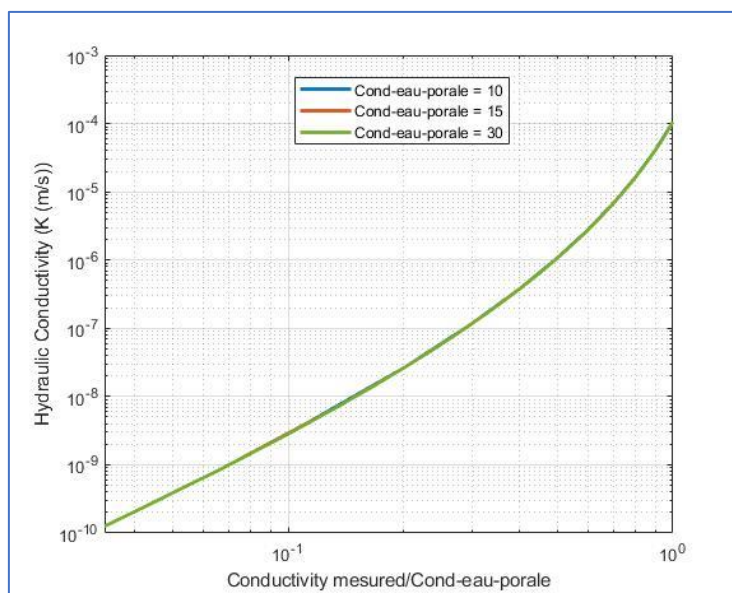


Figure 26 : Effet de variation de la conductivité électrique d'eau porale sur la conductivité hydraulique

Deuxièmement, il est crucial que la quantité d'argile présente dans les sédiments soit inférieure à 20%, car au-delà de ce seuil, il y a un risque de surestimer la porosité effective. La présence d'une quantité élevée d'argile peut altérer les propriétés électriques de la roche, ce qui peut avoir un impact sur la relation entre la porosité et la résistivité. Nous avons réalisé des analyses granulométriques sur plusieurs échantillons et avons constaté que les proportions de sédiments fins étaient inférieures à 15%, mais qu'elles augmentaient à partir d'une profondeur de 30 cm. La Figure 27 présente un exemple illustrant l'effet de la quantité d'argiles sur la porosité effective et utilisant le modèle argileux de (Shahzad, 2005) , la porosité effective peut être obtenue en soustrayant la porosité totale du volume d'eau lié à l'argile.

Pour un pourcentage d'argile de 15% et une porosité totale de 35%, la porosité effective est estimée à 30%. De même, pour une porosité totale de 40% avec un contenu en argile de 25%, la porosité effective est également de 30%. Il est essentiel de tenir compte de cette variation dans la composition des sédiments afin d'interpréter correctement les résultats de la loi d'Archie.

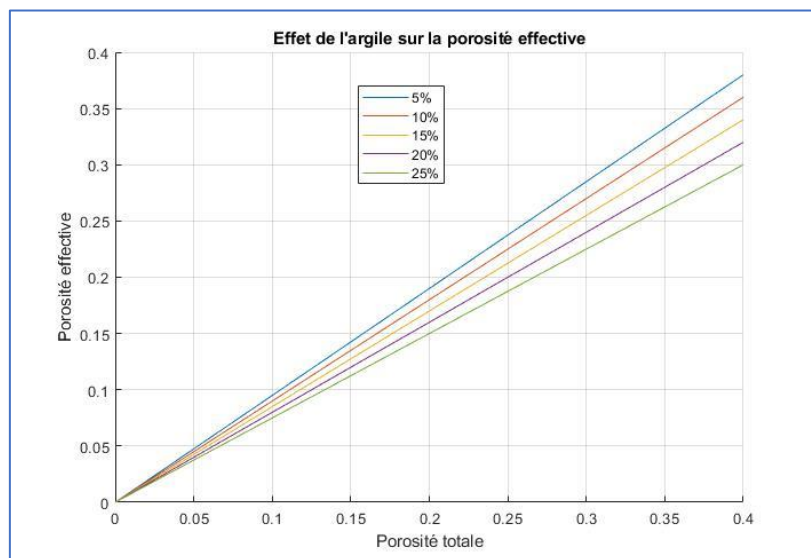


Figure 27 : Effet de l'argile sur la porosité effective

Troisièmement, la variation de la température ne doit pas induire de variations significatives dans les valeurs de conductivité électrique mesurées. Les températures sur la Sélune, lors des campagnes de mesure effectuées pendant l'été de chaque année, ont varié de 13°C à 19.8 °C pour l'eau de rivière et de 15°C à 18 °C dans les sédiments soit une variation de 7°C au maximum. Les calculs effectués en utilisant l'équation proposée par (G. E. Archie (2), 1947) (Figure 28) ont montré que les variations de résistivité observées nécessiteraient des variations de température plus importantes, bien supérieures à celles enregistrées. Nous avons donc une

relative stabilité des températures sur notre site d'étude, ce qui renforce l'applicabilité de la loi d'Archie dans votre cas.

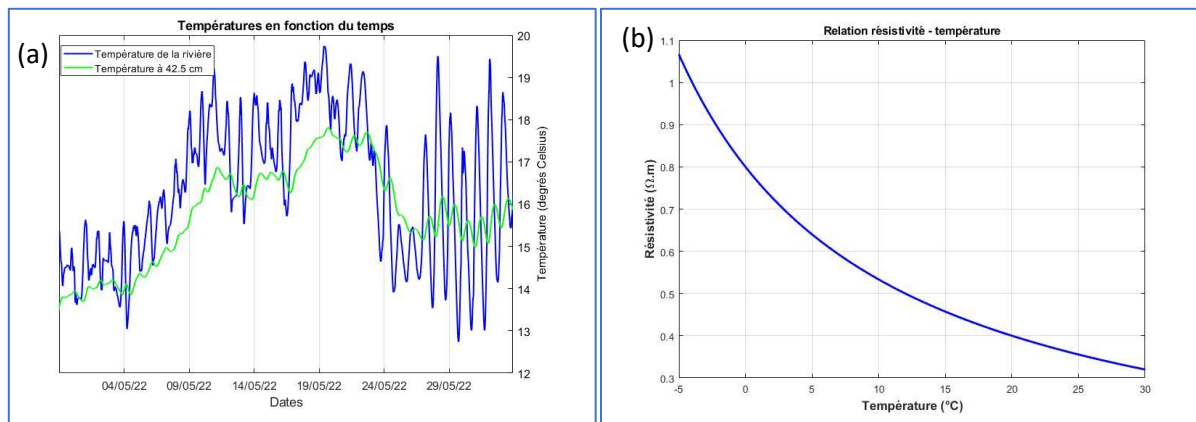


Figure 28 : (a)Variation de la température de l'eau et de sédiment à Signy pendant la campagne du CMD mai 2022 et (b) Influence de la température sur la résistivité

En résumé, nous avons pris en compte les hypothèses et vérifié les conditions spécifiques à notre étude pour valider l'utilisation de la loi d'Archie. Ces considérations sont essentielles pour une interprétation précise des résultats obtenus en utilisant cette loi, afin d'attribuer toute variation temporelle de la porosité à des variations de texture du sous-sol et non à des différences de conductivité électrique de l'eau des pores et à l'effet d'argile.

4.1.3.5.6. Calcul de la perméabilité

L'équation de Kozeny-Carman, formulée par Kozeny en 1927 et modifiée ultérieurement par Carman en 1937 et 1956, modélise la perméabilité d'un matériau poreux en fonction de la surface spécifique et la taille des particules qui le composent. Elle permet d'estimer la résistance au flux des fluides à travers ces matériaux en utilisant des paramètres tels que la porosité et la tortuosité.

Au fil des années, cette équation a été adoptée et adaptée par de nombreux chercheurs et ingénieurs (Mbonimpa et al., 2002). Elle est utilisée pour des applications variées, telles que la conception de filtres, l'étude des écoulements dans les sols, ou encore la prédiction des performances des matériaux filtrants.

$$k = \frac{kg}{v} * 8.3 * 10^{-3} + \left[\frac{\theta^3}{(1-\theta)^2} \right] * d_{10}^2 \quad \text{Équation 27}$$

Où :

k : conductivité hydraulique (m/s);

g : accélération de la pesanteur (m/s²) ;

v : viscosité cinématique (m²/s)

θ : la porosité

d_{10} : diamètre efficace des grains.

Il convient de noter que d'autres travaux de recherche ont également proposé des modèles et des équations similaires pour décrire les flux à travers des milieux poreux, mais l'équation de Kozeny-Carman demeure l'une des plus répandues et des plus acceptées dans le domaine.

L'équation de (Mbonimpa et al., 2000, 2002) fournie est :

$$k = C * \frac{\gamma}{\mu} * \left[\frac{e^{3+x}}{(1-e)} \right] * \frac{1}{\varphi_s^2 S_m^2} \quad \text{Équation 28}$$

avec:

k : Conductivité hydraulique en milieu saturé.

C : Constante de Kozeny-Carman (un paramètre empirique).

γ : Poids spécifique de l'eau (kg/m³)

μ : Viscosité dynamique de l'eau (Pa.s)

e : Rapport des vides, calculé en utilisant la porosité mesurée (θ) comme suit :

$$e = \frac{\theta}{(1-\theta)}$$

$x = 2$: Un facteur qui tient compte de la tortuosité du milieu poreux.

φ_s : Masse volumique de l'eau (kg/m³).

S_m : Surface spécifique de la phase solide du milieu poreux (m²/g).

La relation $S_m = \frac{\alpha}{(\varphi_s * D_h)}$ avec, φ_s , la masse volumique de l'eau, α un facteur de forme, $\frac{1}{\alpha^2} = 1$ et D_h , le diamètre équivalent $D_h = C_u^{1/6} * D_{10}$ avec C_u : coefficient d'uniformité.

On a finalement :

$$k = C * \frac{\gamma}{\mu} * \left[\frac{e^{3+x}}{(1+e)} \right] * C_u^{\frac{1}{3}} * D_{10}^2 \quad \text{Équation 29}$$

Il est important de souligner que cette méthode ne permet pas de quantifier la perméabilité avec une résolution spatiale inférieure (à 4 m) et la profondeur de pénétration de l'onde électromagnétique.

Dans une étude de 1948, Taylor a développé une équation permettant de déterminer la perméabilité d'un sol saturé.

$$k = C_2 \frac{\rho_w g}{\mu} * \left[\frac{e^3}{(1+e)} \right] \quad \text{Équation 30}$$

Où :

ρ_w : est la densité de l'eau (kg/m^3),

g : accélération de la pesanteur (m/s^2),

μ : Viscosité dynamique de l'eau (Pa.s)

e : est l'indice des vides,

C_2 : est une constante liée au système de la sol-eau.

4.2. Mesure de flux hyporhéique: Seepage meter et système Molonari

4.2.1. mesure de flux par Seepage meter

Nous avons utilisé le Seepage meter pour mesurer le flux d'eau à travers le lit de la rivière. Le concept de base consiste à isoler une surface du lit de la rivière avec un cylindre ouvert à sa base et ventilé en haut à par un sac rempli en partie d'eau (Rosenberry et al., 2008, 2020) (Figure 29).

L'évolution du volume d'eau dans le sac de ventilation pour un intervalle de temps donné, permet de déterminer la direction et le flux entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Un gain en volume d'eau dans le sac de collecte indique que le flux provient des eaux souterraines aux eaux de surface, tandis qu'une perte de volume d'eau indique que l'écoulement se fait des eaux de surface vers les eaux souterraines. Les sacs sont remplis au départ avec un

litre de volume d'eau. Ce dispositif a été utilisé au pont de Biards, à la Poissonnière et à l'aval du barrage de Vezin en 2020 sur des sédiments pour lesquels nous voulions connaître l'amplitude des flux d'eau entre la rivière et les sédiments

Pour mesurer le flux entre la zone hyporhéique et la rivière, on utilise la formule suivante en utilisant les volumes d'eau mesurés et le temps écoulé :

$$Q = \frac{V_f - V_i}{\text{Temps}} \quad \text{Équation 31}$$

- Q est le flux volumétrique en m^3/s
- V_f est le volume final d'eau dans le sac de collecte après la mesure.
- V_i est le volume initial d'eau dans le sac de collecte avant la mesure
- Temps est le temps écoulé pendant la mesure en unité de temps (en secondes).

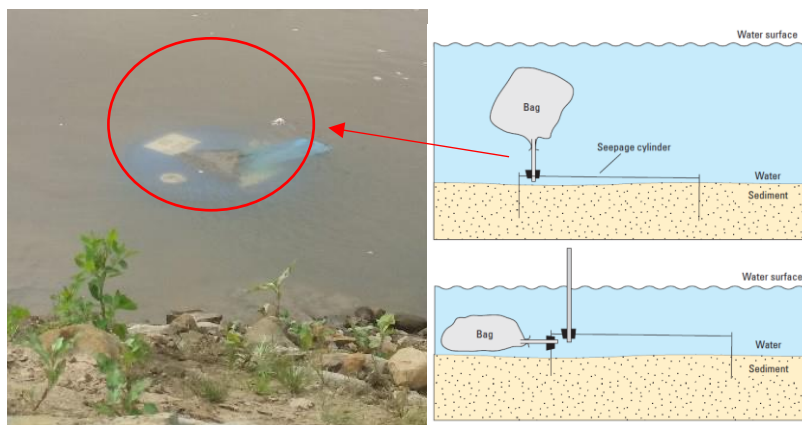


Figure 29 : Seepage meter sur le site de Poissonnière (à gauche) et le dispositif selon (Rosenberry et al., 2008) (à droite)

La méthode des seepage meters présente des limitations et peut engendrer des erreurs. Des fuites le long des parois du cylindre peuvent se produire, notamment sur il est enfoncé dans des graviers ou des galets, ce qui peut entraîner une surestimation ou une sous-estimation du flux réel. De plus, des obstructions causées par des matériaux ou des débris peuvent perturber le flux d'eau, affectant ainsi les résultats obtenus. Pour minimiser ces problèmes, il est nécessaire de maintenir le seepage meter en bon état et de le surveiller régulièrement.

D'autres facteurs peuvent introduire des erreurs lors des mesures. Parmi ceux-ci, on peut citer la montée de l'eau interstitielle, les effets venturi de l'écoulement fluvial sur le sac de collecte,

l'accumulation de gaz dans la chambre de mesure et la résistance de friction provoquant des pertes de charge à travers les éléments du dispositif (Murdoch et al., 2003). Il est important de prendre en compte ces facteurs lors de l'analyse et de l'interprétation des données recueillies à l'aide des seepage meters.

Des études antérieures (River et al., 2006), ont également mis en évidence que la répétition des mesures au même endroit était nécessaire afin de réduire les variations spatio-temporelles des résultats, bien que cette tâche puisse être fastidieuse. Cela souligne l'importance de la rigueur et de la cohérence lors de la collecte des données à l'aide des seepage meters.

4.2.2. Quantification des échanges d'eau et de chaleur entre la ZH et la rivière et propriété hydrothermique : Mini Molonari

Afin de pallier aux limitations du seepage meter et obtenir des mesures plus précises des flux hyporhéiques, nous avons utilisé d'autres méthodes de mesure, telles que le système Molonari-Mini (MONitoring LOcal NAppe-RIvière-mini) (Cucchi et al., 2018a). Ce système présente plusieurs avantages, notamment la capacité à mesurer en continu les échanges d'eau et de chaleur dans le lit de la rivière, ainsi que l'utilisation de capteurs de pression différentielle offrant une précision accrue des pressions différentielles.

4.2.2.1. *Fonctionnement du capteur de différentiels de pression*

Le système LOMOS-mini combine la surveillance du gradient de la charge hydraulique entre la surface du lit de la rivière et à 30 cm à dans le lit de la rivière (à l'aide d'un capteur de pression différentielle Honeywell 26PCA). Parallèlement, un profil de température est mesuré dans le cours d'eau et à quatre profondeurs différentes dans le lit de la rivière (10, 20, 30 et 40 cm) (Cucchi et al., 2018a) .

Le transducteur de pression utilisé dans le LOMOS-mini est le capteur de pression de la série 26PCA conçu par Honeywell, USA. Ce capteur enregistre les différentiels de pression d'une magnitude allant jusqu'à 1 psi (0,7 m de hauteur d'eau) dans les deux sens, et peut résister aux différentiels de pression allant jusqu'à 20 psi (14 m). Ce circuit est placé dans un contenant étanche à l'eau et connecté à deux tubes : l'un placé sur le fond de la rivière et l'autre dans la zone hyporhéique. Chaque tube est en plastique souple et transparent, avec un diamètre interne de 16 mm et un diamètre externe de 20 mm.

Pour garantir que la charge hydraulique dans le tube correspond à celle de la zone hyporhéique à une profondeur donnée, l'extrémité du tube est placée dans le lit de la rivière à cette profondeur et perforée sur 2 à 3 cm le long de cette extrémité.

Les sondes de température sont des capteurs NTC 10kX à 3 fils compatibles avec le data logger Prosensor HOBO (capteur de température eau/sol TMC6-HD fourni par Onset). Ces sondes mesurent la température au-dessus de 0°C avec une précision de $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$. Quatre sondes de température sont placées à intervalles réguliers le long d'un bâton en plastique dans lequel sont découpées des encoches de la taille des capuchons de température. Le plastique est choisi car c'est un isolant thermique et qu'il résiste aux conditions sur le terrain.

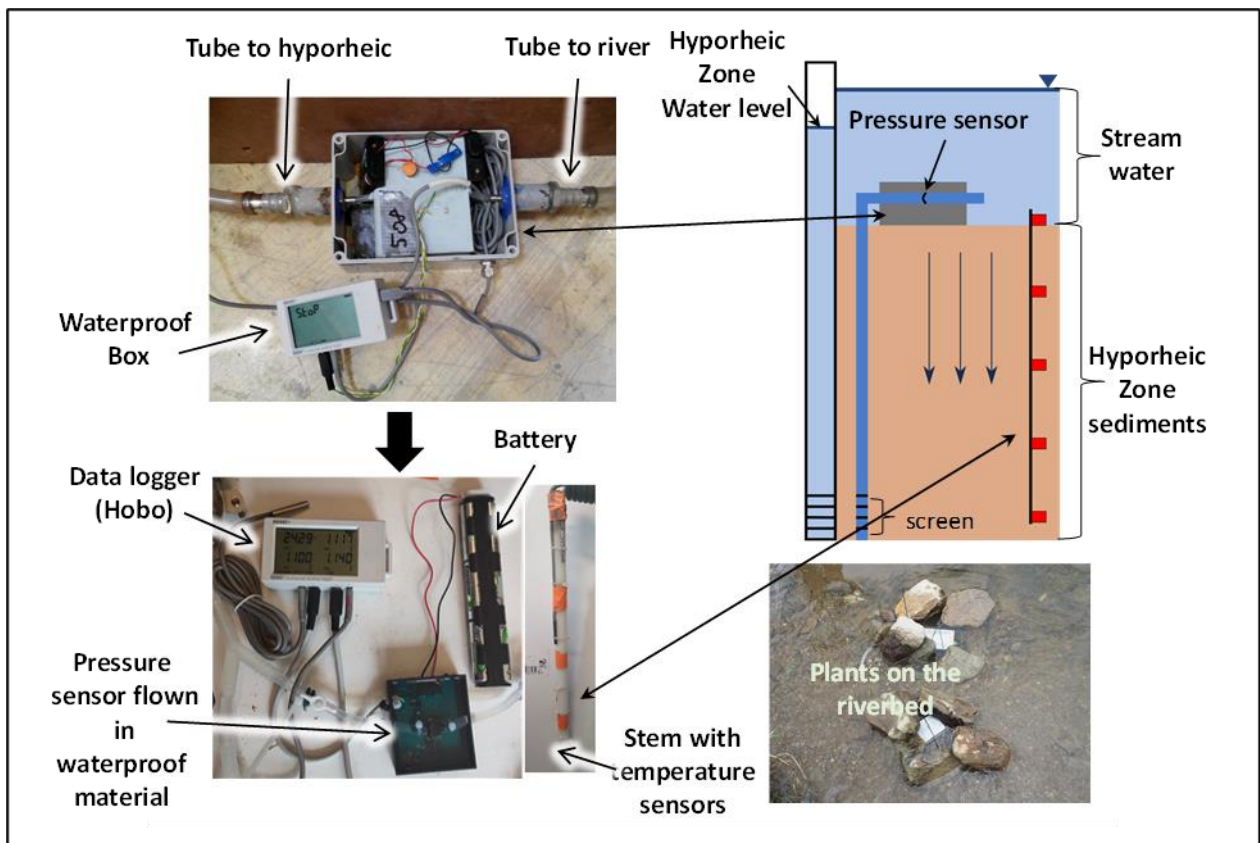


Figure 30 : Photo montrant tous les composants du système LOMOS-mini : En haut à gauche, l'équipement est placé dans une boîte étanche à l'eau. En bas à gauche : le capteur de pression différentielle, la batterie et le data logger ainsi que la sonde de température avec quatre PT100 de 10, 20, 30 et 40 cm de longueur à encastrier dans le sédiment. En haut à droite : illustration du déploiement sur le terrain. En bas à droite : photo montrant le LOMOS-mini installé sur le lit de la rivière.

4.2.2.2. *Calibration du capteur*

Le principe de mesure de la pression différentielle avec les capteurs LOMOS-mini repose sur la conversion de la différence de pression en une tension électrique par le biais d'un capteur dédié. Les tensions mesurées sont principalement déterminées par la déformation de la membrane sous l'effet de la différence de pression appliquée. En outre, le circuit électronique est sensible aux variations de température. La relation entre la différence de pression, la température et la tension varie en fonction du gain sélectionné pour l'amplificateur ainsi que de la sensibilité à la température de chaque composant individuel du circuit électronique.

Par conséquent, il est nécessaire de procéder à une calibration individuelle de chaque système de pression.

Ainsi, pour traduire la tension électrique mesurée sur le terrain en une pression différentielle, il est nécessaire d'établir sur un banc de calibration la relation entre la tension mesurée, la différence de pression et la température. Il convient également de noter que la tension mesurée dépend également de la température de la membrane. Pour le protocole expérimental utilisé pour obtenir les mesures nécessaires à cette calibration, il est important de faire varier à la fois la différence de pression et la température sur une plage de valeurs de -20 à 20 cm et de 5 à 30 °C afin d'établir la relation sur la gamme possible de valeurs de tension. Cela peut être fait en utilisant une source de pression et un environnement contrôlé en température, tel qu'une chambre thermique.

Pour effectuer la calibration, une série de mesures sont prises soit à des différences de pression fixe avec une série de paliers de température, soit à une température fixe avec des paliers de pression.. La tension mesurée est enregistrée pour chaque combinaison de pression et de température. Ces mesures sont utilisées pour créer une courbe de calibration qui relie la tension mesurée à la pression différentielle et à la température réelle. La courbe de calibration peut ensuite être utilisée pour convertir les futures mesures de tension en des mesures précises de pression différentielle. Il est important de recalibrer périodiquement le système pour s'assurer qu'il continue à fournir des mesures précises dans le temps.

Des LOMOS-mini ont été placés sur les trois sites (Figure 35). Sur le site de Signy, deux capteurs de pression différentielle ont été placés : P11 et P12. À la Poissonnière, plusieurs capteurs ont été installés. En 2021, les capteurs P2, P3, P4 et P5 ont été mis en place. En 2022,

ces capteurs ont été remplacés par les capteurs P19 et P20. Quant au site de Virey, trois capteurs de pression différentielle y ont été installés : P55 en 2021 et P13 et P14 en 2022.

4.2.2.2.1. Calibration tension- différence de charges hydrauliques

La première étape consiste à calibrer le capteur de pression afin d'établir la relation entre la tension mesurée en sortie et la différence de pression appliquée pour une température spécifique. Cette calibration se fait à l'aide de deux tubes, l'un représentant la hauteur d'eau dans la rivière (H_{riv}) et l'autre représentant la hauteur d'eau dans la zone hyporhéique (HZH), (Figure 31 : A gauche courbe différence de charge ΔH appliquée au capteur de pression différentiel en fonction de la tension mesurée et d'une température de référence T_{ref} . A droite dispositif expérimental pour calibrer le différentiel de tension U en fonction de la différence de charges ΔH , à température T_{ref} donnée (Cucchi et al., 2018a). Les deux tubes sont disposés verticalement et reliés au capteur de pression. Le capteur est conçu pour mesurer à la fois les différences de pression positives et négatives, ce qui lui permet d'être utilisé aussi bien dans des conditions d'exfiltration que d'infiltration. Dans notre convention, nous avons posé $\Delta H = H_{ZH} - H_{riv} > 0$, c'est à dire un contexte en exfiltration. La hauteur d'eau dans l'un des tubes est ajustée et la tension correspondante est enregistrée en sortie. Ce processus est répété jusqu'à ce que le data logger atteigne sa saturation, soit à 0V ou à 2.5V.

La différence de hauteur d'eau appliquée, $\Delta H = H_{ZH} - H_{riv}$, est directement proportionnelle à la tension mesurée. Les paramètres de l'équation suivante peuvent donc être estimés à partir des données du test d'étalonnage, à une température T_{ref} donnée.

$$\Delta H(U, T_{ref}) = \alpha + \beta U \quad \text{Équation 32}$$

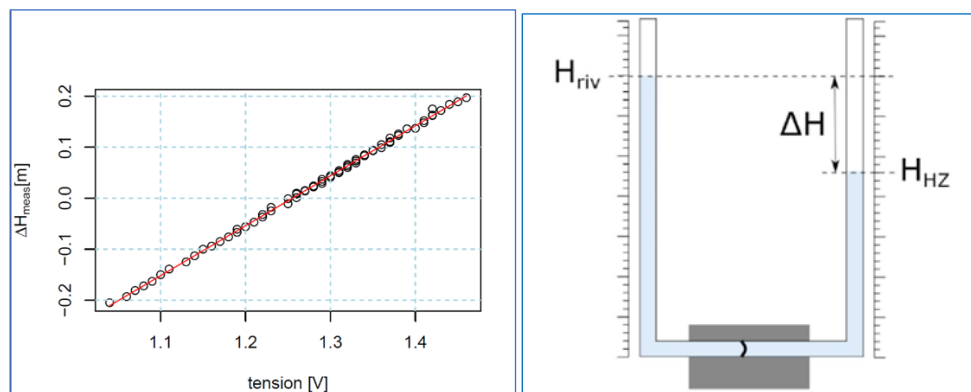


Figure 31 : A gauche courbe différence de charge ΔH appliquée au capteur de pression différentiel en fonction de la tension mesurée et d'une température de référence T_{ref} . A droite dispositif expérimental pour calibrer le

différentiel de tension U en fonction de la différence de charges ΔH , à température T_{ref} donnée (Cucchi et al., 2018a).

4.2.2.2. Calibration tension-température

Pour établir la relation entre la tension mesurée et la variation de température, à pression différentielle constante, deux méthodes d'étalonnage sont couramment utilisées. L'une implique l'utilisation d'une chambre climatique, tandis que l'autre est réalisée en extérieur suivant la variation de température de la journée. La méthode employant une chambre climatique permet un bien meilleur contrôle des conditions de température et donc souvent privilégiée.

.. Les expériences montrent que la tension mesurée varie linéairement avec la température, à différence de pression fixe. Cela signifie que la tension mesurée peut être utilisée pour calculer la pression correspondante en utilisant une formule simple qui prend en compte la pente de la relation linéaire entre la tension et la température :

$$\Delta H(U, T) = \xi_0 + \xi_1 U + \xi_2 T \quad \text{Équation 33}$$

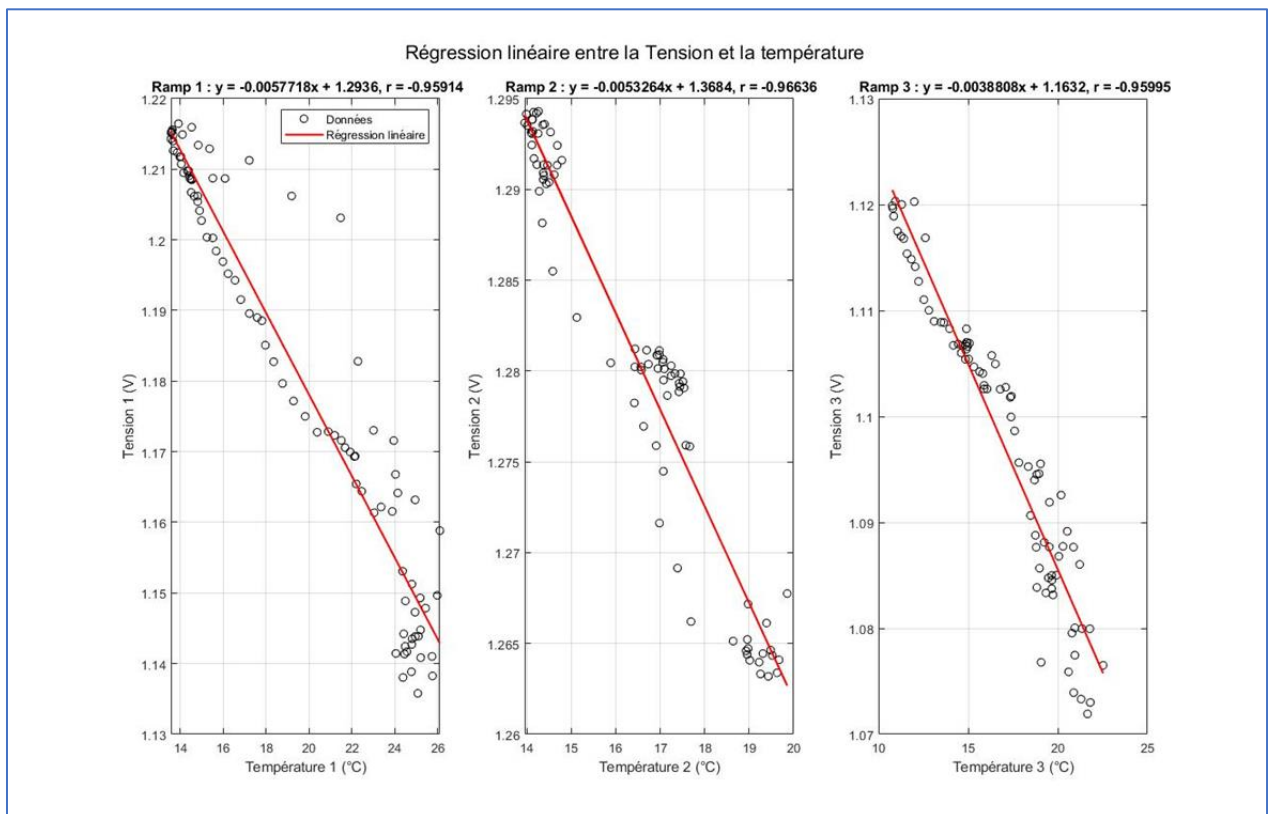


Figure 32 : un exemple de courbe de la tension et de la température mesurées pendant une expérience de calibration, pour une différence de charge constante (Ramp1 $\Delta H = 0$ cm, Ramp2 $\Delta H = 5$ cm et Ramp2 $\Delta H = -5$ cm) de la sonde p2. Calibration effectuée en plein air.

Il a été constaté que certains capteurs présentaient une hystérésis de la réponse de tension en fonction de la température ($U=f(T)$), causée par un délai entre la température extérieure et la température intérieure du Molonari. Pour tenir compte de cette hystérésis, nous avons utilisé l'équation suivante : $U(t) = f(T(t+dt))$. Sur l'ensemble des capteurs calibrés le retard varie entre 15 à 30 min.

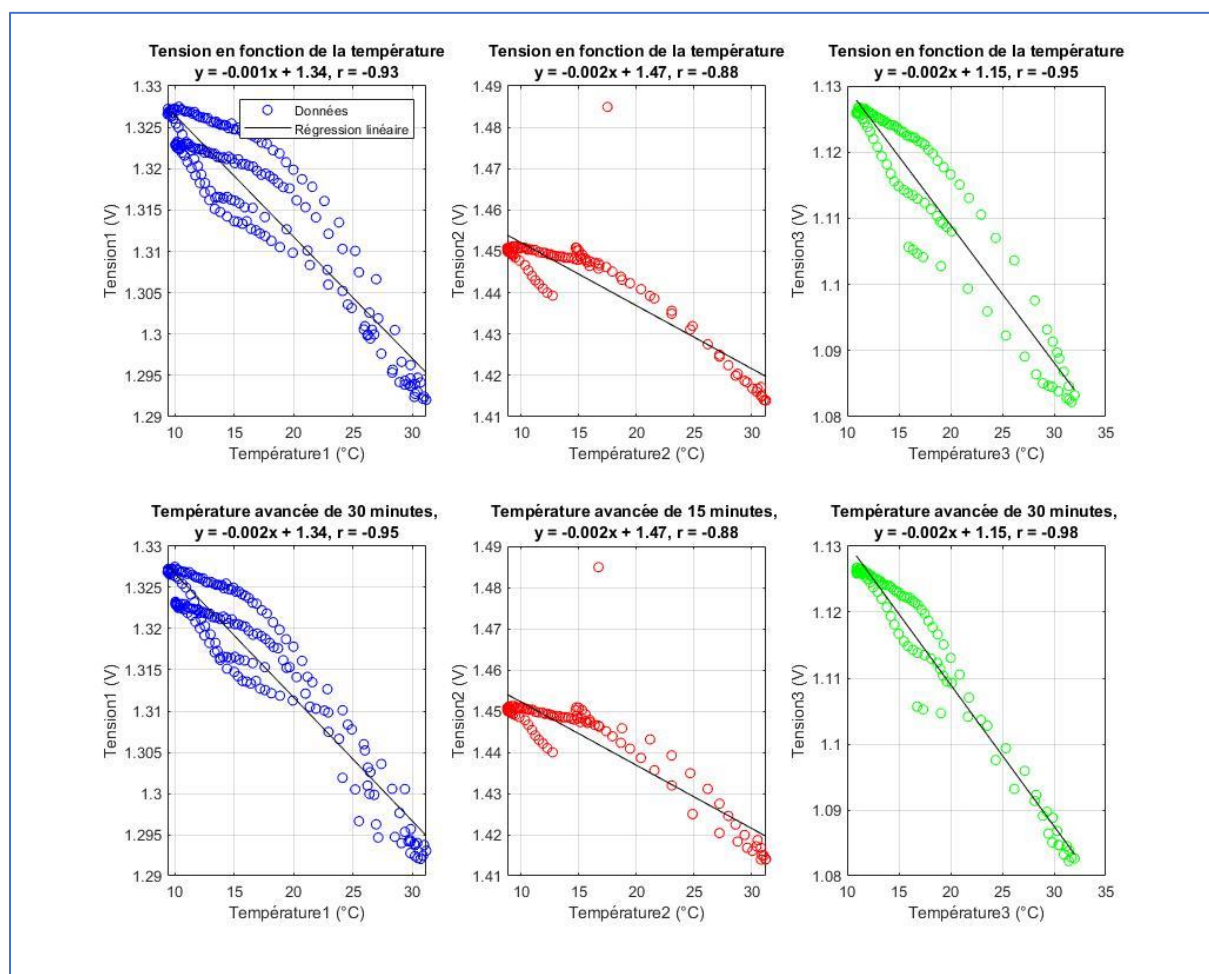


Figure 33: un exemple de courbe de la tension et de la température mesurées pendant une expérience de calibration, pour une différence de charge constante (Ramp1 $\Delta H = 0$ cm, Ramp2 $\Delta H = 10$ cm et Ramp2 $\Delta H = -10$ cm) montrant l'hystérésis sur la sonde P4.

4.2.2.2.3. -Etablissement de la relation entre ΔH , U et T

Les coefficients α et β de l'équation 32 : sont d'abord déterminés à partir des mesures de l'expérience (i) de calibration tension différence de charge .

-Ensuite, l'expérience de calibration tension-température (ii) fournit des données de tension pour la chambre climatique ou l'environnement extérieur (température ambiante de la journée). Ces données sont utilisées pour calculer la différence de charges $\Delta H_{calculée}$ correspondant à la tension mesurée en utilisant l'équation 1 qui ne tient pas compte de l'effet de la température ;

$$\rightarrow \Delta H_{calculée} = \alpha + \beta U \quad \text{Équation 34}$$

-Cette différence de charges estimée $\Delta H_{calculée}$ est comparée à la différence de charges effectivement appliquée pendant l'expérience de tension-température, $\Delta H_{mesurée}$. La différence $\Delta H_{mesurée} - \Delta H_{calculée}$ correspond à la correction à appliquer pour corriger l'effet de la température sur la mesure de tension ;

$$\rightarrow \Delta H_{calculée} - \Delta H_{mesurée} = Erreur \quad \text{Équation 35}$$

-Cette correction permet d'estimer le coefficient ξ_2 de l'équation 33 par régression linéaire, en modélisant l'erreur $\Delta H_{mesurée} - \Delta H_{calculée}$ en fonction de la température ambiante T.

$$\rightarrow Erreur = a * T + b \quad \text{Équation 36}$$

-Les coefficients restants, ξ_0 et ξ_1 , peuvent ensuite être estimés par identification des équations 1 et 2, où la température est fixée à $T = T_{ref}$ dans l'équation 1 ;

$$\rightarrow \Delta H(U, T_{ref}) = \alpha + \beta U \quad \text{Équation 37}$$

$$\rightarrow \Delta H(U, T) = \xi_0 + \xi_1 U + \xi_2 T \quad \text{Équation 38}$$

On pose $T = T_{ref}$:

$$\rightarrow \Delta H(U_0, T_{ref}) = \alpha + \beta U = \xi_0 + \xi_2 T_{ref} + \xi_1 U \quad \text{Équation 39}$$

$$\rightarrow \alpha = \xi_0 + \xi_2 T_{ref} \rightarrow \xi_0 = \alpha - \xi_2 T_{ref} \quad \text{Équation 40}$$

$$\rightarrow \beta = \xi_1 \quad \text{Équation 41}$$

Le graphique met en évidence les erreurs de mesure dans le capteur numéro 5, qui peuvent être causées par divers facteurs tels que les fluctuations de température, la dérive du capteur, les interférences électriques, etc. Pendant l'étalonnage entre la tension et la différence de charges, il est possible que la température ambiante de l'extérieur diffère de la température de référence $T_{ref} = 19.6 \text{ }^\circ\text{C}$. A cette T_{ref} lors de la calibration UH, les erreurs sont représentées par les points bleus. Les points rouge représentent l'erreur dans l'estimation du différence de charges hydrauliques ΔH lorsque la température n'est pas prise en compte dans la calibration du capteur de pression différentielle et les points verte represente l'erreur lorsque l'effet de la température est prise en compte. L'erreur augmente à mesure que la température diminue. En corrigeant, l'effet de la température, on réduit l'erreur de 9 mm à presque 0.2 mm. Cette erreur résiduelle peut être expliquée par les imperfections dans les composants du capteur de pression, par l'hystérésis de la membrane piézoélectrique, ainsi que par le décalage temporel entre la température ambiante et la température de l'eau en contact avec cette membrane.

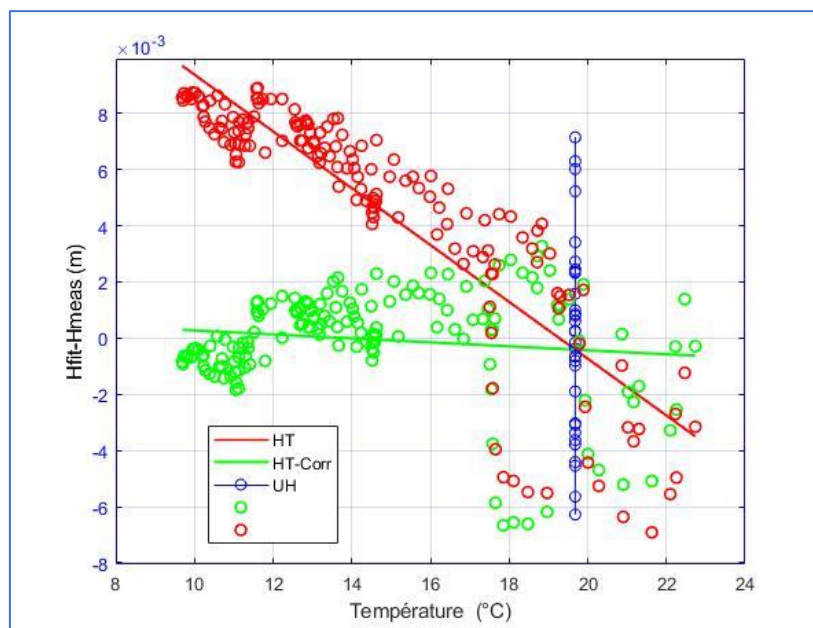


Figure 34. Représentation des erreurs issues de la Calibration UH en points bleu à température constante et plus les erreurs lors de la calibration HT (en rouge l'effet de la température n'es pas pris en compte et en vert correction de l'effet de la température)

4.2.2.2.4. Calcul de la sensibilité des capteurs à la température

La sensibilité des composantes électroniques à la température diffère d'un capteur à un autre. Par conséquent, il est essentiel d'examiner l'effet de la température sur les mesures, car cela pourrait entraîner une estimation erronée non négligeable de la différence de charge. De plus, cela pourrait également conduire à une mauvaise estimation de l'orientation des flux hyporhéiques.

En considérant les équations 22 ; on pose $H = H_{ref}$:

$$\rightarrow \Delta H(U, T) = \xi_0 + \xi_1 U + \xi_2 T = 0 \quad \text{Équation 42}$$

On isole U :

$$\rightarrow U = -\frac{\xi_2}{\xi_1} * T - \frac{\xi_0}{\xi_1} \quad \text{Équation 43}$$

En modélisant les données de calibration, on peut écrire

$$\rightarrow U = -\frac{\xi_2}{\xi_1} * T - \frac{\xi_0}{\xi_1} = i * T + j = \frac{du}{dt} * T + j \quad \text{Équation 44}$$

i et j étant les coefficients de l'équation droite issue de la calibration de la tension en fonction de la température

Par identification :

$$\rightarrow i = -\frac{\xi_2}{\xi_1} \quad \text{Équation 45}$$

$$\rightarrow \xi_2 = -i * \xi_1 \quad \text{Équation 46}$$

Et on remplace ξ_2 par son expression :

$$\frac{dH}{dT} = -i * \beta \rightarrow dH = Abs(-i * \beta * dT) \quad \text{Équation 47}$$

$$\text{Avec } i = \frac{dU}{dT} \text{ et } \xi_1 = \beta = \frac{dH}{dU}$$

Le tableau représente les erreurs de mesure pour différents capteurs en fonction de variations de la température (dT), de la variation tension par rapport à la variation température (dU/dT) et de la variation de la pression différentielle rapport a la vatiation de la tension (dH/dU).

La colonne dH représente la variation de la différentielle de pression en millimètres causée par une variation de la température de 2°C .

Par exemple, pour le capteur p2, une variation de 2 degrés Celsius de la température entraîne une variation de 4 mm de la pression différentielle. La valeur négative de dU/dT (-0.003) indique que la tension diminue lorsque la température augmente, tandis que la valeur positive de dH/dU (0.541) indique que la pression différentielle augmente avec une augmentation de tension.

Tableau 3 : Effet de la température sur la pression différentielle mesurée

Capteur	dT ($^{\circ}\text{C}$)	dU/dT ($\text{V}/^{\circ}\text{C}$)	(dH/dU) (Cm/V)	dH (mm)
p2	2.0	-0.003	0.541	3.7
p4	2.0	-0.002	0.569	1.9
p5	2.0	-0.002	-0.391	1.6
p10	2.0	0.002	1.037	4.8
p11	2.0	0.002	-0.990	4.0
p12	2.0	0.005	-0.958	9.6
p13	2.0	0.001	-0.958	1.9
p14	2.0	0.006	-0.998	12.6
p19	2.0	-0.002	0.960	4.5
p20	2.0	-0.001	0.591	0.8

4.2.2.2. Installation des capteurs

L'installation sur le terrain prend entre une et trois heures en fonction de la résistance des sédiments lors de l'insertion du tube dans la zone hyporhéique (ZH). Le système de pression mesure la différence de charges entre la ZH et la rivière en utilisant un circuit électronique placé dans une boîte étanche en connexion hydraulique avec la rivière et la ZH. Les précautions sont prises pour éviter que l'eau entre en contact avec les composants électroniques, tels que le coulage du circuit dans une gomme en silicone et la mise en place de billes de gel de silice pour absorber l'humidité. Le capteur de pression est connecté aux tubes en plastique flexible et transparent de 16 mm de diamètre intérieur et 20 mm de diamètre extérieur, qui vont vers la rivière et la ZH. Le tube connecté à la rivière est court et comporte une grille fine pour éviter

l'entrée d'éléments indésirables, tandis que l'autre tube, allant vers la ZH, est positionné à la même profondeur que le capteur de température le plus profond. Le positionnement du tube dans la ZH est une étape délicate de l'installation, en particulier dans des sédiments compacts.

5. Mesure des paramètres physicochimique de la zone hyporhéique

Nous avons également effectué un suivi des variations temporelles des gradients de grandeurs physiques (température, conductivité électrique, pression hydraulique) et chimiques (oxygène dissous) au sein du lit de la rivière sur une profondeur inférieure à 1 mètre. En effet, en observant les profils d'oxydation des piquets métalliques enfoncés dans les sédiments, nous avons constaté une transition nette des processus d'oxydation à une profondeur d'environ 50 cm. Cela nous a permis de guider l'installation des sondes dans la zone hyporhéique. Les sondes ont été installés sur le site de Virey, de la poissonnière et de Signy (Figure 35).

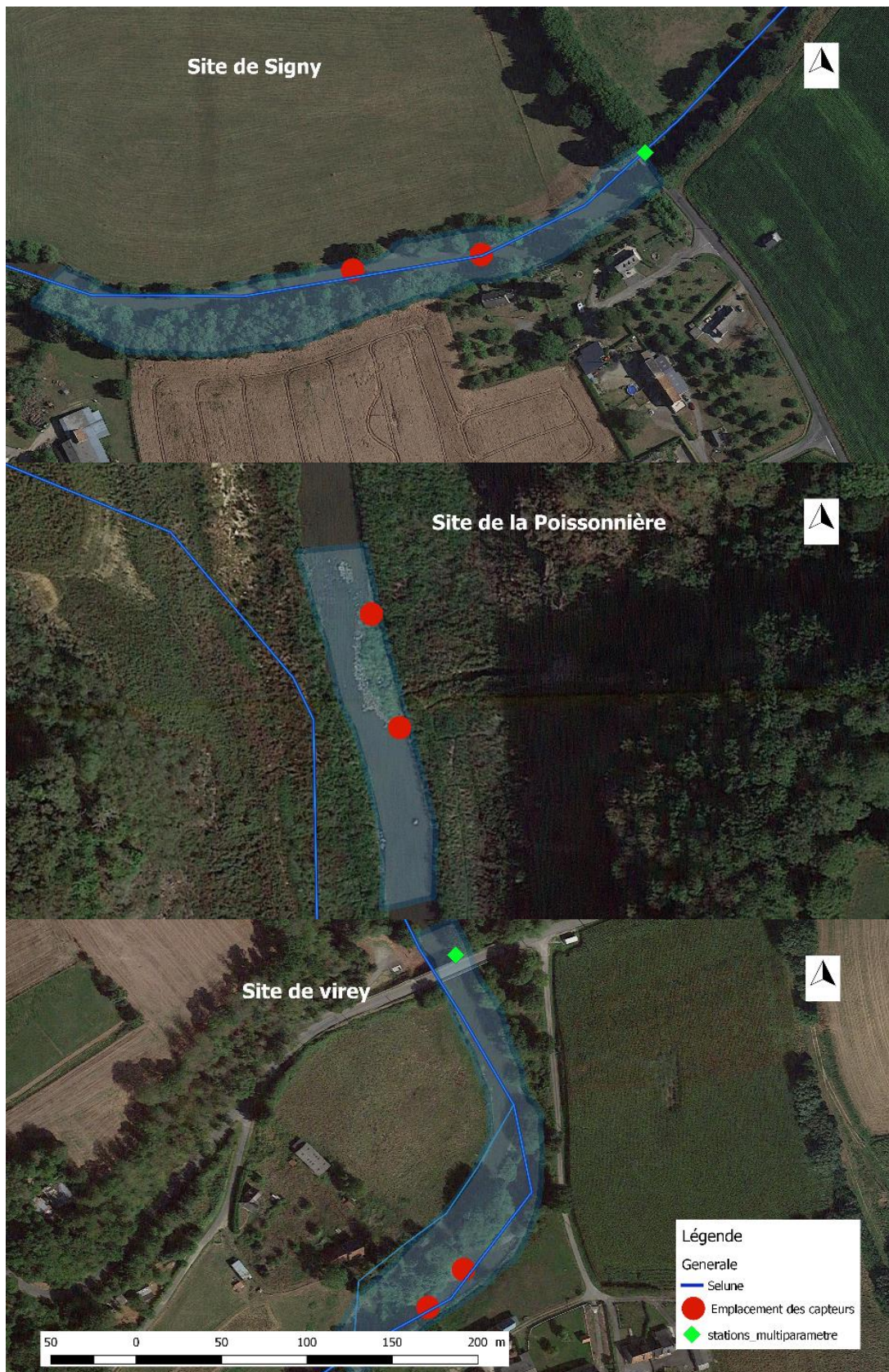


Figure 35 : Localisation des capteurs et stations de mesure sur les sites de Virey, la Poissonnière et Signy.

Sur le site de la Poissonnière et le site de Virey, plusieurs variables physico-chimiques ont été mesurées dans la rivière et à différentes profondeurs dans le sédiment, notamment la concentration en oxygène dissous, la conductivité électrique, le niveau d'eau et la température (Tableau 4). Le choix du site de la Poissonnière est justifié par la présence d'un banc de colluvions qui obstrue partiellement la section transversale de la rivière Sélune. Cette configuration géomorphologique particulière a un impact significatif sur la zone hyporhéique, c'est-à-dire la zone située sous le lit de la rivière où l'eau souterraine interagit avec l'eau de surface. L'étude de cette zone hyporhéique perturbée par le banc de colluvions permettra de mieux comprendre ses effets sur les processus biogéochimiques et écologiques de la rivière. Le site de Virey a été sélectionné comme site témoin dans notre étude en raison de son absence d'impact causé par le barrage. Cette particularité permet de comparer les conditions naturelles de la rivière à celles modifiées par le barrage, ce qui constitue une référence essentielle pour évaluer les effets potentiels de l'arasement des barrages et de l'établissement de la continuité hydrologique et écologique. Cette comparaison permettra de mieux comprendre les changements qui surviennent lorsque les barrages sont enlevés et que la circulation de l'eau et la connectivité écologique sont rétablies.

5.1. Conception expérimentale, matériels et méthodes

Au site de Signy, la concentration en oxygène dissous, la conductivité électrique, le niveau d'eau et la température sont enregistrés en continu à différentes profondeurs dans la rivière et le lit de sédiment (Tableau 4), avec un enregistreur Campbell CR1000X. Les sondes ont été installées sur ce site en fonction de deux critères : (i) la présence de zones de frai des poissons ; et (ii) les mesures de conductivité électrique réalisées avec l'antenne CMD dans les sédiments attestant d'une forte conductivité hydraulique locale. Ces critères visaient à maximiser l'intensité du couplage entre la réponse physico-chimique du cours d'eau et du sédiment.

Tableau 4 : Résumé des paramètres mesurés sur chaque site avec les pas de temps et les profondeurs de mesure des sédiments

Paramètres	Localisations	Profondeurs	Intervalle d'enregistrement
Oxygène dissous	Sédiment	15 et 30 cm	15 min
	Eau de la rivière	Surface du lit de la rivière	
Conductivité électrique	Sédiment	30 cm	
	Eau de la rivière	Surface du lit de la rivière	

Pression	Eau de la rivière	Surface du lit de la rivière	
Température	Sédiment	15 et 30 cm	
	Eau de la rivière	Surface du lit de la rivière	
Profil vertical de température	Sédiment	0, 10, 20, 30, 40 cm	
Différentiel de pression	Eau de la rivière sédiment	Entre 0 et 30 cm	

5.1.1. Matériels : capteurs utilisés

Les sites de Virey et de La Poissonnière, en raison de leurs difficultés d'accès pendant la saison des hautes eaux, nous avons choisi d'installer des capteurs autonomes pour nos mesures. Ces capteurs comprenaient des enregistreurs de données de l'oxygène dissous Prosensor HOBO (U26-001) avec des capteurs d'oxygène dissous Prosensor HOBO (U26-RDOB-1), qui ont été assemblés et calibrés en laboratoire. Nous avons également utilisé le capteur de conductivité électrique Prosensor HOBO U24 pour mesurer la conductivité électrique, des capteurs de pression Prosensor HOBO U20 pour mesurer le niveau de l'eau, une sonde In-Situ Inc. TROLL 100 pour mesurer le niveau de l'eau et une sonde In-Situ Inc. Rugged BaroTROLL comme référence barométrique pour la compensation des données.

Au site de Signy, nous avons mis en place des sondes filaires contrôlées par un enregistreur de données Campbell CR 1000X. Cet enregistreur centralise et applique les mêmes références temporelles à toutes les mesures sur ce site. Les sondes filaires comprennent un capteur STS TM/N pour enregistrer les niveaux d'eau, un logiciel de données Wisens CTD 50 pour enregistrer la conductivité électrique, la température et la pression à une profondeur de 15 cm, ainsi qu'un capteur d'oxygène dissous optique Ponsel OPTOD pour enregistrer l'oxygène dissous dans la rivière à des profondeurs de 15 et 30 cm dans le lit de la rivière.

En plus de ces capteurs, deux stations de jaugeage permanentes de l'INRAE (Institut National de Recherche pour l'Agriculture, l'Alimentation et l'Environnement) enregistrent en continu le niveau d'eau, la conductivité électrique de la rivière et la turbidité aux sites de Virey et Signy, ainsi que la concentration en oxygène dissous dans la rivière à Virey uniquement. Les caractéristiques des capteurs sont dans l'Annexe 1

5.1.2. Calibration des capteurs

Le capteur d'oxygène dissous (Prosensor HOBO, U26-RDOB-1) a été étalonné avant chaque déploiement en fonction de la pression barométrique à l'aide de solutions de saturation à 100% et 0%. L'étalonnage à 0% a été réalisé en utilisant la solution de sulfite de sodium Prosensor U26-CAL-SOL, après avoir nettoyé la sonde avec de l'eau distillée. Les capteurs d'oxygène dissous Prosensor HOBO, U26-RDOB-1 sont remplacés (après 6 mois de déploiement) conformément aux recommandations du fabricant.

Pour le capteur d'oxygène optique numérique Ponsel OPTOD, l'étalonnage en usine a été vérifié en laboratoire avant le déploiement à l'aide d'une sonde de référence portable Hach HQ300.

Pour contrôler la dérive, tous les capteurs d'oxygène ont été vérifiés lors de chaque campagne de collecte de données sur le terrain (tous les deux mois), et la concentration d'oxygène dissous dans l'eau de la rivière a été mesurée à l'aide des deux sondes : la sonde in-situ et la sonde de référence Hach HQ300. Aucune dérive n'a été observée pendant la période de surveillance.

Les capteurs de conductivité électrique CTD ont été étalonnés en usine. Lors de chaque campagne de collecte de données sur le terrain, la conductivité électrique de l'eau dans la rivière a été mesurée à l'aide de la sonde Hach HQ300. Cette valeur de conductivité électrique est utilisée pour calibrer et corriger toute dérive, soit à l'aide du logiciel HOBOWarePro pour le capteur in-situ Prosensor HOBO U24, soit à l'aide du logiciel Campbell PC400 pour la configuration du dispositif du capteur CTD Wisens.

Les sondes In-Situ Inc. TROLL 100 et STS TM/N ont été vérifiées en laboratoire avant le déploiement à l'aide d'un dispositif contenant une colonne d'eau. Le niveau d'eau dans la rivière a été mesuré manuellement sur chaque site et lors de chaque campagne de collecte de données sur le terrain. Ces valeurs aident à contrôler toute dérive. Aucun des capteurs de niveau d'eau n'a montré de dérive notable pendant la période de surveillance.

5.2. Installation des capteurs

À chaque site, toutes les sondes sont positionnées dans une zone de moins de 1m² (Figure 36). Cette approche garantit des conditions physico-chimiques locales similaires tout en préservant l'intégrité du lit sédimentaire entre les sondes. Les sondes immergées dans le sédiment sont insérées dans des tubes enterrés à une profondeur de 15 et 30 cm sous la surface

du sédiment, ce qui permet d'évaluer les gradients verticaux de concentration en oxygène dissous, conductivité électrique et température. Les sondes sont placées à l'intérieur de tubes en PVC d'un diamètre adapté à chaque type de sonde. Les tubes sont crépinés sur une hauteur de 4 cm à leur base, pour induire un écoulement au travers des tubes. Cette configuration pratique permet une extraction aisée des sondes autonomes lors de la collecte de données et de la maintenance, sans perturber le lit de sédiment. Des bouchons en mousse d'acétate de vinyle d'éthylène sont utilisés pour sceller les tubes, empêchant ainsi toute infiltration d'eau provenant de la rivière. Toutes les données sont enregistrées à une fréquence élevée, avec une prise de mesure toutes les 15 minutes. Les données des sondes autonomes sont récupérées périodiquement, tous les quelques mois, lorsque le débit de la rivière est suffisamment bas pour permettre une intervention à pied dans le cours d'eau. Quant aux données des sondes filaires, elles sont constamment accessibles via la station Campbell située sur la rive de la rivière.

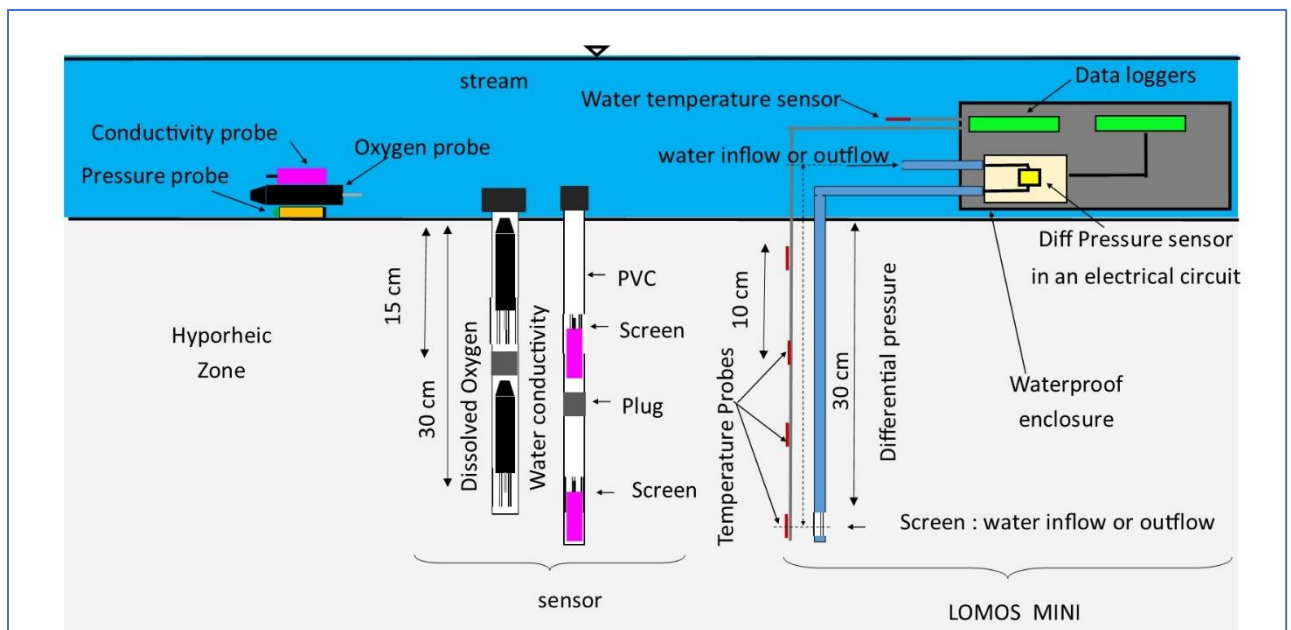


Figure 36: Déploiement des sondes sur le site de l'étude. À droite, le capteur de différence de pression (jaune) est placé dans un circuit électrique à l'intérieur de la boîte de pression et est connecté à deux tubes, l'un allant dans la rivière et l'autre dans la zone hyporhéique. Les boîtes étanches contenant deux enregistreurs de données HOBO sont représentées en vert : -Le premier enregistreur de données HOBO enregistre les températures de l'eau et des sédiments à des profondeurs de 10, 20, 30 et 40 cm. -Le deuxième enregistreur de données HOBO enregistre la différence de pression entre le fond de la zone hyporhéique et la rivière. Cette boîte contient également l'équipement nécessaire à son fonctionnement : six piles AA 1,5V ; les piles sont connectées en série pour fournir une tension supérieure ou égale à 7V. Au centre du schéma, il y a des mini-piézomètres contenant des capteurs de conductivité électrique (rose) ou des capteurs d'oxygène (noir) positionnés à des profondeurs de 15 et 30 cm. Les mini-piézomètres sont perforés (équipés d'un écran) à 15 et 30 cm pour permettre la circulation de l'eau à partir des mini-piézomètres. À gauche des mini-piézomètres, il y a des sondes de pression (orange), de conductivité électrique (rose) et d'oxygène (noir) qui sont utilisées pour mesurer la conductivité, l'oxygène et les niveaux d'eau

6. Présentation de la base donnée et organisation des données

6.1. Données : perméabilité, granulométrie

6.1.1. Données perméabilité In Situ ; Slug test :

Le Tableau 5 présente les résultats d'une expérience de slug-test réalisée à Signy, sur le lit d'une rivière. Les points de mesure sont identifiés par p1, p2, p3, p4, etc., et correspondent à des emplacements le long de la rivière, avec des distances spécifiées par rapport aux stations de mesure des paramètres physicochimiques. Les valeurs K1, K2 et K3 représentent les valeurs de conductivité hydraulique pour chaque point de mesure et pour chaque profondeur, calculés en utilisant le modèle de Bouwer (1989). Dans la mesure du possible, trois mesures de perméabilité ont été effectuées à chaque point.

Les premières mesures ont été prises le 12 mai 2022, avant le rétablissement de la continuité sédimentaire (survenu le 16 mai 2022). Par la suite, d'autres mesures ont été prises le 22 juillet 2022, le 26 juillet 2022 et le 2 août 2022.

Tableau 5 : Résultats de conductivité hydraulique en m/s sur le lit de la rivière à Signy estimés en utilisant le modèle (Bouwer, 1989)

Date	Points	Profondeurs (m)	Localisation	Tes1	Tes2	Tes3	Moyenne
12/05/2022	p1	15.00	Amont station à 3 m	1.3E-04	1.3E-04	1.3E-04	1.3E-04
		25.00		2.4E-05	4.6E-05	4.7E-05	3.9E-05
		35.00		1.9E-05	2.5E-05	2.5E-05	2.3E-05
		44.00		7.6E-07	7.6E-07	7.6E-07	7.6E-07
	p2	15.00	Station Amont	1.4E-04	1.4E-04	1.3E-04	1.4E-04
		27.00		5.3E-06	5.9E-06	6.0E-06	5.7E-06
		35.00		4.0E-05	3.9E-05	4.0E-05	4.0E-05
		40.00		1.1E-05	1.1E-05	9.6E-06	1.1E-05
	P3	15.00	Station aval	9.2E-05	1.4E-04	1.5E-04	1.3E-04
		25.00		4.5E-06	5.0E-06	5.5E-06	5.0E-06
		35.00		5.3E-06	5.0E-06	4.6E-06	5.0E-06
	P4	15.00	3 mètres de la station aval	9.7E-05	9.5E-05	9.5E-05	9.6E-05
25.00		4.7E-06		5.3E-06	5.5E-06	5.2E-06	
35.00		2.4E-06				2.4E-06	
22/07/2022	Amont de la station amont	15.00	4m en amont de la station en amont	2.8E-05	2.9E-05	3.0E-05	2.9E-05
	Pamant	25.00	9 m de la berge à côté de la station à 2m de la Station	3.8E-06			3.8E-06
		15.00		5.8E-05	3.6E-05	3.7E-05	4.4E-05
		32.00		2.1E-06	2.2E-06		2.1E-06
	Paval	15.00	8 m de la berge à côté de la station à 1 m de la Station	7.9E-05	7.9E-05	8.3E-05	8.0E-05
		35.00		1.6E-05	1.7E-05	1.8E-05	1.7E-05
Point vase	15.00	Sous la vase entre les deux stations	5.8E-05	6.4E-05	6.3E-05	6.1E-05	
26/07/2022	Point vase	40.00	Sous la vase en aval de la station aval	1.9E-05	1.5E-05	1.7E-05	1.7E-05
02/08/2022	PB	40.00	8m 10 de la berge et 9 m aval de station amont	3.6E-07			3.6E-07
		40.00		1.6E-05	1.6E-05	1.7E-05	1.6E-05
	PC	40.00	--	8.3E-06	3.7E-06	7.0E-06	6.3E-06
	PD	40.00	9 m de la berge et 8 m aval de station aval	1.2E-05	1.0E-05	8.2E-06	1.0E-05

16/09/2022	poo	30.00	Point amont milieu de la maison (5.20 de la berge et 12,1 avant station aval)	1.9E-05	2.3E-05	2.7E-05	2.3E-05
		40.00		2.5E-05	2.1E-05	1.8E-05	2.1E-05
	pO	44.00	à 9 m de la berge et 9.3 Aval station aval	1.5E-05	1.2E-05	1.3E-05	1.3E-05

L'analyse des conductivités hydrauliques en tenant compte des dates et des profondeurs dans les sédiments permet de tirer les conclusions suivantes :

Avant l'arrivée des sédiments, les valeurs de conductivité hydraulique diminuent généralement avec l'augmentation de la profondeur. Cela est cohérent avec l'idée que les sédiments préexistants présentent une perméabilité décroissante à mesure que l'on s'enfonce plus profondément dans des sédiments de plus en plus compacts.

Après l'arrivée des sédiments, on observe des variations dans l'impact sur la conductivité hydraulique. Les mesures indiquent une diminution de la perméabilité dans les zones où des dépôts de vase se sont formés. Ces zones envasées présentent une réduction de la conductivité hydraulique, suggérant une diminution de porosité induite par l'infiltration de sédiments fins.

Il convient de noter que la hauteur des dépôts de sédiments atteignait environ 70 cm le long des berges à Signy. Cette information suggère que les zones où les sédiments étaient non consolidés, sans une épaisse couche de vase, pourraient avoir conservé une conductivité hydraulique relativement plus élevée.

En conclusion, l'arrivée des sédiments dans la rivière a eu un impact sur la conductivité hydraulique qui varie en fonction des zones et des caractéristiques des sédiments déposés. Les zones où des dépôts de vase se sont formés ont montré une diminution de la perméabilité, tandis que les zones avec des sédiments non consolidés ont conservé une conductivité hydraulique relativement plus élevée.

6.1.2. Données granulométrique :

Des prélèvements de sédiments ont été effectués sur les sites Biards, Poissonnière et Vezins. Ces trois sites ont été sélectionnés comme étant représentatifs de nos zones d'études et correspondent aux endroits qui seront affectés par la suppression des barrages. L'analyse amène aux conclusions suivantes : selon la classification ISO 14688-1 :2017. (Figure 37) :

-Le site Biards (nous avons analysé trois échantillons Biards1, Biards2 et Biards3) : les échantillons de Biards présentent une texture majoritairement composée de Sable moyen (mSa) et Sable fin (fSa), avec des proportions variables selon les échantillons. On observe également la présence de Grave grossière (cGr) dans certains échantillons, mais à des proportions relativement faibles. Les limons (mSi et fSi) sont présents en quantités limitées dans les échantillons de Biards.

-Le site de la Poissonnière (avec 3 échantillons Poi1, Poi2 et Poi3) : les échantillons de la Poissonnière montrent une texture dominante de Sable moyen (mSa) et Sable fin (fSa). La proportion de Sable moyen est généralement plus élevée que celle de Sable fin, mais les deux sont présents de manière significative. On observe également la présence de Grave grossière (cGr) dans certains échantillons, mais à des proportions relativement faibles. Les limons (mSi et fSi) sont présents en quantités limitées.

- Au site de Vezins, nous n'avons prélevé des échantillons qu'à un seul point. Le lit de la rivière à ce niveau est composé de formations compactes qui rendent impossible l'échantillonnage. La partie échantillonnée correspond à la nappe de sédiments provenant du barrage de Vezins au moment de son arasement. L'échantillon de Vezins présente une texture dominante de Sable moyen (mSa) et Sable fin (fSa). La proportion de Sable moyen est généralement plus élevée que celle de Sable fin, mais les deux sont présents de manière significative. On observe également la présence de limons (mSi et fSi), mais à des proportions relativement faibles. La proportion de Grave grossière (cGr) est négligeable dans les échantillons de Vezins.

En résumé, les textures dominantes sur les différents sites (Biards, Poissonnière et Vezins) sont principalement constituées de Sable moyen (mSa) et Sable fin (fSa), avec des proportions variables. La présence de Grave grossière (cGr) est moins significative, et les limons (mSi et fSi) sont présents en quantités limitées. L'analyse réalisée confirme généralement l'absence d'éléments fins dans les échantillons prélevés avant l'arasement des barrages. Les textures

dominantes sont principalement composées de sables moyens (mSa) et de sables fins (fSa), avec une présence limitée de limons (mSi et fSi). Cela suggère un sol plutôt grossier et peu propice à la présence d'éléments fins. Cependant, il est important de noter que cette analyse ne fournit qu'un aperçu limité des échantillons prélevés sur les sites spécifiques. Pour obtenir une évaluation plus complète de l'impact de l'arasement des barrages sur le lit de la rivière, il serait nécessaire de réaliser des études approfondies et d'inclure un plus grand nombre d'échantillons pré et post-arasement. Dans les années à venir, il est possible que la présence d'éléments fins augmente en raison des sédiments libérés par la destruction des barrages.

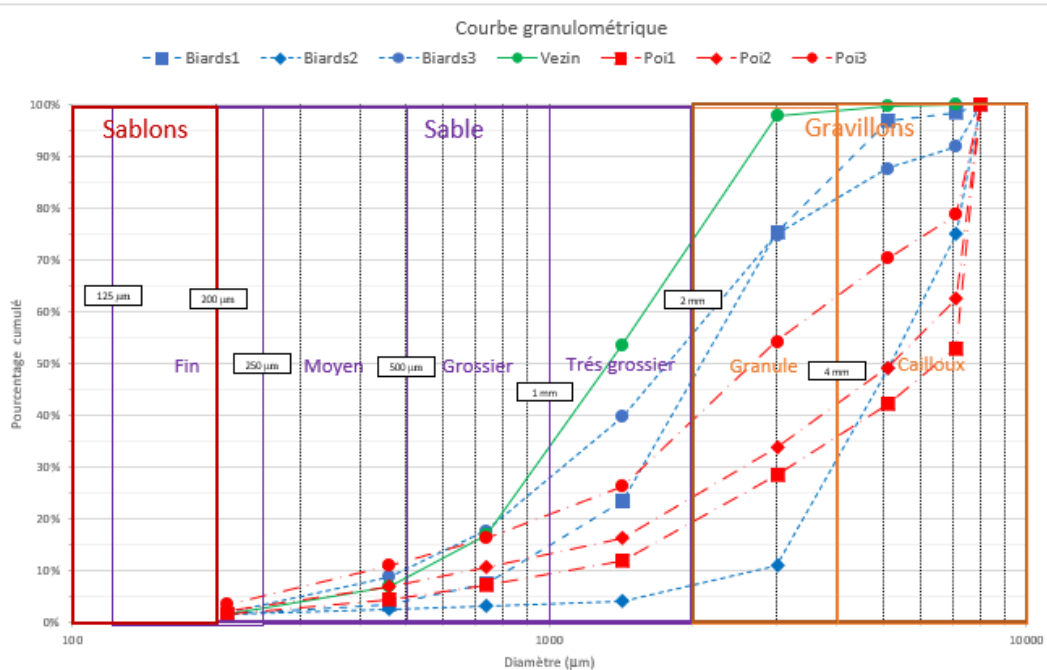


Figure 37 : Courbes granulométrique à la Poissonnière en rouge, de Vezins en vert , et du site Biards en bleu

6.2. Données de conductivité électrique

Les résultats des mesures et des filtrages de conductivité électrique sont présentés sous forme de courbes dans les figures Figure 38, Figure 39 et Figure 40. Il est important de prendre en compte la profondeur d'eau par rapport à la profondeur d'investigation. Les valeurs de conductivité électrique mesurées sont d'autant plus significatives que ce rapport est faible. Si la hauteur d'eau est particulièrement élevée par rapport à la profondeur d'investigation de l'antenne CMD, la profondeur du sédiment exploré est nulle et la conductivité électrique mesurée correspond alors à celle de la couche d'eau.

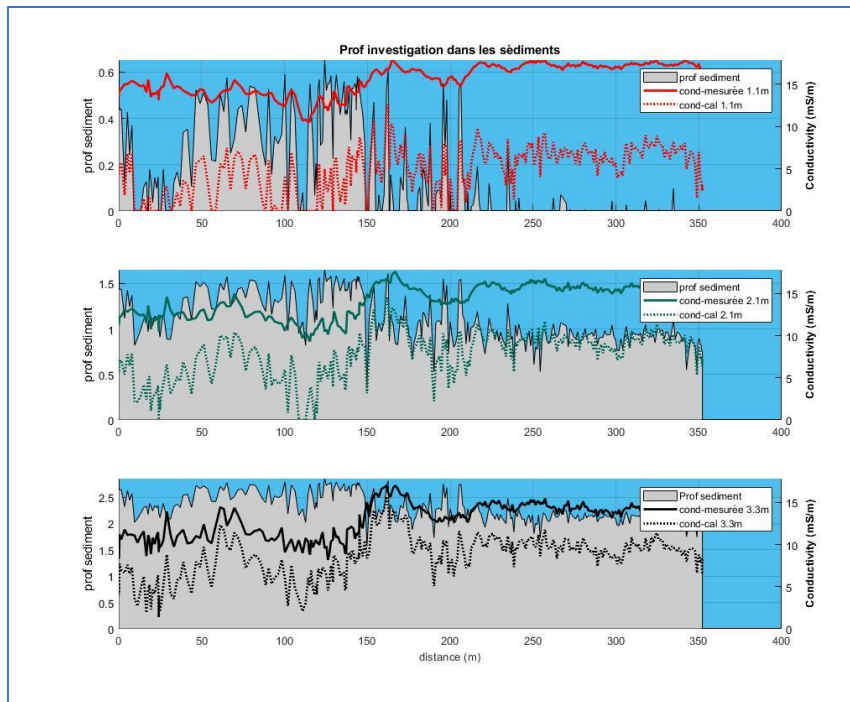


Figure 38 : Variation des conductivités électriques mesurées et filtrées en fonction de la profondeur d'investigation. à savoir 1,1 m, 2,1 m et 3,3 m. Les sédiments sont représentés en gris et la profondeur de l'eau est indiquée en bleu. Les courbes continues représentent les mesures de conductivité électrique, les courbes en traits discontinus correspondent aux valeurs filtrées, qui visent à éliminer l'influence de la conductivité électrique de l'eau de la rivière

La Figure 39 met en évidence l'efficacité du filtre appliquée pour éliminer du signal la part de la conductivité électrique induite par la couche d'eau libre entre l'antenne et le fond de la rivière. Le filtre appliqué selon les équations 21 et 25 fait disparaître la corrélation observée entre les données brutes.

Dans la troisième colonne, les données filtrées sont représentées en fonction de la profondeur d'investigation. Cette représentation met en évidence que la conductivité électrique des couches proches de la surface est plus homogène, ce qui peut suggérer une certaine régularité dans les propriétés électriques des sédiments situés en surface. Ces observations soulignent l'importance du filtrage des données pour éliminer l'influence de la conductivité électrique de la hauteur d'eau et obtenir une estimation plus précise de la conductivité électrique du lit de la rivière à différentes profondeurs d'investigation.

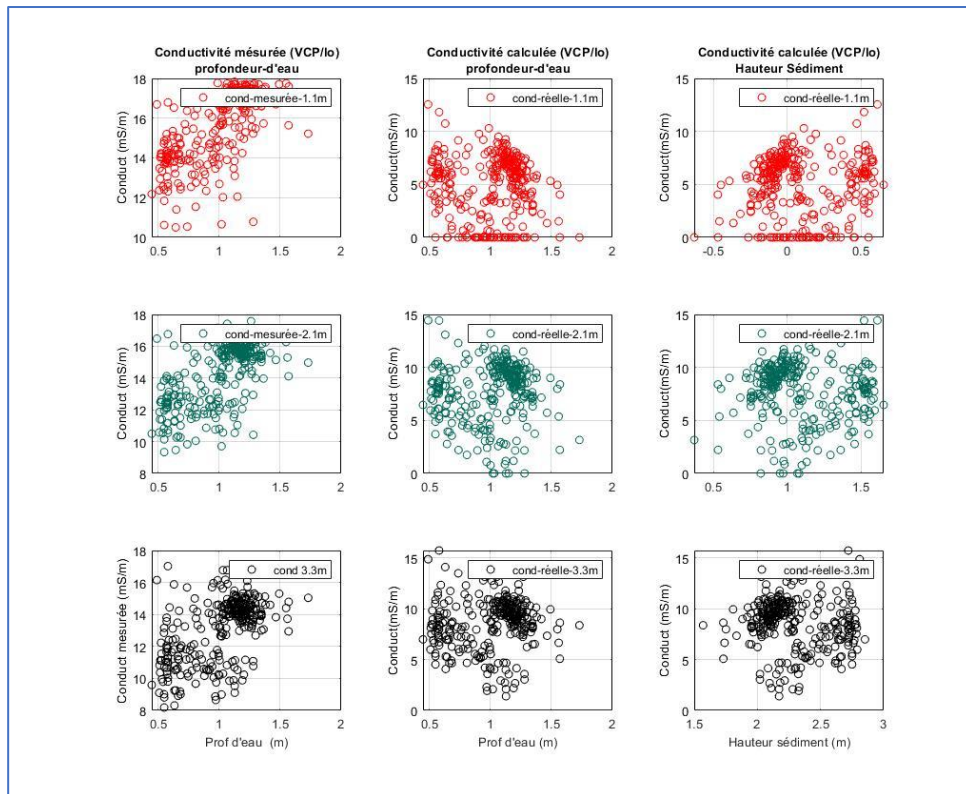


Figure 39 :Conductivité électrique mesurée et calculée en fonction de la hauteur d'eau montrant l'effet de filtrage de la hauteur d'eau

Les données de conductivité électrique sont présentées sous forme de courbes. Dans la plupart des cas, les valeurs mesurées diminuent avec l'augmentation de la profondeur d'investigation.

Quelle que soit la profondeur d'investigation, les conductivités électriques du lit de la rivière montrent une forte hétérogénéité.

La courbe rouge illustre les valeurs inversées de conductivité électrique obtenues pour chaque profondeur d'investigation. Les valeurs de conductivité électrique varient dans les plages suivantes : de 0 à 8.52 mS/m pour la profondeur de 1.1 m, de 1.6 à 12.4 mS/m pour la profondeur de 2.1 m, et de 4 à 13.6 mS/m pour la profondeur de 3.3 m. Les échantillons d'eau interstitielle collectés présentent des valeurs de conductivité électrique comprises entre 27 et 44 mS/m, à des profondeurs allant de 15 cm à 2 m dans la nappe.

Les variations spatiales des valeurs de conductivité électrique calculées pour le lit de la rivière, indiquent des variations de texture dans les sédiments (Figure 41) sous l'hypothèse la variabilité spatiale longitudinale et en profondeur de la conductivité électrique du fluide interstitiel peut être négligée. Les corrélations entre la conductivité électrique du fluide et celle des sédiments sont faibles, avec des coefficients R de 0,206 pour la première couche, 0,17 pour la deuxième couche et 0,15 pour la troisième couche. Ces faibles corrélations indiquent que les changements

de conductivité électrique du fluide ont un effet négligeable sur la distribution des conductivités électriques observées.

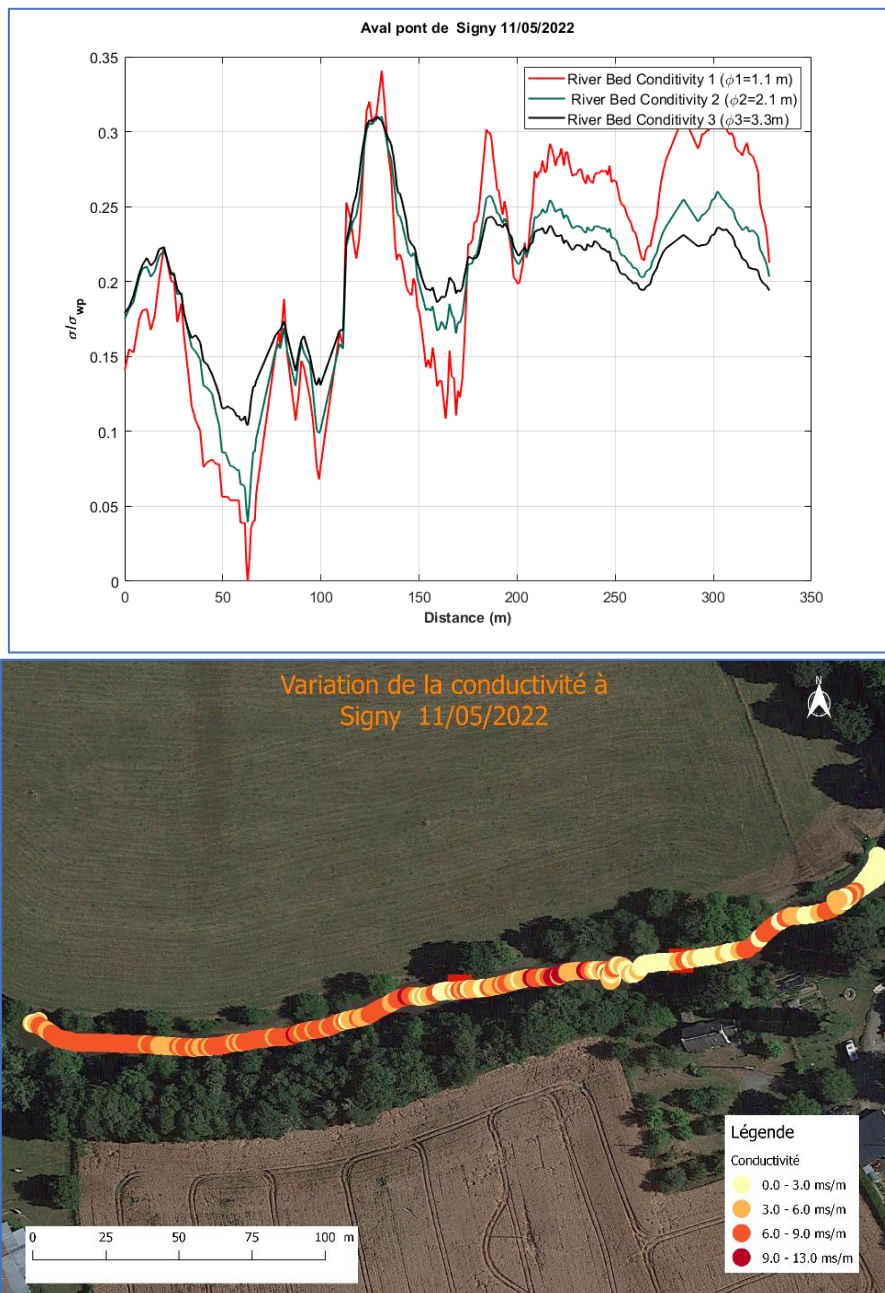


Figure 40 : Variation spatiale de la conductivité électrique réelle du lit de la rivière à Signy, obtenue après filtration de la couche d'eau (profondeur d'investigation 1.1 m)

6.3. Données Seepage meter

En analysant les données de tests des seepage meters issues des mesures effectuées sur différents sites tels que Biards, Poissonnière et Vezins (Tableau 6), des conclusions importantes peuvent être tirées concernant le sens de l'écoulement de l'eau à chaque site. Les résultats suggèrent qu'il existe des inversions de sens d'écoulement (infiltration ou exfiltration) en quelques heures dans certains sites. Il est crucial de noter que les vitesses d'infiltration ou d'exfiltration peuvent varier en fonction des conditions hydrologiques et des propriétés spécifiques du lit de la rivière de chaque site.

En résumé, l'analyse des données des seepage meters sur les sites de Biards, Poissonnière et Vezins révèle des inversions de sens d'écoulement, mettant en évidence des variations dans les vitesses d'infiltration ou d'exfiltration en fonction des conditions et des propriétés du sol. Ces résultats sont cruciaux pour l'étude de la dynamique chimique et de l'oxygénation de la zone hyporhéique, ainsi que pour la compréhension générale des écoulements d'eau et du transport des composés chimiques dans cet environnement.

Tableau 6 : mesure de flux hyporhéique par le seepage meter.

Site	Heures		Durée en secondes	Volumes en litre	Flux (l/s)	Sens de l'écoulement
	Début	Fin				
Poissonnière	Début	09 :34	4380	1	2,3E-05	Exfiltration
	Fin	10 :47		1,1		
Poissonnière	Début	15 :00	6600.00	1,5	-6,8E-05	Infiltration
	Fin	16 :50		1,05		
Aval Vezins	Début	16 :10	4800.00	1	1.26E-4	Infiltration
	Fin	17 :30		0,6		
Aval Vezin	Début	09 :45	3600.00	1	-8,3E-05	Infiltration
	Fin	10 :45		0,7		
Pont de Biards	Début	13 :04	15360.00	1	-4,2E-05	Infiltration
	Fin	17 :20		0,35		
Aval du pont de Biards (Yvrande)	Début	10 :53	16320.00	1	-5,3E-05	Infiltration
	Fin	15 :25		0,13		

6.4. Données Mini Molonari

6.4.1. Exemple de jeu de capteurs de pression différentielle : capteur P5

Les chroniques de différences de charge hydraulique mesurées par le Molonari-Mini permettent d'identifier avec une très bonne résolution spatiale les phases d'infiltration et d'exfiltration dans la ZH (figure 42). Le graphique met en évidence l'importance de prendre en compte l'influence de la température lors de la mesure sur le terrain. Par exemple, le 13 mai, en tenant compte de la température, la différence de charge est estimée à 0,026 cm, alors qu'elle serait de 0,086 cm si l'on ne tient pas compte de la température. Ces résultats soulignent donc l'importance de prendre en compte la température lors de la calibration du Molonari-Mini et de l'interprétation des mesures de charge hydraulique sur le terrain.

De plus, les variations de température illustrent comment le signal de température de surface se propage vers la zone hyporhéique, où la température est plus stable.

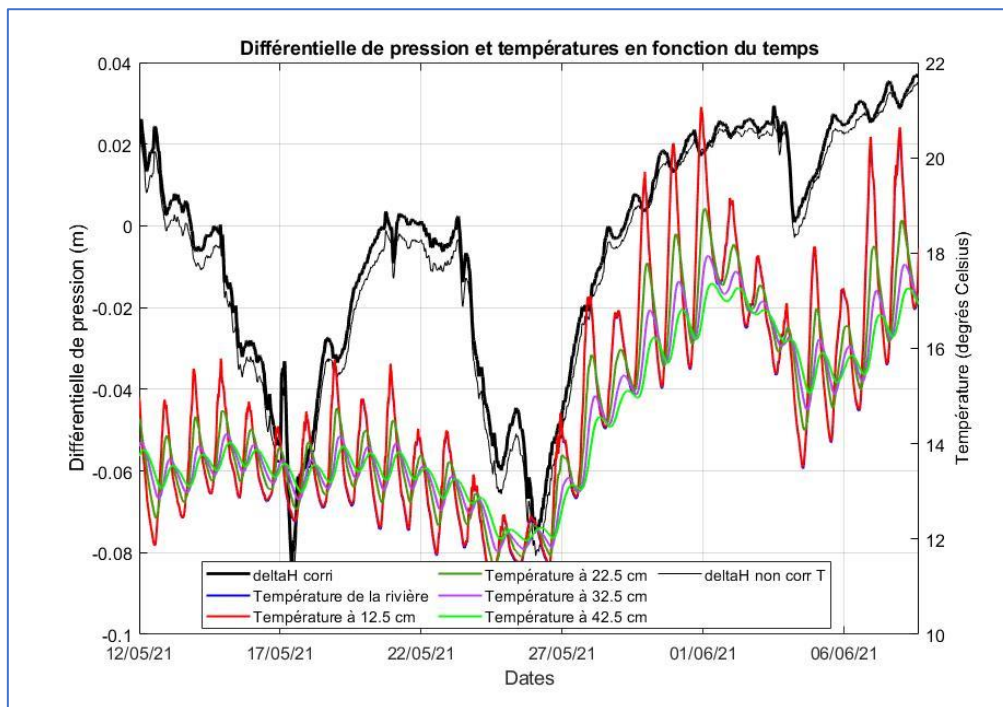


Figure 41 : pression différentielle entre la zone hyporhéique corrigée et non corrigée de l'effet de la température et la rivière (axe y gauche) et de la propagation de la température (axe droit) représentée par la courbe noire. Selon notre convention ($H_{zh} - H_{rivière} < 0$), des différences de pressions négatives indiquent des échanges d'eau se faisant dans le sens de l'infiltration, tandis que des différences de pression positives indiquent des conditions d'exfiltration, c'est-à-dire lorsque la charge dans la zone hyporhéique est supérieure à celle de la rivière

6.4.2. Reproductivité des mesures: capteur P5 et P3

Sur le site de la Poissonnière (Figure 42), nous avons placé deux capteurs de Mini-Molonari en amont et aval d'un dépôt de sédiment. Les capteurs P5 et P3 sont placés en amont à 30 cm et 40 cm et les capteurs P2 et P4 sont en aval à 30 et 40 cm dans les sédiments symbolisés par les carré orange.

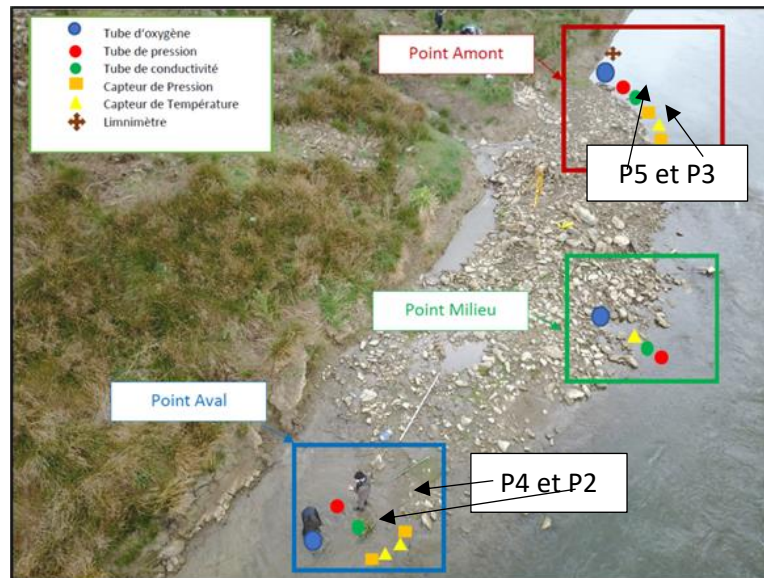


Figure 42 : Position des capteurs de pression différentielle sur le site de la Poissonnière en carré orange

Les deux courbes de pression différentielle (Figure 43 a), P5_(amont1) et P3_(amont2), présentent une variation similaire, bien que P5 ait une amplitude plus faible que P3. Les valeurs de P5 varient entre -0.095 m et 0.034 m, tandis que celles de P3 varient entre -0.2 m et 0.038 m.

En examinant les valeurs moyennes et les écarts-types de la pression différentielle pour les deux points d'amont, on observe que la moyenne de P5_(amont1) est plus proche de zéro (-0.006 m) et son écart-type est plus petit (0.03) par rapport à P3_(amont2) qui a une moyenne de -0.06 m et un écart-type de 0.06 m. Ces résultats suggèrent une plus grande stabilité des variations de pression différentielle sur le point P5.

La similitude de variation entre les deux courbes de pression différentielle (Figure 43 a) indique une certaine reproductibilité des mesures. Le coefficient de corrélation élevé de 0.98 entre les données de pression différentielle des deux points d'amont confirme une forte corrélation et une

reproductibilité élevée des mesures. On note cependant, un écart entre les valeurs des courbes à un instant donné entre les capteurs, qui est dû à l'effet de la profondeur d'investigation. Nous avons vérifié la linéarité entre P5 et P3 en effectuant des analyses supplémentaires telles que des graphiques de dispersion et des tests de linéarité. La figure relation (Figure 43 b) montre une certaine linéarité entre les deux mesures mettant ainsi en évidence la reproductibilité des mesures. En corrigeant, l'effet de la profondeur et en raison en termes de gradient de pression, nous avons réduits cet écart, les courbes sont représentées sur la figure (Figure 43 c).

$$\Delta P_5 - \Delta P_3 = \rho * g(l_5 - l_3) = \nabla P_5(l_5 - l_3) \quad \text{Équation 48}$$

$$\frac{\Delta P_5}{l_5} = \frac{\Delta P_3}{l_3} \rightarrow \frac{l_3}{l_5} = \frac{\Delta P_3}{\Delta P_5} = \alpha \rightarrow l_3 = l_5(\alpha) \quad \text{Équation 49}$$

$$\text{Si } l_5 = 0.3 \text{ m et } \alpha = 1.966 \rightarrow l_3 = 0.5 \pm 0.05 \text{ m}$$

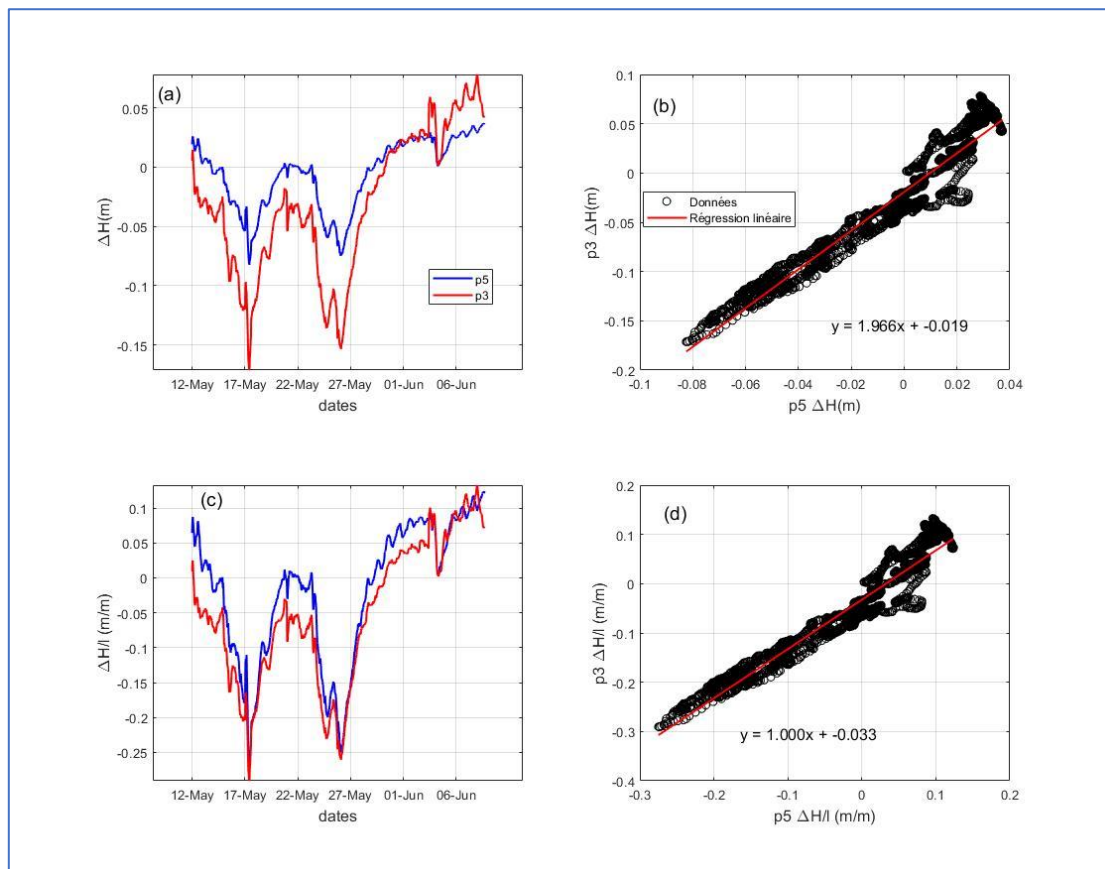


Figure 43 : (a) Superposition des courbes des pressions différentielles, (b) analyse de linéarité entre les capteurs p5 et p3, (c) représentation des courbes gradients de pression de différentielle et (d) régression linéaire des gradients de pression de différentielle.

La précision du capteur de pression différentielle est de +/-0.25%, ce qui indique que l'erreur maximale attendue pour chaque mesure individuelle est de +/-0.25% de la pleine échelle de

mesure. L'ETR (Erreur-type de répétabilité) calculé de 0.0455 représentant la variabilité entre les mesures répétées, est une mesure de l'écart-type des différences entre les mesures des deux capteurs. On constate l'ETR est inférieur à l'erreur maximale attendue. Cela suggère une bonne reproductibilité des mesures, car la variabilité entre les mesures répétées est inférieure à l'erreur maximale attendue pour chaque mesure individuelle. L'erreur de répétabilité noté serait due à la sensibilité des composantes électroniques à la température. Elles peuvent être aussi expliquées par l'hystérésis des membranes des capteurs et par l'ajustement du gain de l'amplificateur. Effet la relation entre la différence de pression, la température, et la tension de sortie, dépend du gain choisi pour l'amplificateur analogue.

6.4.3. Reproductivité des mesures : capteur P2 et P4

Les capteurs P4_(aval) et P2_(aval), positionnés en aval à une distance de 1,5 mètre l'un de l'autre, sont tous deux sensibles à la température. Les courbes de pression différentielle mesurées par ces capteurs présentent une évolution similaire (Figure 44 a), bien que la courbe P4 (aval) ait une amplitude plus restreinte, allant de -0,012 m à 0,012 m, tandis que la courbe P2 (aval) varie entre -0,02 m et 0,02 m. La corrélation entre P4_(aval) et P2_(aval) est de 0,64. Les moyennes de pression différentielle pour P4_(aval) et P2_(aval) sont respectivement de -0,0011 m et 0,003 m, avec des écarts-types de 0,004 m et 0,01 m.

La différence d'amplitude entre les courbes de pression différentielle mesurées par les capteurs P4 (aval) et P2 (aval) peut s'expliquer par plusieurs facteurs. Tout d'abord, la sensibilité à la température des capteurs peut influencer les mesures de pression différentielle, mais d'autres facteurs doivent également être pris en compte. Les conditions hydrauliques locales peuvent varier entre les positions des capteurs, notamment la vitesse de l'eau et la configuration du lit de la rivière, ce qui peut entraîner des variations de pression différentielle.

Le positionnement des capteurs peut également jouer un rôle dans la différence d'amplitude observée. Bien que les capteurs soient tous deux positionnés en aval, des variations dans la profondeur d'immersion peuvent contribuer aux différences d'amplitude mesurées.

Malgré cette différence d'amplitude, il est important de noter que les courbes de pression différentielle des capteurs P4 (aval) et P2 (aval) présentent une évolution similaire, ce qui suggère une certaine relation entre les deux mesures. La corrélation de 0,64 entre les deux

capteurs indique une association entre leurs mesures, bien que la corrélation ne soit pas très élevée.

De plus, il convient de noter que malgré la sensibilité à la température et les variations d'amplitude entre les deux courbes, la précision des capteurs, telle que mesurée par l'erreur-type de répétabilité (ETR) de 0,0062, est inférieure à la précision maximale des capteurs, qui est de +/-0,25%. Cela suggère une cohérence relative entre les mesures répétées des capteurs.

En conclusion, bien que les capteurs P4 (aval) et P2 (aval) présentent des différences d'amplitude dans leurs courbes de pression différentielle, la corrélation, la similitude de l'évolution des données et la cohérence des mesures répétées suggèrent une certaine relation entre ces capteurs.

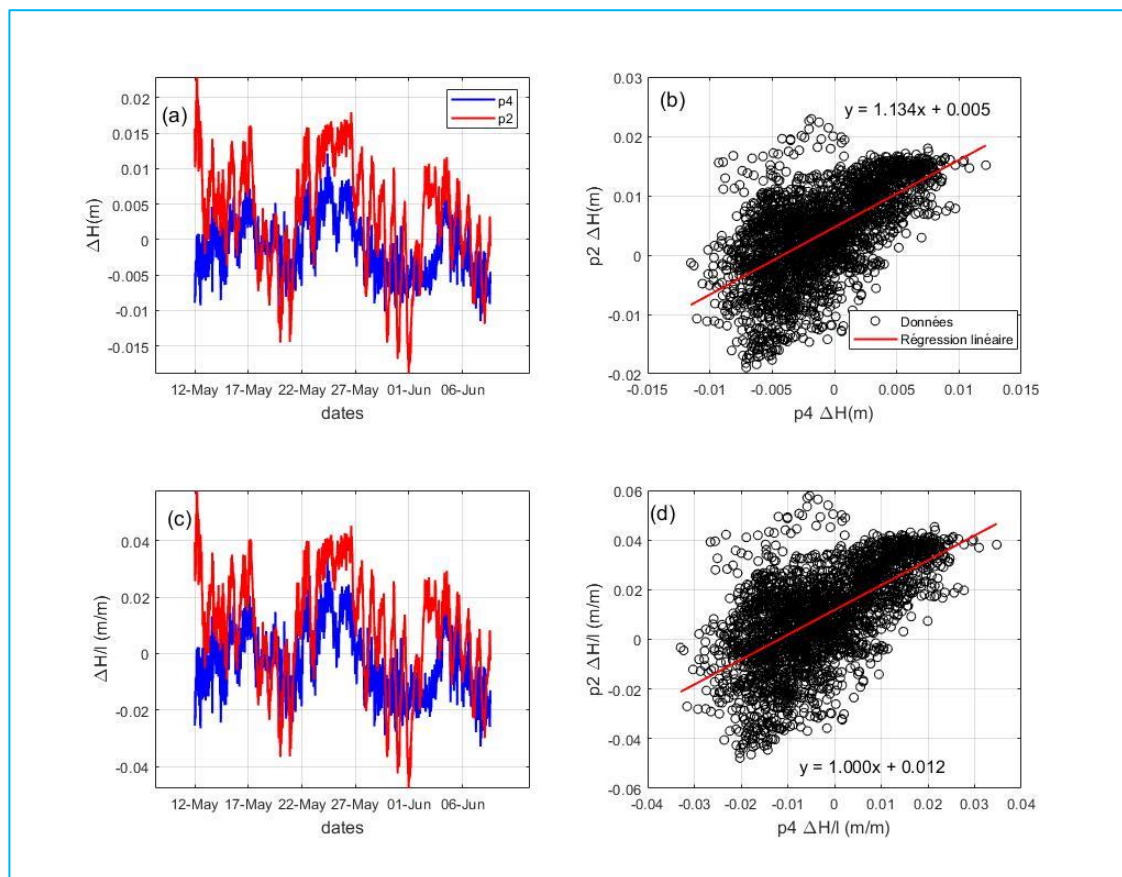


Figure 44: (a) Superposition des courbes des pressions différentielles, (b) analyse de linéarité entre les capteurs p4 et p4, (c) représentation des courbes gradients de pression de différentielle et (d) régression linéaire des gradients de pression de différentielle.

6.5. Données Physico-chimique

La Figure 45 présente un ensemble de données exemplaires recueillies à la station de Signy entre le 18/10/2021 et le 4/02/2022. Ces données sont essentielles pour notre étude visant à mieux comprendre le fonctionnement de la zone hyporhéique et évaluer l'impact des arasements de barrages sur cette zone. Elles sont comparables à celles collectées aux sites de la Poissonnière et de Virey, et couvrent une période antérieure et postérieure à l'arasement du barrage de la Roche Qui Boit. Il convient de noter que le site de Virey est considéré comme un site témoin qui n'est pas directement influencé par les effets du barrage.

Notre objectif principal consiste à analyser et interpréter ces données afin de mieux appréhender le fonctionnement complexe de la zone hyporhéique sous des conditions hydrologiques et sédimentaires variables. Sur le terrain, nous nous efforcerons de caractériser l'intensité, la répartition et les interactions des flux hyporhéiques, ainsi que les gradients physico-chimiques induits par les processus de surface intermittents.

Ces analyses approfondies nous permettront de développer un modèle biogéochimique précis et adapté, basé sur les connaissances scientifiques existantes. Ce modèle nous aidera à prédire la variabilité des conditions physico-chimiques et à décrire l'activité microbienne associée dans la zone hyporhéique, en tenant compte des contraintes hydrauliques et sédimentaires propres à la rivière étudiée.

La représentation graphique des données met en évidence les variations temporelles des différents paramètres mesurés, fournissant ainsi des informations précieuses sur la qualité de l'eau et ses caractéristiques physico-chimiques. Les courbes orange représentent les mesures d'oxygène dissous (Oxy_River) et de température (Temp_River) dans la rivière, tandis que les courbes bleues correspondent aux mesures effectuées à une profondeur de 15 cm (Oxy-15cm et Temp-15cm) et les courbes rouges aux mesures effectuées à une profondeur de 30 cm (Oxy-30cm et Temp-30cm). Les courbes de conductivité électrique pour la rivière et à 15 cm de profondeur (Cond-River et Cond-15cm) sont représentées en vert clair et vert foncé respectivement. Le niveau d'eau est représenté par la courbe noire (Water-level), et les données de turbidité sont représentées par une courbe distincte de couleur mauve.

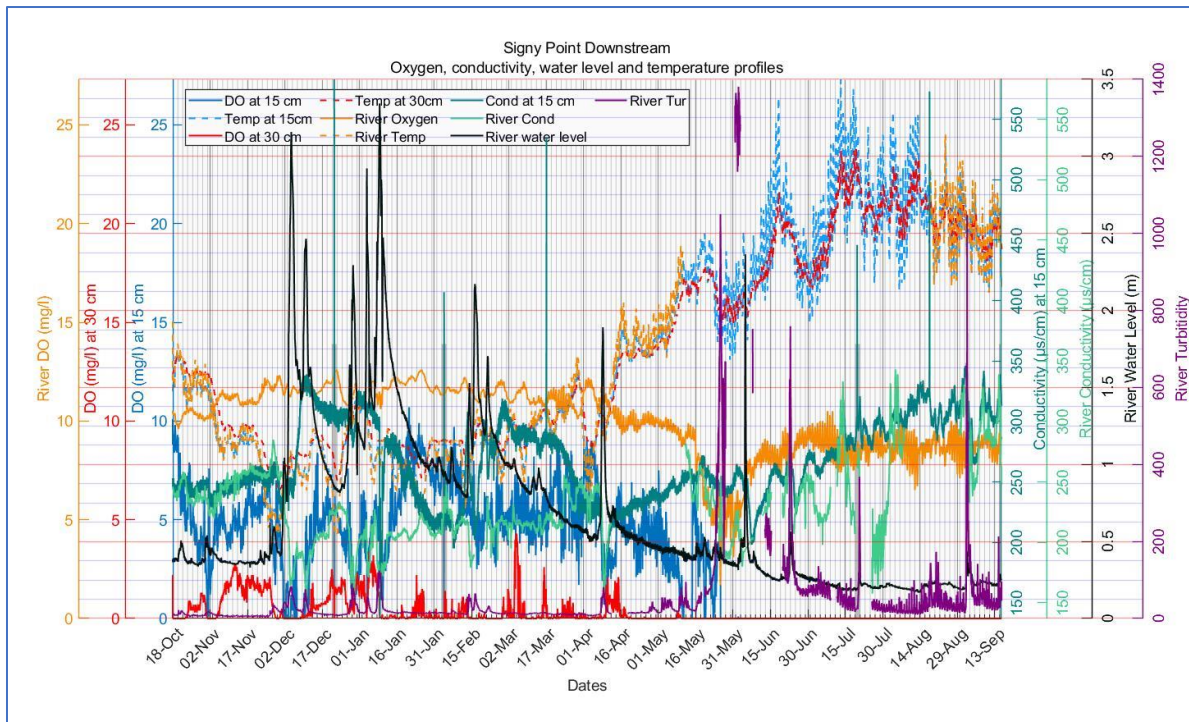


Figure 45: Évolution des paramètres physiques et chimiques mesurés à la station de Signy du 18/10/2021 au 4/02/2022

Conclusion

Au terme de ce deuxième chapitre dédié au bassin versant de la Sélune et au suivi des paramètres physico-chimiques de la rivière et de son lit, plusieurs points d'importance ont été mis en évidence.

L'étude du site a commencé par une présentation détaillée du contexte géographique et du choix des sites d'étude en relation avec le barrage. L'évaluation du contexte climatique a fourni des informations pertinentes quant à l'influence potentielle des conditions météorologiques sur la dynamique hydrologique de la rivière. L'examen des contextes géologique, hydrogéologique et hydrologique a permis de mieux comprendre les conditions naturelles qui régissent les processus de l'eau et des sédiments dans le bassin versant de la Sélune.

Le rôle des barrages et leurs impacts hydro-sédimentaires ont également été analysés, soulignant ainsi l'importance de ces structures dans la modification du transport sédimentaire et du régime hydrologique.

L'examen du contexte scientifique, associé à l'établissement d'hypothèses de recherche et de questions scientifiques, a permis de guider efficacement notre approche méthodologique et technique. Des mesures in situ de la perméabilité et de la granulométrie ont été réalisées, complétées par des mesures de flux via des dispositifs Seepage meter et le système Molonari. De plus, des mesures de conductivité électrique ont été effectuées grâce à l'outil CMD Explorer, ce qui a permis d'identifier des variations de conductivité électrique associées à différentes profondeurs et d'évaluer l'hétérogénéité de la texture des sédiments.

Des mesures des paramètres physico-chimiques de la zone hyporhéique ont ensuite été effectuées, permettant de comprendre les processus chimiques se produisant dans cette zone hyporhéique où l'eau de surface rencontre l'eau souterraine.

La présentation de la base de données et l'organisation des données ont permis une exploitation efficace et une analyse détaillée des résultats obtenus, allant de la perméabilité et la granulométrie aux données de Seepage meter, du système Mini Molonari, et aux paramètres physico-chimiques.

En somme, ce travail a permis de jeter un éclairage détaillé sur la dynamique complexe qui prévaut au sein du bassin versant de la Sélune. Malgré la multitude de facteurs influençant cette dynamique, tels que les variations climatiques, la géologie locale et l'impact des barrages, nous

avons réussi à isoler et examiner des paramètres clés pour la compréhension des processus hydrogéologiques et biogéochimiques.

Cependant, notre compréhension demeure partielle et des études supplémentaires sont nécessaires pour continuer à décrypter les mécanismes complexes qui gouvernent ces interactions. Ce chapitre marque une étape cruciale dans cette quête de connaissance.

Chapitre II : Dynamiques de la perméabilité et des flux hyporhéiques sous forçage hydrologique et sédimentaire (CMD et MOLONARI, PIEZOMETRE)

Introduction

Ce chapitre a pour objectif de mettre en évidence la dynamique des flux hyporhéiques en réponse à des perturbations hydrologiques, telles que les crues, et sédimentaire. Le contexte de la rivière Sélune est particulièrement intéressant pour ce dernier point, car cette rivière a vu disparaître deux barrages entre 2020 et 2022, qui modifiaient le transport sédimentaire depuis plus d'un siècle, en retenant la majeure partie de la charge.

Lorsque les barrages sont supprimés, les sédiments qui étaient retenus derrière peuvent être libérés, provoquant un afflux massif de matériaux en aval. Ces sédiments, transportés par le courant, trouvent souvent leur repos au sein du lit de la rivière. Cet apport soudain et souvent abondant de sédiments peut entraîner un phénomène de colmatage, réduisant la perméabilité du lit de la rivière et donc affectant la circulation de l'eau dans la zone hyporhéique. À l'inverse, le décolmatage, ou le dégagement des sédiments à l'amont des barrages, peut restaurer la perméabilité. Suivre cette dynamique après l'arasement est donc primordial pour comprendre les implications écologiques et hydrologiques de telles interventions.

Dans ce chapitre seront présentées les mesures de variables physiques qui visent à scruter les changements dans la perméabilité et les flux hyporhéiques pré et post-arasement. L'objectif est d'identifier, quantifier et comprendre les conséquences directes et indirectes de l'arasement des barrages sur la perméabilité et les flux hyporhéiques. Pour cela, nous allons étudier les mesures spatio-temporelles de la conductivité électrique de lit sédimentaire issues de l'antenne CMD. Nous procéderons également à une analyse et une interprétation de la dynamique des flux de pression différentielle et de chaleur dans la zone hyporhéique, en utilisant les données recueillies par les capteurs Molonari-Mini, ainsi que les mesures de pression différentielle entre la rivière et la nappe. Cette démarche vise à élucider le fonctionnement des systèmes étudiés, en se penchant sur la dynamique des flux, la vitesse d'infiltration, et à déterminer les paramètres hydrothermiques.

1. Variabilité spatio-temporelle de la conductivité électrique du lit de la rivière

Une des méthodes pour suivre la dynamique des flux hyporhéiques est l'utilisation de la mesure des conductivités électriques du sol ou du sous-sol. Les antennes électromagnétiques peuvent être utilisées pour explorer et mesurer les propriétés géophysiques du sous-sol, y compris la conductivité électrique. Cette méthode est couramment utilisée en géophysique pour surveiller les changements dans le sol ou le sous-sol (Binley et al., 2013 ; Gaona et al., 2019) et (Houzé et al., 2022).

En utilisant la loi d' (Archie, 1942) qui établit une relation empirique entre la porosité et la conductivité électrique, et en partant du principe que la conductivité électrique de l'eau des pores est constante, il est possible d'estimer les modifications du volume (porosité) et de la configuration des pores à partir des fluctuations de la conductivité électrique mesurées par l'antenne. Ces variations de porosité influencent la perméabilité des sédiments au fond de la rivière. Néanmoins, cette loi peut rencontrer des limites face à la présence d'argile dans le milieu. Il est plus approprié de se référer à la loi de (Waxman Member and Smits et al., 1968). Elle sert d'extension à la loi d'Archie en considérant l'effet de la conductivité électrique des argiles potentiellement présents au sein de la porosité du substrat.

Une fois la porosité calculée, l'équation empirique de Kozeny carman (1927) modifiée (Li et al., 2017 ; Mbonimpa et al., 2000, 2002 ; Valdes-Parada et al., 2009) ; permet d'estimer la perméabilité d'une substance poreuse en se basant sur sa porosité et sur la dimension de ses particules.

Pour valider les estimations de perméabilité obtenues à partir de la loi de Kozeny-Carman, nous les comparons à des mesures in-situ dans les sédiments de la rivière à différentes profondeurs obtenues grâce à des slug-test. Notre hypothèse est que la conductivité électrique renseigne sur la distribution granulométrique des sédiments du lit et sa variation spatiale et temporelle. Cette méthode peut donc être utilisée pour étudier le processus de colmatage et son impact sur les flux hyporhéiques.

1.1.Reproductibilites des mesures de conductivité électrique :

Nous avons testé la reproductivité des mesures de conductivité électrique (Figure 46) en comparant deux séries de mesures prises en effectuant deux transects longitudinaux sur une même section longitudinale de la Sélune sur le site de Signy, la même journée. Nous avons testé plusieurs paramètres statistiques pour évaluer la reproductibilité et la corrélation entre les deux séries de mesures :



Figure 46 : Test de reproductibilité du protocole de mesure dans la rivière avec l'antenne CMD. Deux transects de mesure de la conductivité électrique du fond de la rivière ont été réalisés sur 300 m de cours d'eau à Signy le 7 juillet 2022 pour tester la variabilité des valeurs obtenues selon la justesse de l'observateur à effectuer les transects aux mêmes endroits de la rivière.

Le coefficient de corrélation observé de $r = 0.89$ témoigne d'une bonne corrélation entre les deux transects. La Figure 47 suggère par ailleurs une forte reproductibilité entre les deux séries de données et une absence de biais systématique.

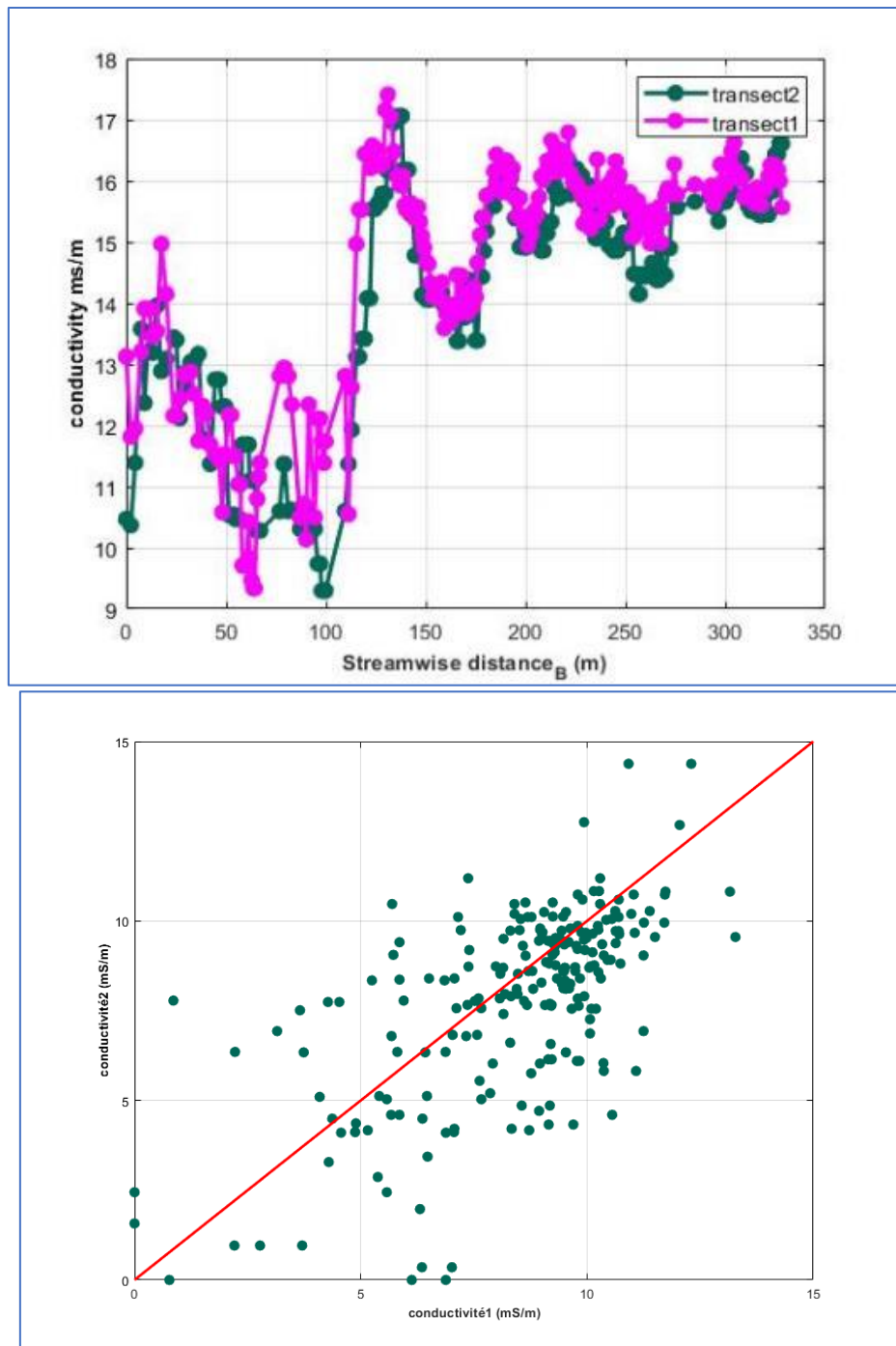


Figure 47 : Variation de la conductivité électrique en fonction de la distance vers l'aval à Signy (graphe du haut) et évaluation de la correspondance des valeurs entre les deux transects (graphe du bas). La droite 1:1 est marquée en rouge

1.2. Variation spatiale de la conductivité électrique

Dans un premier temps, nous nous pencherons sur la variabilité spatiale de conductivité électrique enregistrée par l'antenne CMD. L'idée est de mettre en évidence des zones de forte ou faible conductivité électrique pouvant être associées à des changements dans les flux hyporhéiques.

1.2.1. Variation longitudinale

La technique d'inversion des données géophysiques offre une perspective avancée pour sonder la structure des sédiments présents dans le lit fluvial. Elle s'appuie sur le principe de conductivité électrique, un indicateur intrinsèque de la capacité d'un matériau à transmettre un courant électrique. Cette capacité varie selon la nature du matériau, ce qui se traduit par une gamme variée de valeurs de conductivité électrique pour différentes textures sédimentaires.

Il est important de souligner que toute variabilité spatiale détectée peut refléter des différences texturales ainsi que des variations dans les volumes des pores. Il convient toutefois de soustraire l'influence de la variabilité potentielle de conductivité électrique de l'eau interstitielle. L'étude spatiale de nos données de conductivité électrique avec une profondeur d'investigation de 1.1 m, met en évidence des disparités marquées tout au long du transect étudié, les valeurs de conductivité électrique variant entre 0 à 14.3 mS/m (Figure 48). La moyenne se situe à 7.5 mS/m, tandis que la médiane atteint 8.0 mS/m. Il y a une dispersion significative des données autour de la moyenne avec un écart-type de 3.06 mS/m. Plus significatif encore, le coefficient de variation, à 40.84 %, démontre cette dispersion relative par rapport à la moyenne.

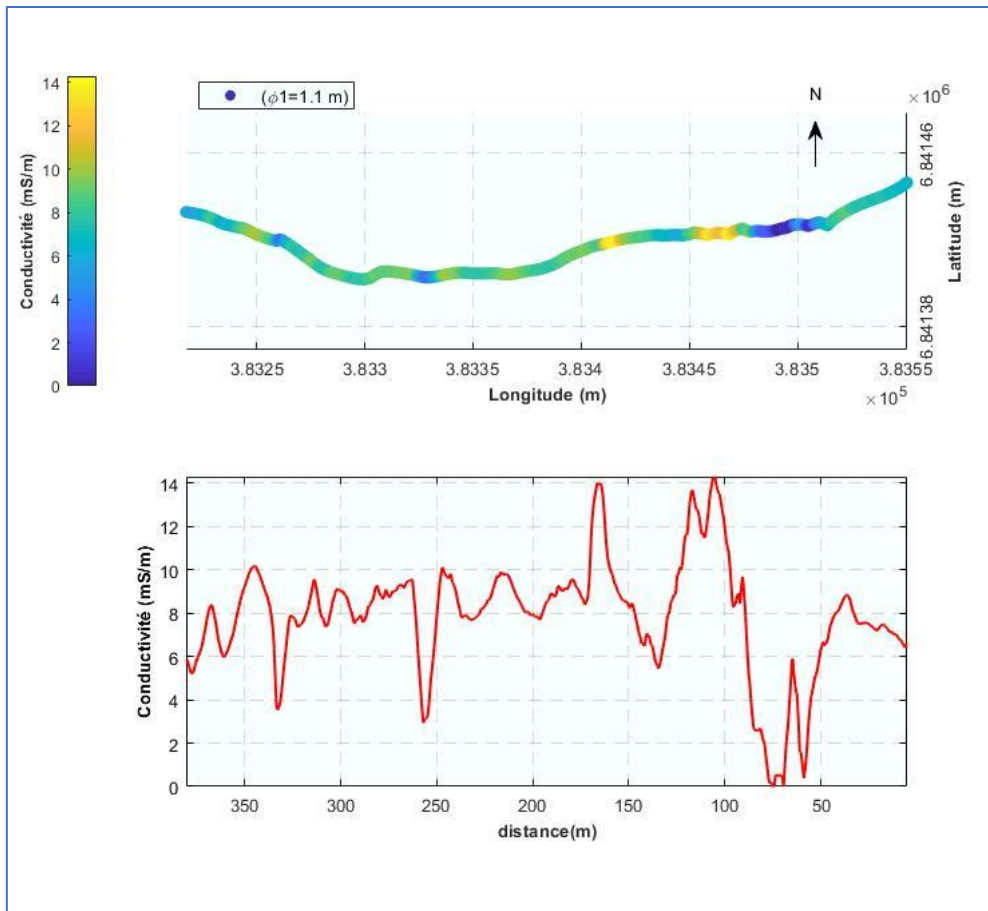


Figure 48 : Mesure de conductivité électrique à Signy le 20/07/2020

La moyenne des différences entre des observations consécutives est égale à 0.0015 mS/m et l'écart-type associé à ces différences, est égale à 0.32 mS/m ; ces résultats mettent en évidence une variabilité intrinsèque de la conductivité électrique, indiquant des changements potentiellement abrupts d'un point à l'autre du transect.

En synthèse, ces indices traduisent une certaine hétérogénéité spatiale de la conductivité électrique du lit sédimentaire. Cette hétérogénéité est toutefois relativement limitée par rapport à la conductivité électrique moyenne. Notre hypothèse est que cette variabilité dans la conductivité électrique peut signaler des changements dans la texture des sédiments. Cela est dû au fait que différents types de sédiments ont des propriétés de conductivité électrique différents.

Cependant, cette relation repose sur l'hypothèse que la variabilité longitudinale de la conductivité électrique du fluide interstitiel (l'eau qui occupe les espaces entre les grains de sédiment) peut être négligée. C'est une hypothèse importante, car si la conductivité électrique

de ce fluide varie considérablement en fonction de sa position dans la rivière, cela modifie le signal électro-magnétique.

1.2.2. Variation verticale

Nous avons aussi noté une variation de la conductivité électrique en fonction de la profondeur (Figure 49), C'est qui pourrait être attribuée à un changement de texture des sédiments avec la profondeur, mais aussi au gradient vertical de la conductivité électrique de l'eau interstitielle, du fait de la différence de conductivité électrique entre la nappe et la rivière.

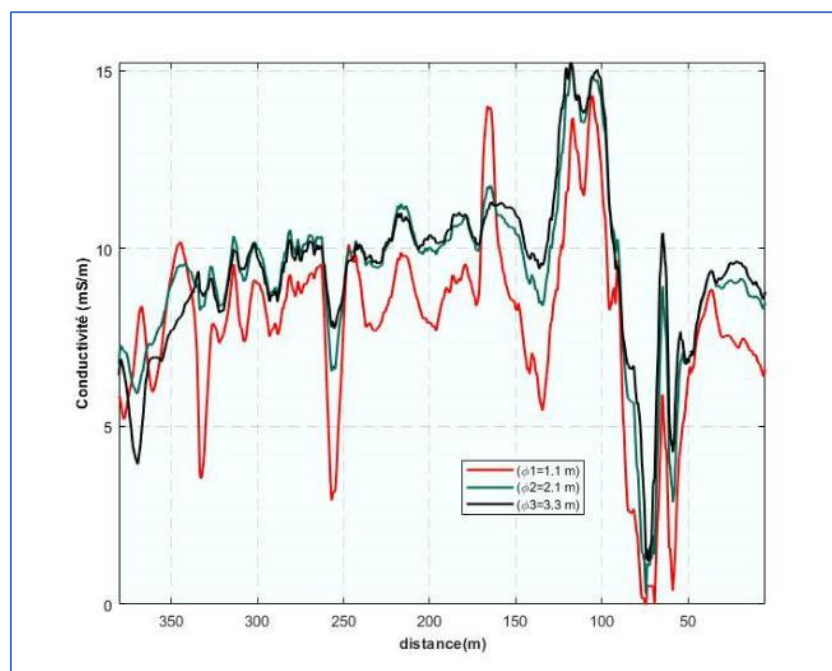


Figure 49 : Variation de conductivité électrique en fonction de la profondeur d'investigation à Signy le 20/07/2020

En effet, lorsqu'on analyse verticalement les profondeurs (Tableau 7) & (Figure 50), on observe une variation distincte de la conductivité électrique à chaque profondeur d'investigation. À une distance de 1,1 m de la surface, il y a une fluctuation notable de la conductivité électrique, allant d'une valeur de (0 mS/m) à une valeur maximale de 14,3 mS/m. La variation considérable à cette profondeur, avec un coefficient de variation de 40,84 %, suggère une diversité marquée, potentiellement due à des variations des propriétés électriques du milieu.

À une profondeur de 2,1 m, bien que la conductivité maximale monte légèrement à 15,13 mS/m, la valeur la plus basse valeur de conductivité électrique est maintenant de 0,3 mS/m. Ce relèvement du seuil de conductivité électrique implique une diminution des zones à faible

conductivité électrique. Cependant, le coefficient de variation réduit à 31,52 % montre une faible dispersion par rapport à la surface des caractéristiques conductrices.

À 3,3 m en dessous de la surface, la stabilisation de la conductivité électrique se poursuit avec un écart-type abaissé à 2,67 mS/m et un coefficient de variation de 28,88 %. Cette régularité accrue de la conductivité électrique en fonction de la profondeur peut refléter des changements qui suggèrent une homogénéisation plus marquée des propriétés électriques du milieu.

Ces observations montrent un schéma d'évolution de la conductivité électrique en fonction de la profondeur, allant d'une région superficielle variable à des niveaux plus bas montrant une conductivité électrique plus régulière. Plusieurs facteurs peuvent expliquer cette évolution. Il est certain que les conductivités électriques obtenues à de grandes profondeurs soient issues d'un volume de mesure plus important (variant comme la profondeur au cube) et lissent donc les variations rapides de structure sédimentaire. Il est possible aussi que l'antenne CMD ait des limitations, ne permettant pas de mesurer les zones non détectées, ou que le système de mesure de la hauteur d'eau soit incapable de prendre des mesures en dessous de 15 cm. Un autre élément explicatif pourrait être la présence d'un gradient vertical de conductivité électrique de l'eau porale. En outre, des changements dans la texture, la granulométrie et la composition du milieu pourraient également influencer sur ces observations.

Tableau 7 : Statistiques des mesures de conductivités électriques en fonction de la profondeur à Signy le 20/07/2020

Couches	Maximum	Minimum	Moyenne	Ecart type	Coef de variation	Erreur standard
Conductivité électrique(mS/m) à 1.1 m	14.3	0	7.50	3.06	40.84 %	0.008
Conductivité électrique(mS/m) à 2.1 m	15.13	0.3	8.98	2.80	31.52%	0.02
Conductivité électrique(mS/m) à 3.3m	15.23	1.22	9.23	2.67	28.88%	0.003

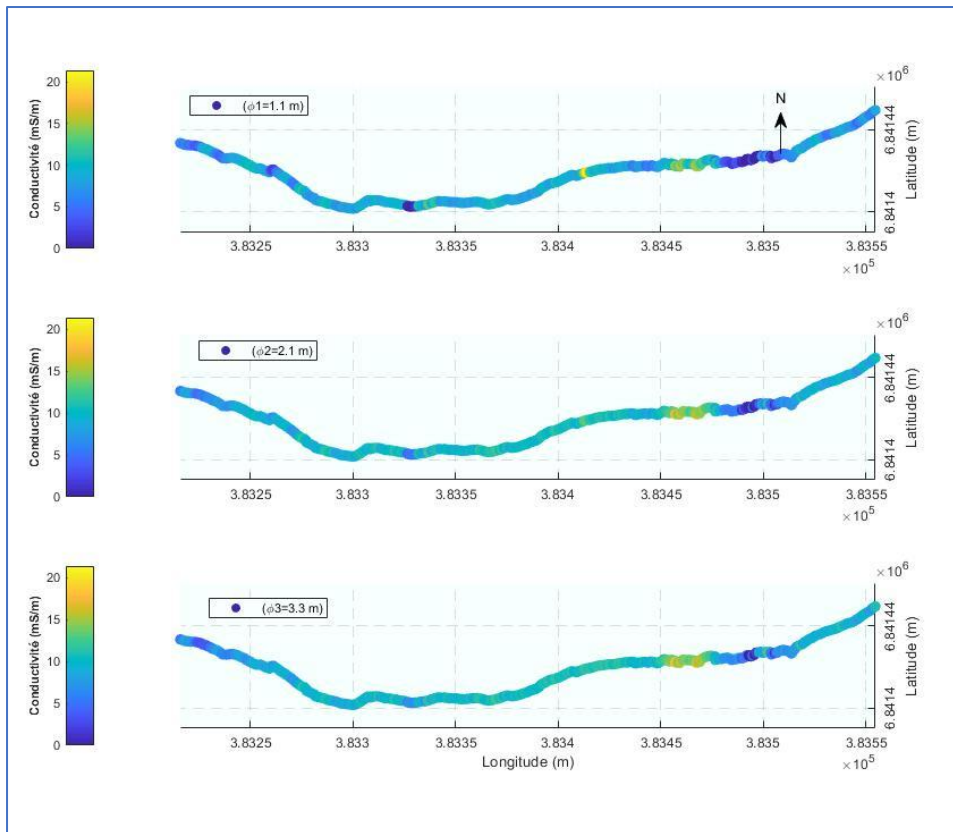


Figure 50 : Cartographie des mesures de conductivité électrique à Signy le 20/07/2020, en fonction de la profondeur d'investigation

En normalisant (Figure 51) les mesures de conductivité électrique par les valeurs de conductivité électrique de l'eau interstitielle mesurées dans la zone hyporhéique et dans la nappe, on réduit ce gradient vertical observé précédemment. Après cet ajustement, les valeurs observées de la conductivité électrique du lit de la rivière peuvent être attribués à la variation de la texture et de structure des sédiments du lit. Cela signifie que la texture des sédiments n'est pas uniforme, mais varie aussi bien horizontalement que verticalement dans le lit de la rivière.

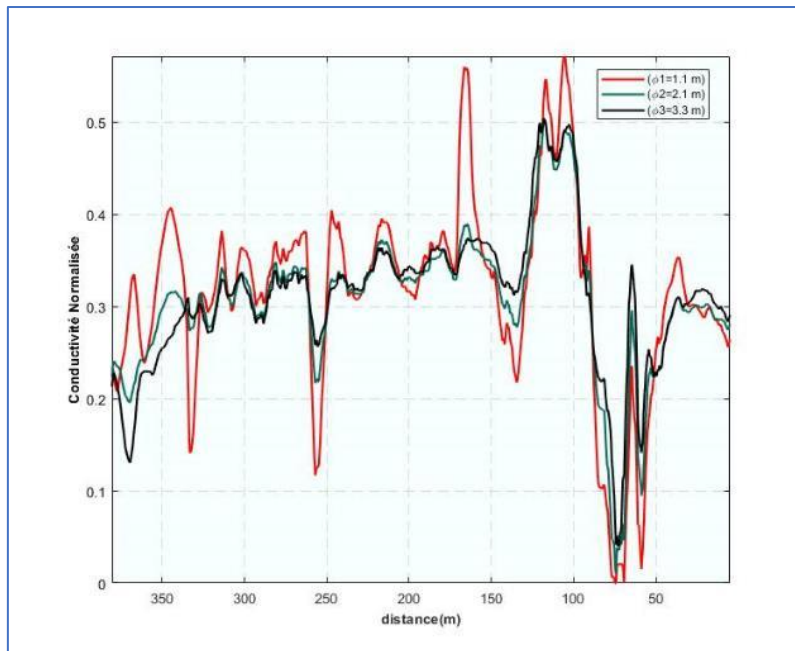


Figure 51 : Mesures de conductivités électriques mesurées à différentes profondeurs normalisées par la conductivité électrique de l'eau porale (Figure 54)

1.3. Variations temporelles de la conductivité électrique

L'analyse de la conductivité électrique de la première couche pour les trois années de mesure montre une dynamique et des changements significatifs dans les propriétés électriques des milieux étudiés (Tableau 8 et Figure 52). L'année 2020 a été marquée par une conductivité électrique moyenne de 7,8 mS/m. Le large écart entre la valeur minimale (0,0 mS/m) et la valeur maximale (13,9 mS/m) montre une grande hétérogénéité spatiale. Cette variabilité est également reflétée par un écart-type élevé de 2,9 mS/m et un coefficient de variation de 36,7%. Pour octobre 2021 : Il y a eu une légère baisse de la conductivité électrique moyenne à 7,6 mS/m, ce qui pourrait être dû à des variations mineures de conductivité électrique eau porale ou les propriétés du lit de la rivière. Le coefficient de variation a diminué à 28,6%, ce qui indique une réduction de la variabilité spatiale par rapport à 2020. Néanmoins, malgré cette baisse, la plage de valeurs reste large, allant de 0,0 mS/m à 13,3 mS/m.

Aux dates du 11 mai 2022 : les mesures montrent une diminution nette de la conductivité électrique moyenne, tombant à 5,3 mS/m. Cela pourrait suggérer des changements dans les propriétés du lit de la rivière. Bien que le maximum ait également diminué à 8,5 mS/m, la variabilité spatiale, telle que reflétée par le coefficient de variation, est restée assez élevée à 37,3%, indiquant des hétérogénéités marquées. Les mesures du 20 juillet 2022 montrent une nette augmentation de la conductivité électrique, avec une moyenne s'établissant à 17,3 mS/m (Figure 52) et (Figure 53). Cet accroissement pourrait être attribué à un événement majeur, en

l'occurrence l'arrivée de sédiments fin mai, résultant de l'arasement du barrage de la "Roche qui Boit". Cette intrusion de sédiments aurait pu influencer la conductivité électrique en modifiant les caractéristiques du milieu. La plage de valeurs s'étend maintenant de 5,4 mS/m à un maximum de 22,8 mS/m. Malgré cette hausse importante, la variabilité spatiale, comme indiqué par le coefficient de variation de 28,2%, est comparable à celle de 2021.

Tableau 8 : Statistique de la conductivité électrique en mS/m entre 2020 en 2022

Année	Moyenne	Max	Min	Variance	Std_Dev	Coeff_Var
Jul/2020	7.8	13.9	0.0	8.1	2.9	36.7%
Oct/2021	7.6	13.3	0.0	4.7	2.2	28.6%
Mai/2022	5.3	8.5	0.0	4.0	2.0	37.3%
Jul /2022bis	17.3	22.8	5.4	23.8	4.9	28.2%

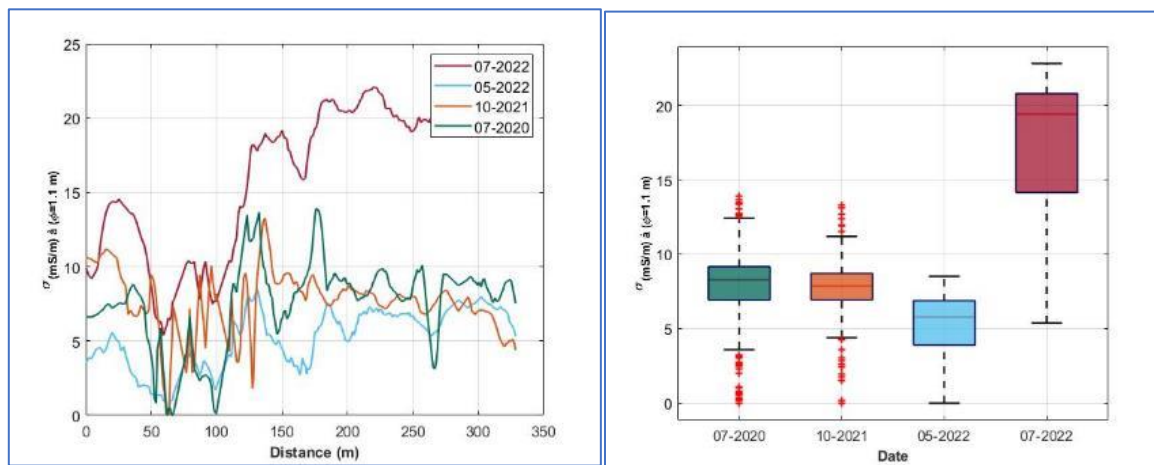


Figure 52 : Variation de la conductivité électrique entre 2020 et 2022

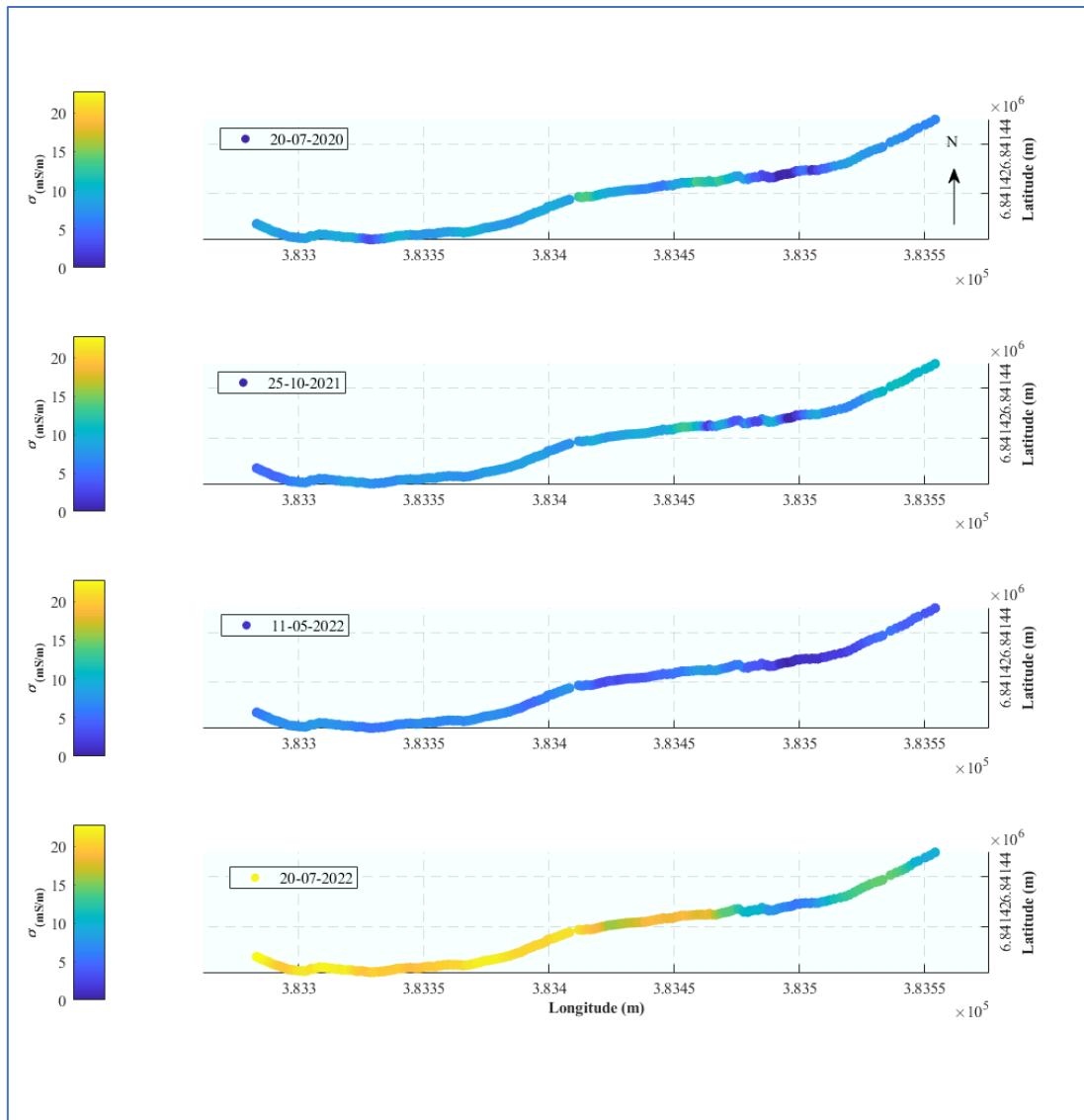


Figure 53 : Cartographie de la variabilité de la conductivité électrique entre 2020 et 2022

Les fluctuations observées peuvent être causées par plusieurs facteurs, dont la conductivité électrique de l'eau interstitielle, la composition et la structure du sédiment composant le lit de la rivière et du degré de saturation mais aussi l'augmentation du taux d'argile dans le milieu avec l'arrivée des sédiments libérés par l'arasement du barrage sur le site étudié. Au sein du lit de la rivière, la saturation en eau est probablement de 100% en permanence, et donc n'influe pas sur les données. Afin d'attribuer les variations spatiales de conductivité électrique à la variation de la texture/structure des sédiments et non à la variation de la conductivité électrique de l'eau porale, il est essentiel d'évaluer la conductivité électrique de l'eau porale dans le temps. Cela permet d'isoler les variations de conductivité électrique dues seulement aux changements de texture du sol.

Ainsi, des mesures de conductivité électrique ont été réalisées dans trois compartiments : la rivière elle-même, la zone hyporhéique (la zone située sous le lit de la rivière où l'eau interagit avec le sol environnant) et la nappe phréatique. Une attention particulière est portée à la teneur en argile, car elle peut augmenter la conductivité électrique du fait de la présence des ions et donc invalider l'utilisation de la loi de (G. E. Archie (2), 1947). En effet, les propriétés électriques des argiles diffèrent fortement de celles des sables, car ils contiennent généralement plus d'eau. Cette interaction entre la composition du sol et la conductivité électrique nécessite donc une prise en compte minutieuse pour interpréter correctement les variations observées dans les données de conductivité électrique au fil du temps.

1.2.1. Influence de gradient de conductivité électrique de l'eau porale sur la conductivité électrique mesurée

La conductivité électrique de l'eau de la rivière ($\sigma_{\text{rivière}}$) a manifestement agi comme un premier indicateur des changements hydrologique et sédimentaires, et sa réaction rapide en Juillet 2022 suite à, l'apport des sédiments du Barrage de roche qui Boit, démontre clairement son rôle de capteur environnemental. Les sédiments, en particulier s'ils sont chargés en minéraux ou éléments dissous, peuvent modifier la conductivité électrique de l'eau (Figure 54).

Le compartiment de l'eau porale à 0.15 m agit comme un miroir retardé de la surface, reflétant les changements avec un délai dû à la profondeur et aux mécanismes de filtration naturelle du sol. L'augmentation de la conductivité électrique en Juillet 2022 indique que les perturbations de surface peuvent pénétrer dans les sédiments, influençant ainsi les eaux interstitielles à cette profondeur.

La variation observée à 0.3 m évoque un phénomène d'exfiltration, peut-être causé par des fluctuations du niveau de la nappe phréatique. L'augmentation soudaine de la conductivité électrique en Mai 2022 suivie d'une baisse en Juillet de la même année suggère que ce compartiment est sous l'influence de facteurs dynamiques, possiblement en interaction avec la nappe sous-jacente.

Enfin, la conductivité électrique à la nappe montre une interconnexion hydrogéologique forte. La nappe semble agir comme un réservoir stabilisateur, ses propriétés électriques restant constantes malgré les fluctuations observées à des profondeurs moindres.

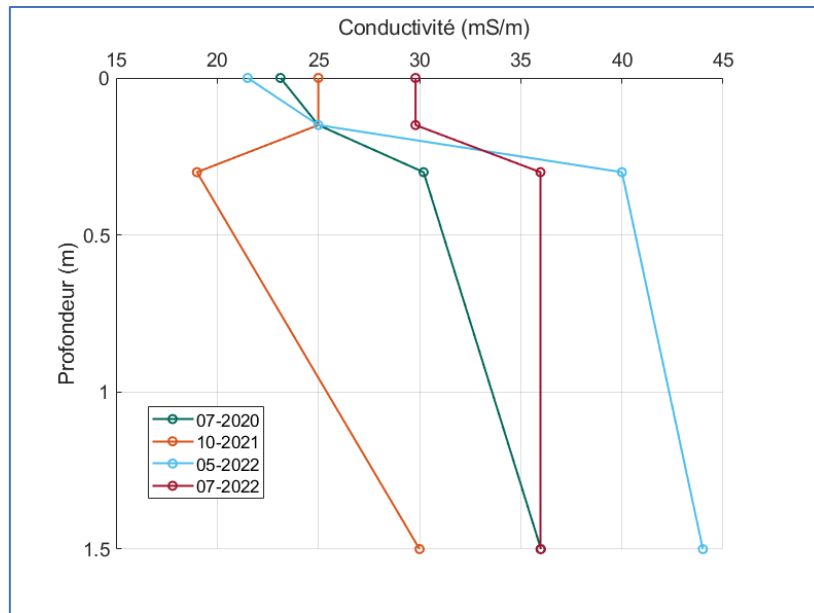


Figure 54 : Variation du gradient vertical de la conductivité électrique de l'eau porale mesurée dans les sédiments avec des sondes de conductivité électrique de l'eau installées en surface des sédiments, à 15cm et 30 cm dans les sédiments. La mesure à 1,5 m de profondeur est une extrapolation de la mesure effectuée dans un piézomètre sur la rive de la rivière.

En normalisant les données de conductivité électrique obtenues avec l'antenne CMD (Figure 55), par le gradient vertical de la conductivité électrique de l'eau porale mesurée en fonction des années, on réduit la différence de 14 % entre les conductivités électriques mesurées au mois de mai 2022 et au mois de juillet 2022. On peut donc conclure que la variation résiduelle (86%) est attribuable soit à une modification de la porosité des sédiments du lit fluvial soit à une augmentation de la concentration en argiles dans le lit de la rivière. Cette analyse repose sur l'hypothèse qu'il n'y a pas de variation longitudinale de la conductivité électrique de l'eau porale. Nous ne disposons malheureusement pas de mesure spatialisée de la conductivité électrique de l'eau porale pour pouvoir justifier cette hypothèse.

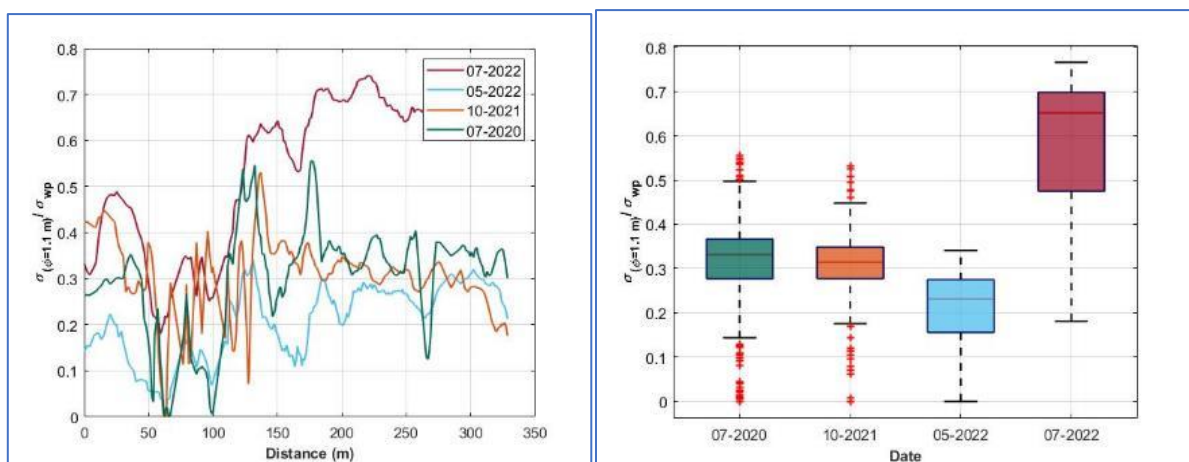


Figure 55 : Variation de la conductivité électrique entre 2020 et 2022 (Valeurs normalisées par la conductivité électrique d'eau porale)

1.2.2. Influence des argiles sur la conductivité électrique:

L'augmentation observée de la conductivité électrique au cours des mois de mai et juin à Signy pourrait être attribuée à l'apport sédimentaire consécutif à l'arasement de la Roche Qui Boit. Plus précisément, l'introduction de particules argileuses dans le milieu entraîne une hausse significative de la conductivité électrique en surface. La figure (Figure 56) montre des mesures de conductivité électrique faites sur un banc de sédiment argileux avec une moyenne enregistrée de 45.03 mS/m et en dessous du plan d'eau de la rivière avant et après l'arrivée des sédiments, la conductivité électrique a augmenté de 53.78% en moyenne entre mai et juillet, et ce phénomène peut être interprété par la présence de la double couche électrochimique, où les ions sont échangés à l'interface entre la surface solide de l'argile et l'eau environnante. Lorsqu'on considère une formation dont les pores sont remplis d'eau interstitielle et d'argile, la conductivité électrique totale sera fonction de plusieurs paramètres. Ceux-ci incluent la porosité (n) de la formation, le pourcentage d'argile, ainsi que les conductivités électriques individuelles de l'eau interstitielle et de l'argile elle-même.

$$\sigma_t = \sigma_n + \sigma_{ag} \quad \text{Équation 50}$$

- σ_{ag} : conductivité électrique due aux argiles (mS/m)
- σ_n : conductivité électrique réelle (mS/m)

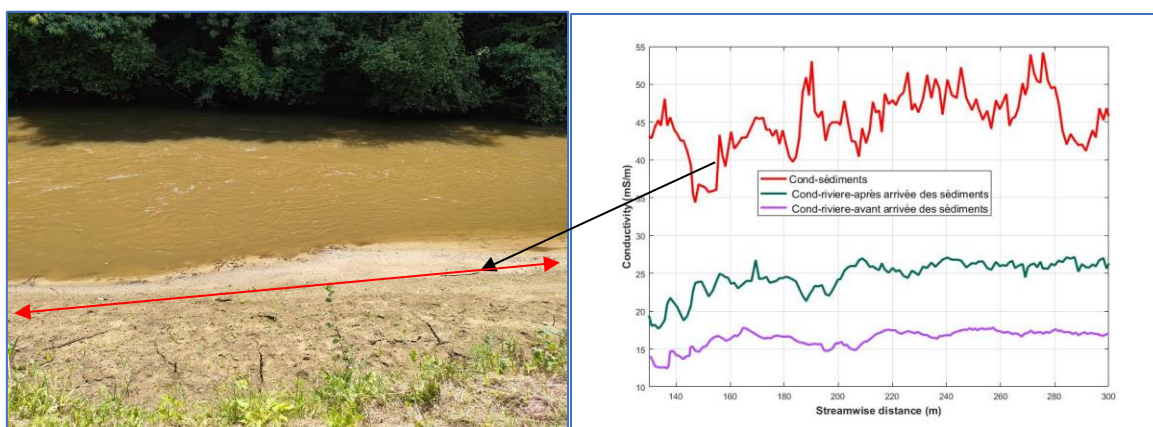


Figure 56 : photographie et mesures de conductivité électrique du banc sédimentaire et de la rivière de juillet 2022 : comparaisons avant et après l'afflux sédimentaire

Il est important de noter que l'impact de l'arrivée des sédiments argileux à Signy a été uniquement superficielle comme, le montre la Figure 57 en comparant les mesures de conductivité électrique à différentes profondeurs. Plus la profondeur d'investigation est grande, plus la variabilité temporelle s'estompe. On peut donc conclure que l'observation d'un changement de conductivité électrique viens bien d'un dépôt de sédiments fins et argileux en surface du lit de la rivière, du fait de l'arasement des barrages.

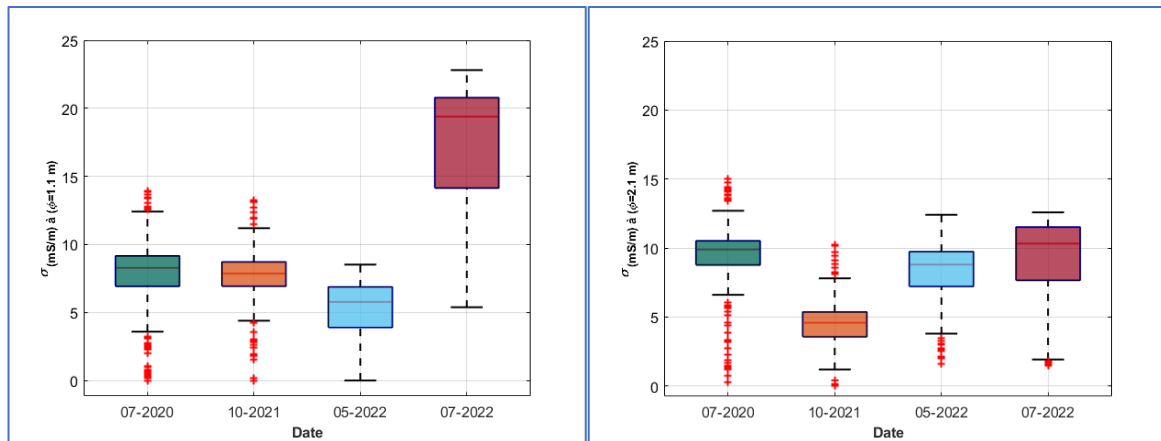


Figure 57 : Comparaison des évolutions temporelles des valeurs de conductivité électrique à différentes profondeurs

2. Calcul de la porosité et de la perméabilité.

L'objectif de cette section est de montrer comment relier la mesure de conductivité électrique du lit sédimentaire à une estimation de la porosité et de la perméabilité des sédiments, variables clefs pour la compréhension des flux hyporhéiques.

2.1. Le choix des paramètres de la loi Archie

La porosité évoque les pores à l'intérieur d'une formation capables de contenir des fluides. Pour estimer cette porosité, la loi d'Archie (Archie, 1942a) est couramment utilisée, en particulier lorsque le taux d'argile est supposé être bas. Cette loi offre une approche standard pour déduire la porosité à partir des caractéristiques intrinsèques de la roche et des fluides qu'elle renferme. Le choix des paramètres de la loi d'Archie, ainsi que l'échelle de porosité pour chaque catégorie de roche, sont décrits dans les travaux de (Keller, 1988). Sur le site de Signy, nous sommes en plaine alluviale avec un lit constitué de particules de tailles diverses : du sable, du limon, de l'argile, voire des galets allant dans des profondeurs de 3 mètres. Afin de connaître, les paramètres les plus adaptés, nous avons calculé la porosité en considérant les paramètres des roches détritiques faiblement cimentés et les roches sédimentaires modérément cimentée, vu le contexte granulométrique à Signy.

Tableau 9 : Paramètres m, a et porosité pour différents types de grains ou de roches, d'après (Keller, 1988)

Types de grains ou de roches	Coefficient m	Coefficient a	Porosité en (%)
Roches détritiques faiblement cimentées (sable, grès, certains calcaires)	1.37	0.88	25 à 45
Roches sédimentaires modérément cimentées (grès et calcaire)	1.72	0.62	18 à 35
Roches sédimentaires fortement cimentées	1.95	0.62	5 à 25
Roches volcaniques très poreuses	1.44	3.50	20 à 80
Roches cristallines et métamorphiques très denses	1.58	1.40	< 4

La moyenne des porosités pour les formations sédimentaires modérément cimentées est de (29%), elle possède donc une porosité moyenne légèrement supérieure par rapport aux formations détritiques faiblement cimentées : 28 %. On note seulement une différence de 1.53%. Cependant, on peut noter une légère dispersion (écart type=6 %) pour les formations détritiques faiblement cimentées par rapport aux formations sédimentaires avec un écart type de 5 %. Concernant la plage de valeurs (Min-Max), Les formations détritiques faiblement cimentées ont une plage de [9 % ,39%] tandis que les formations sédimentaires se situent entre [12%, 39%]. Cela montre que, bien que les deux formations aient des maxima similaires, Les formations détritiques faiblement cimentées commencent à une valeur minimale inférieure, indiquant une variabilité légèrement plus grande (Figure 58).

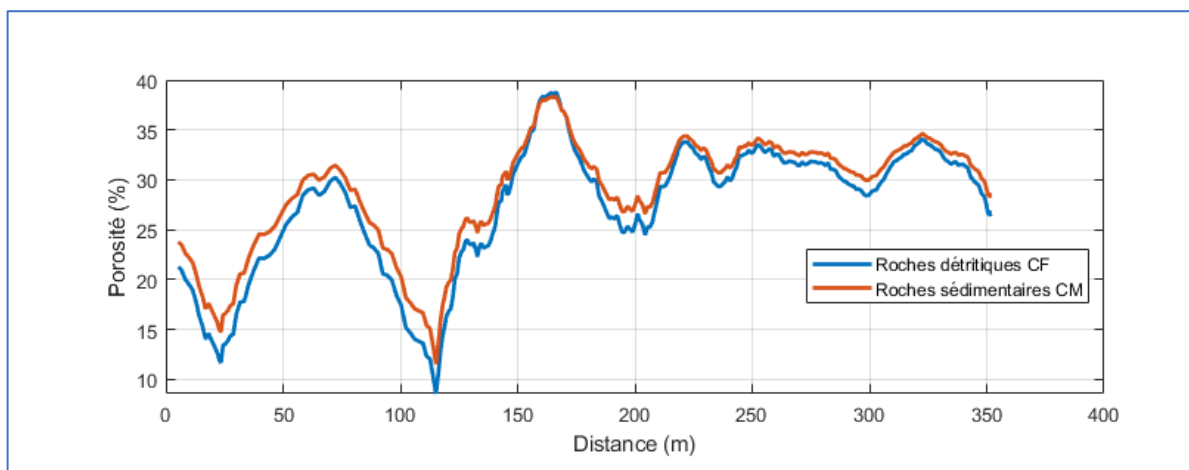


Figure 58 : Comparatif des porosités déterminées à partir de divers paramètres de l'équation d'Archie

L'équation de Mbomnimpa et al (M. Mbonimpa et al., 2002) , développé dans le précédent chapitre est basée sur l'équation Kozeny Carman, nous a permet de calculer la perméabilité correspondante.

Les résultats montrent avec une moyenne de 4.15×10^{-6} m/s, les formations sédimentaires ont une perméabilité moyenne légèrement supérieure à celle des formations détritiques de 3.44×10^{-6} m/s, la légère supériorité des formations sédimentaires en termes de porosités n'implique pas un changement d'ordre de grandeur. Cette différence, bien qu'elle existe, reste donc limitée compte tenu de l'échelle. Pour l'écart-type, les deux types de formations présentent une variabilité quasi-identique, avec des valeurs très proches : 3.5249×10^{-6} pour les formations détritiques et pour les sédimentaires.

En ce qui concerne la plage de valeurs, les formations présentent une plage allant de 2.11×10^{-9} à 1.96×10^{-5} alors que les formations sédimentaires varient entre 1.05×10^{-8} et 1.8075×10^{-5} , ces plages sont assez proches, indiquant des capacités de perméabilité similaires pour les deux groupes (Figure 59). En prenant en compte les résultats et le contexte granulométrique, nous considérons ainsi les paramètres d'Archie correspond aux roches détritiques et sédimentaires faiblement cimentés pour la suite de nos calculs de porosité.

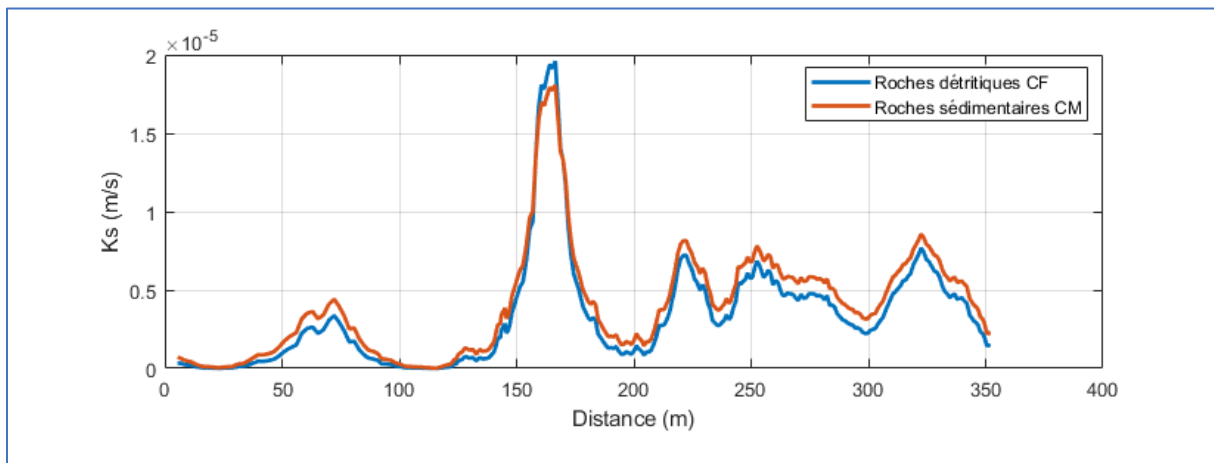


Figure 59 : Comparatif des perméabilités calculées avec les porosités déterminées à partir de divers paramètres de l'équation d'Archie

2.2. Impact du l'arasement du barrage sur la porosité et la perméabilité du lit de la rivière

Dans cette partie, nous nous intéressons sur l'évolution de la porosité et de la perméabilité avant et après l'arrivée des sédiments. Des mesures de conductivité électrique avec l'antenne CMD explorer ont été effectuées le 5 mai 2022 juste avant l'arrivée des sédiments sur le site de Signy puis le 7 juillet 2022 après que le site soit impacté par une modification du lit avec l'arrivée des sédiments.

Dans cette section, nous allons explorer comment la porosité et la perméabilité évoluent suite à l'arrivée des sédiments. Pour examiner cette évolution, des mesures de conductivité électrique en juillet 2020, octobre 2021 ont été prises à l'aide de l'antenne CMD explorer et deux séries de mesures ont été effectuées à des moments clés : la première le 5 mai 2022, juste avant l'arrivée des sédiments sur le site de Signy. Cette mesure nous donne une base pour comprendre les propriétés originales du site avant tout changement. La seconde le 7 juillet 2022, après que le site a subi des modifications notables en raison de la sédimentation. L'écart entre ces deux dates nous permet de suivre comment l'arasement du barrage affecte la conductivité électrique, et par extrapolation, la porosité et la perméabilité du site

2.2.1. Calcul de la porosité avec la loi Archie

Dans un premier temps, nous analysons la variation de la porosité en fonction des années de la couche superficielle (Figure 60) et (Tableau 10). Sur la période de juillet 2020 à octobre 2021, nous observons une réduction modeste de la porosité moyenne, passant de 38,01% à 37,7%, soit une diminution relative d'environ 0,8%. D'octobre 2021 à mai 2022, la réduction de la porosité est plus prononcée, passant de 37,7% à 25,1%, ce qui équivaut à une diminution de 33,3%. Cependant, entre mai et juillet 2022, la porosité a augmenté de manière significative, passant de 25,1% à 60,6%, soit une hausse relative de 58,5%. Il y a eu une diminution de l'écart type des mesures entre juillet 2020 et octobre 2021, suggérant une dispersion moindre des données. Cette tendance à la baisse s'est poursuivie jusqu'en mai 2022, avant de connaître une hausse en juillet 2022, indiquant une dispersion accrue.

Il est intéressant de noter que les plages de porosité observées entre juillet 2020 et octobre 2021 correspondent aux ordres de grandeur typiques des argiles, sables fins et sables grossiers ((G. E. Archie (2), 1947)). En mai 2022, la valeur moyenne de porosité est similaire à celle généralement observée pour les sables fins. Cependant, en juillet, des valeurs

anormalement élevées ont été enregistrées, surpassant même les valeurs typiques des argiles. Cela soulève des questions concernant la pertinence de l'utilisation de l'équation d'Archie en présence d'argile.

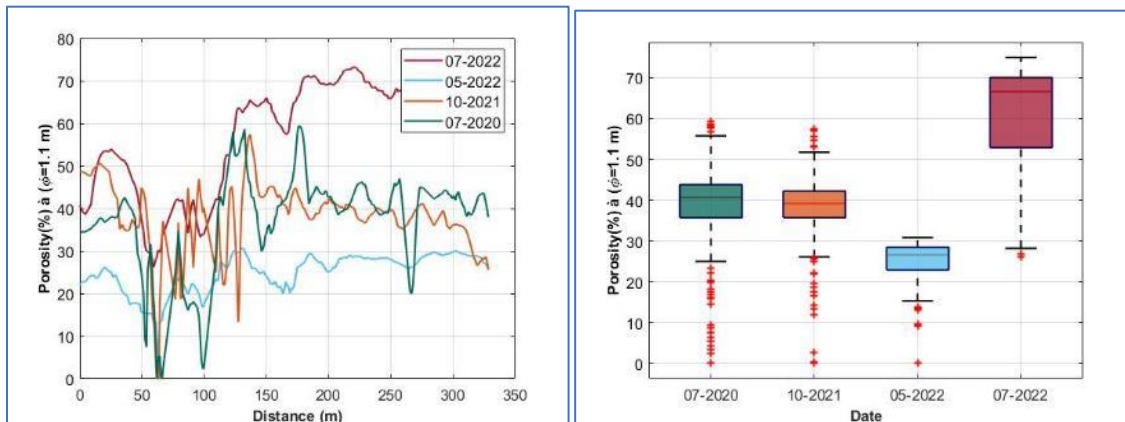


Figure 60 : Comparaison des évolutions temporelles des valeurs de la porosité de la couches superficielles le long d'un profil longitudinal de la Sélune à signy.

Tableau 10 : Statistique de la porosité entre 2020 en 2022

Année	Moyenne (%)	Max (%)	Min (%)	Variance	Std_Dev	Coeff_Var
07/2020	38	59	0.0	138	12	31%
10/2021	38	57	0.0	77	9	23%
05/2022	25	30	0.0	22	0.05	18%
07/2022bis	60	75	26	179	0.1	22%

Tableau 11 : Valeurs de porosités des roches (SIGES Seine-Normandie - ©2023°.

Roches poreuses	Porosité totale (%)
Sable et gravier	25 à 40
Sable fin	30 à 35
Argile	40 à 50
Craie	10 à 40
Calcaire (fissuré)	1 à 10

La complexité des interactions entre la conductivité électrique de l'eau porale, la structure et la texture du sédiment, ainsi que le taux d'argile, illustre bien la multifacette des phénomènes de transport dans les milieux poreux. La conductivité électrique de l'eau porale est influencée par la présence d'ions dissous. La structure et la texture du sédiment définissent la taille, la forme et l'agencement des vides interstitiels, qui sont essentiels pour la circulation des fluides et, par conséquent, pour la perméabilité.

L'argile joue un rôle déterminant dans cette équation. En tant que particules très fines, elles ont tendance à se loger dans les interstices entre les particules de sédiment plus grosses, réduisant ainsi la porosité. Cependant, l'argile, étant souvent associée à une charge ionique, peut augmenter la concentration d'ions dans l'eau porale. Cette augmentation ionique accroît la conductivité électrique du milieu. Cela peut être interprété à tort comme une augmentation de la porosité totale, un effet qui n'est pas réellement dû à une modification de la structure du sédiment, mais plutôt à une influence électrochimique de l'argile.

2.2.2. Calcul de la Perméabilité de par la loi Kozeny Carman modifiée (Mbonimpa et al., 2002) et validation des valeurs mesures indirectes par les "slug test"

À partir de ces mesures de conductivité électrique à Signy (mai 2022 ; avant arrivée des sédiments), la loi d'Archie a été appliquée pour estimer la porosité. En effet, si le taux d'argile ne s'accroît pas significativement comme avant l'arrivée des sédiments argileux, et que les porosités déterminées se situent dans la plage de porosité typique des formations homogènes comme définie par (Archie, 1942), alors nous avons évalué la perméabilité en utilisant la formule de Kozeny-Carman, modifiée par (Mbonimpa et al., 2002) (Figure 62).

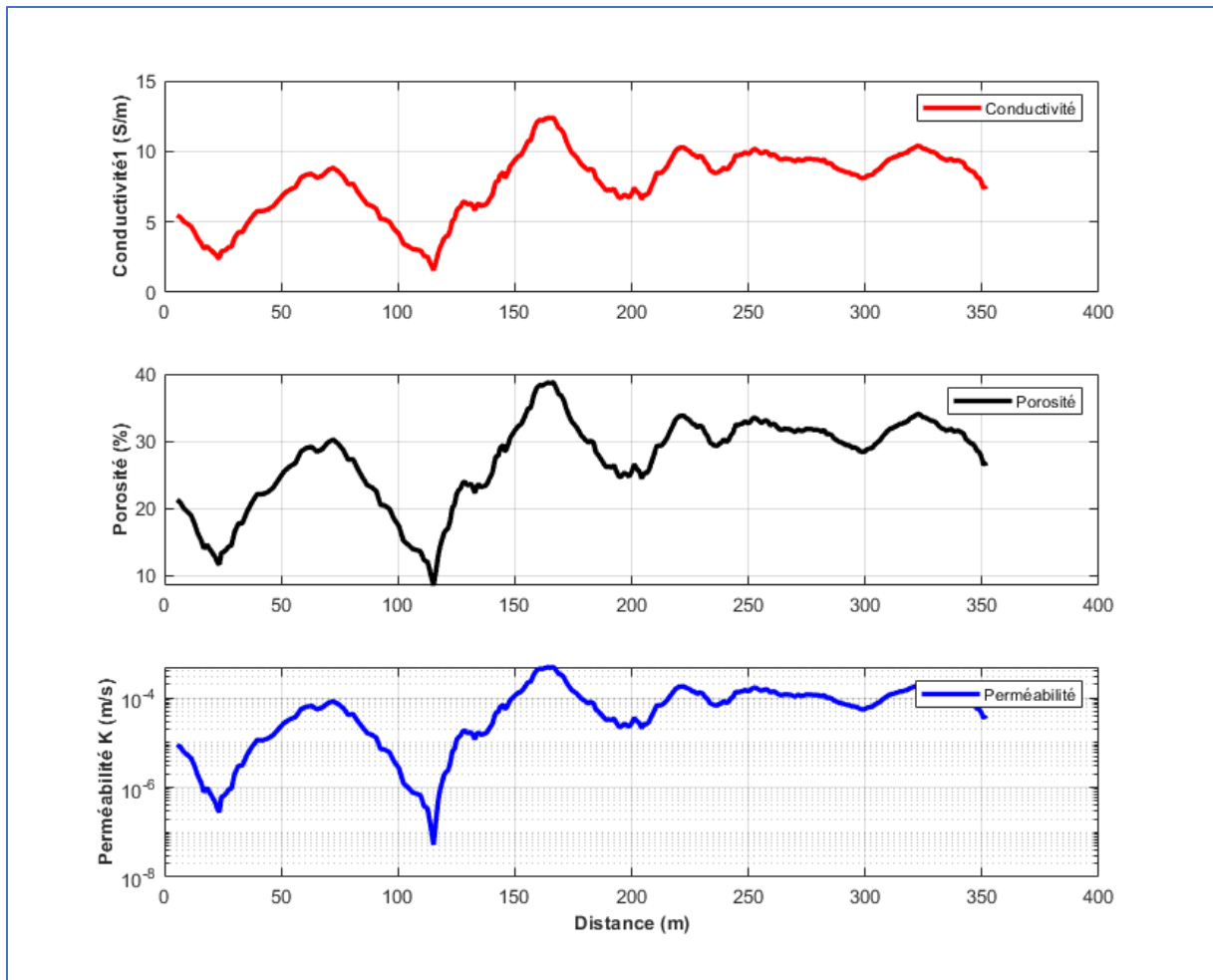


Figure 61 : Variation de la porosité et de la perméabilité sur un transect à Signy

Les valeurs de conductivité électrique obtenues fluctuent entre un minimum de 1.6 mS/m et un maximum de 12.4 mS/m. Ce qui est particulièrement intéressant, c'est que la valeur la plus fréquemment observée est le minimum de 0.0016 S/m. Cela pourrait indiquer des zones où une certaine particularité dans cette zone comme une (forte colmatage). Ces résultats montrent que le milieu n'est pas uniforme ou constant dans sa composition ou ses propriétés à travers toutes les zones.

À partir de ces mesures de conductivité électrique, la loi d'Archie a été appliquée pour estimer la porosité. Les valeurs de porosité calculées sont nettement plus variables, s'étendant d'un minimum de 8.6 % à un maximum de 38.8 %. Puis, la loi de Kozeny-Carman (Mbonimpa et al., 2002) a été utilisée pour calculer la perméabilité à partir des valeurs de porosité. Les valeurs de perméabilité ont une plage d'ordre de grandeur énorme, s'étendant de 5.27×10^{-8} à 4.89×10^{-4} .

Les mesures de conductivité électrique, malgré leur faible variabilité, semblent indiquer une hétérogénéité dans le milieu étudié. La transformation de ces valeurs de conductivité électrique en porosité par la loi d'Archie a amplifié cette variabilité. La conversion de la porosité en

perméabilité, selon la loi de Kozeny-Carman, montre une grande variabilité, ce qui est conforme à ce que l'on pourrait attendre étant donné la relation non linéaire entre la porosité et la perméabilité.

En résumé, les variabilités observées dans nos données sont cohérentes avec la nature hétérogène des plaines alluviales.

2.2.3. Mesure de la perméabilité par "slug test"

Les observations effectuées à travers les profils de profondeur indiquent une variation de la perméabilité hydraulique en surface en réaction à un phénomène de sédimentation. Cette observation est appuyée par les mesures effectuées via l'instrument CMD explorer, qui a détecté une augmentation de la conductivité électrique concomitante à la déposition des sédiments sur le site de Signy.

Nous avons procédé à des mesures de perméabilité en plusieurs points du lit de la Sélune à Signy selon le protocole indiqué au chapitre précédent. Chaque mesure a été répétée 3 fois au même point. Les valeurs de perméabilité sont exprimées en mètres par seconde (m/s) et correspondent à la moyenne des 3 mesures. À une profondeur de 0,15 m, la perméabilité a été observée fluctuant entre 9.6×10^{-05} et 1.4×10^{-04} avant l'événement sédimentaire, et s'est ensuite établie entre 2.9×10^{-05} et 8.0×10^{-05} post-sédimentation, ce qui correspond à une diminution d'un ordre de grandeur. À 0,25 m de profondeur, la perméabilité s'échelonnait de 5.0×10^{-06} à 3.9×10^{-05} , avec une mesure moyenne post-sédimentaire se situant à 3.8×10^{-06} . Enfin, à 0,35 m, la perméabilité enregistrée initialement oscillait entre 2.4×10^{-06} et 4.0×10^{-05} , se stabilisant à 1.7×10^{-05} après la sédimentation.

Ces plages montrent les variations d'un ordre de grandeur de la perméabilité en surface à entre 15 et 25 cm de profondeur avant et après l'événement de sédimentation. Aux niveaux inférieurs, on n'observe pas de variation de la perméabilité avant et après sédimentation. Toutefois, à des profondeurs supérieures, les données révèlent des tendances mixtes, alternant entre augmentations et diminutions. Ces variations peuvent être le fruit de la nature hétérogène du substrat, de la dynamique propre à la sédimentation, ou d'autres variables géologiques et hydrologiques endémiques.

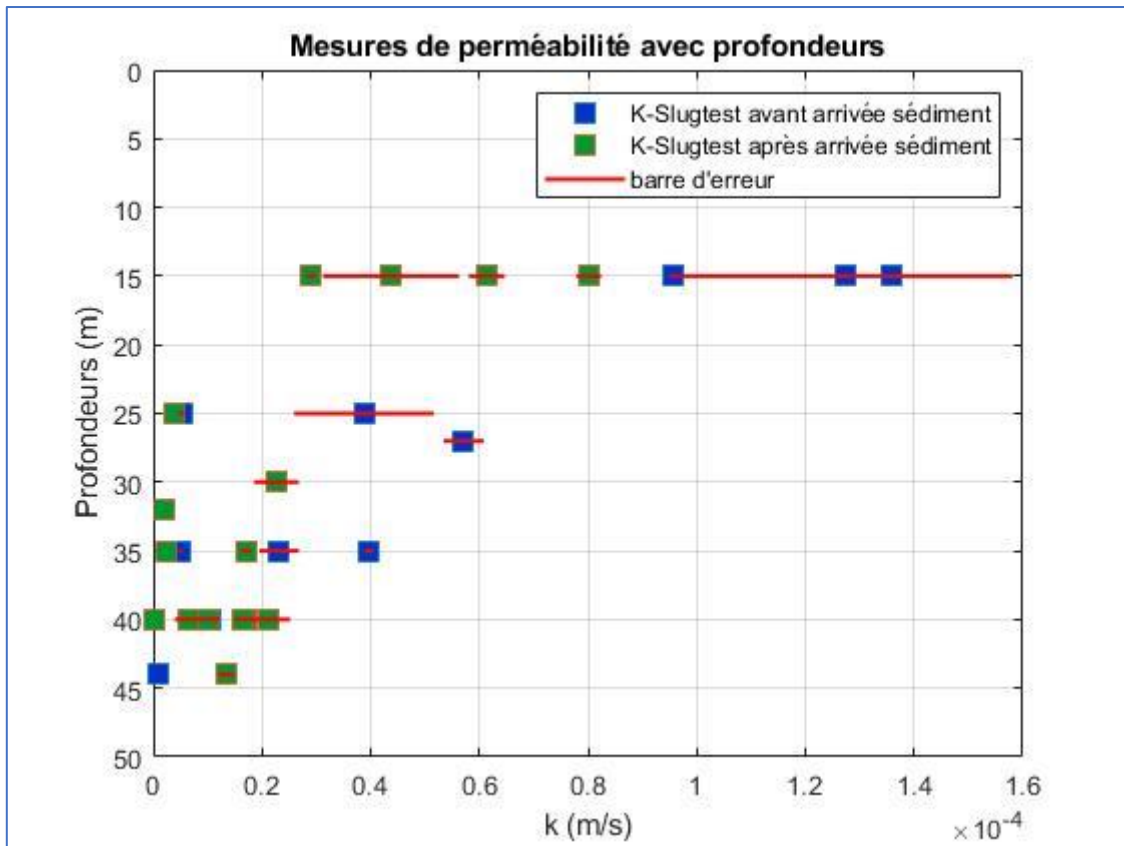


Figure 62 : Mesure de la perméabilité par slug test avant et après sédimentation sur la rivière Sélune aus ite de Signy

2.2.4. Comparaison des Conductivités hydrauliques calculées par les slug test et mesurées avec l'antenne CMD explorer

Afin de valider les perméabilités déduites des mesures de conductivité hydraulique fournies par l'antenne CMD, nous les avons confrontées aux données issues des slug tests. Toutefois, une difficulté majeure se présente lors de cette comparaison : les perméabilités obtenues à partir de l'antenne CMD correspondent à des mesures intégrées sur la profondeur d'investigation ainsi qu'horizontalement sur un rayon équivalent à cette profondeur, tandis que les données des slug tests reflètent des mesures très locales et ponctuelles (Figure 63).

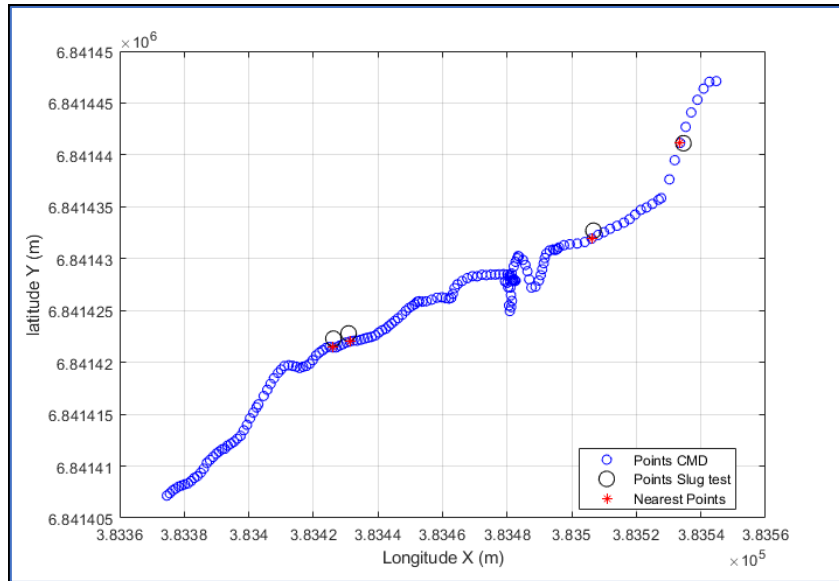


Figure 63 : Localisation des points mesurés : antenne (en bleu), slug test (en blanc) et points de comparaison de l'antenne avec les slug tests (en rouge)

Il est à noter que 75% du signal capté par l'antenne provient du substrat se trouvant au-dessus d'une profondeur égale au double de l'écart entre les bobines, comme illustré sur la (Figure 22). En soustrayant la part du signal portant sur la colonne d'eau (

Figure 64), nous trouvons que la profondeur réellement investiguée par la première couche se situe entre 0 et 50 cm

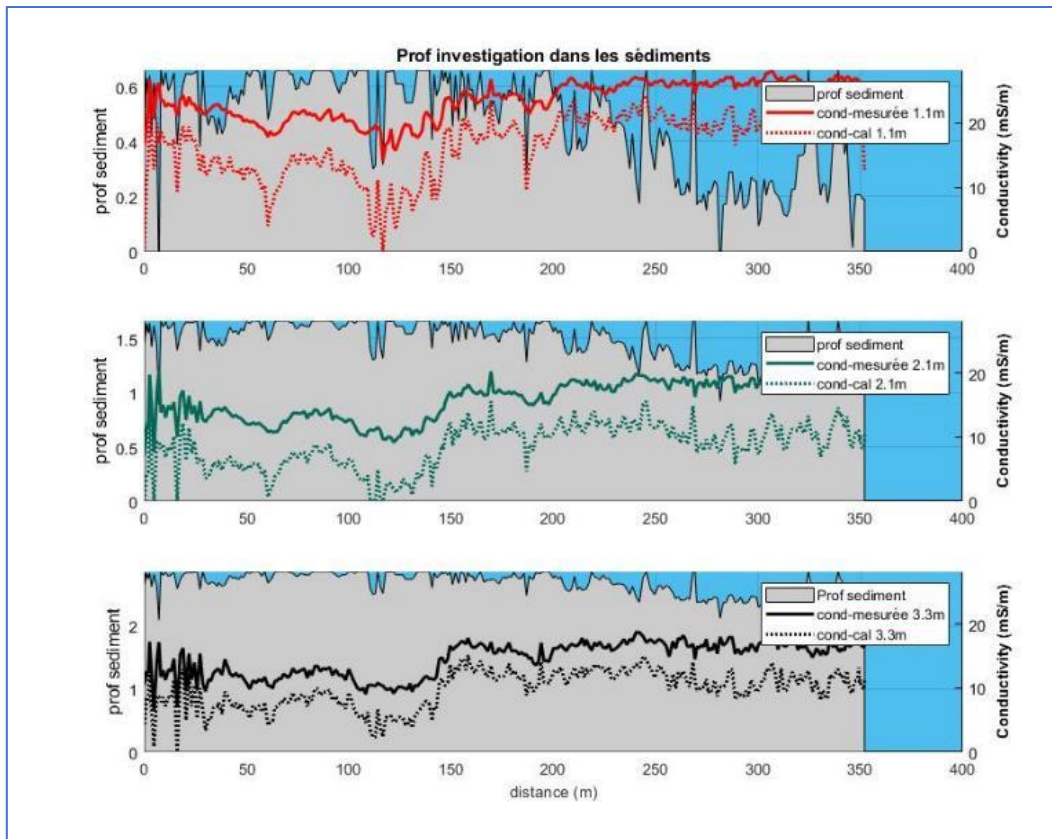


Figure 64 : Profondeur de sédiment investiguée

Lors de la détermination de la perméabilité en utilisant la formule proposée par (Mbonimpa et al., 2002) il est impératif de mesurer le paramètre d_{10} . Ce dernier représente les diamètres des grains pour lesquels 10% en poids du sédiment possède des grains de diamètre inférieur à ces valeurs spécifiées. En l'absence de données granulométriques représentatives du milieu, le paramètre d_{10} a été ajusté en tenant compte du contexte spécifique de l'étude et des informations fournies par les slug tests. Cette calibration, bien que basée sur des informations indirectes, vise à obtenir une estimation la plus proche possible de la réalité du terrain pour assurer la pertinence des calculs de perméabilité. La valeur de d_{10} trouvée est égale à $250 \mu\text{m}$, ce qui correspond à des sables fins et moyens selon le tableau de (Wentworth, 1922) avec les classes de taille et les diamètres correspondants en micromètres (μm) :

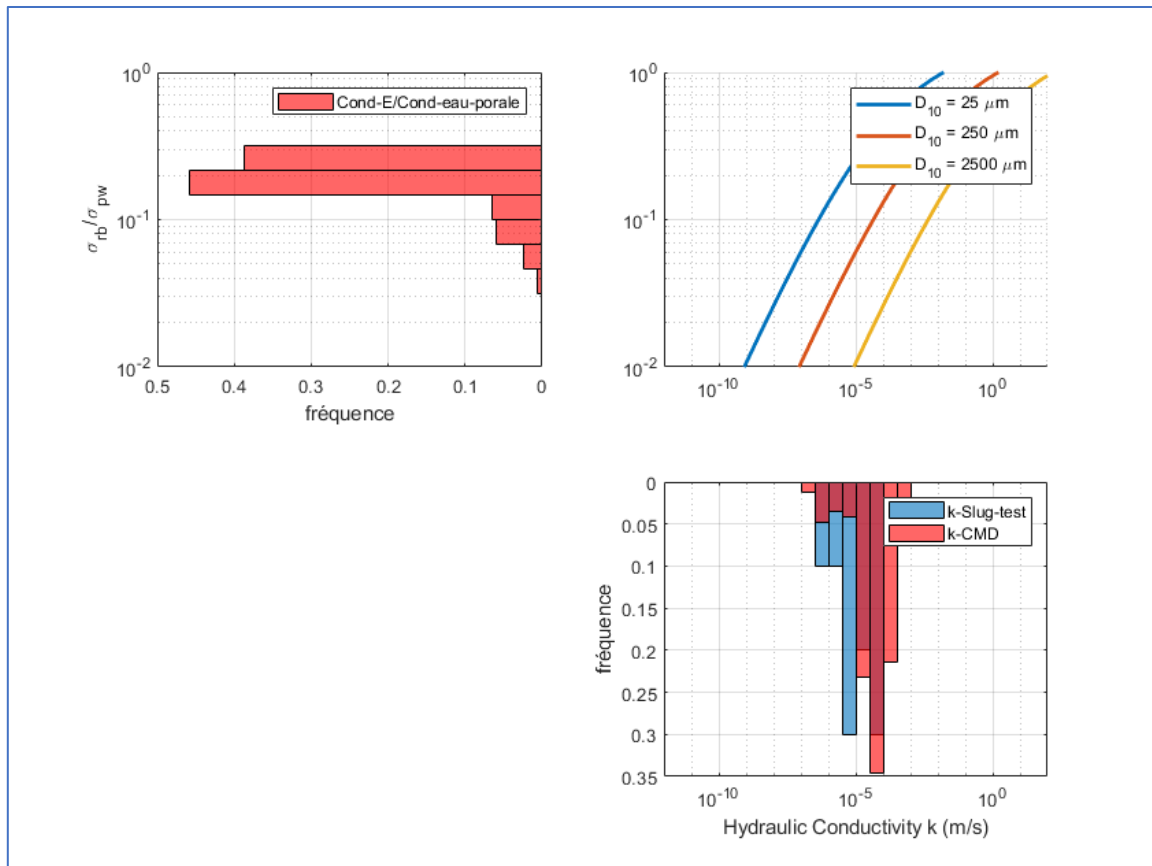


Figure 65 : Ajustement du paramètre d10 avec les données slug test

Il faut noter que les slug tests ont été faits sur deux zones différentes distantes de 100 m (Figure 63 et Figure 66). La Figure 69 indique que les valeurs du slug test obtenues en amont, mesurées entre 25 cm et 40 cm, se situent apparemment dans la même plage que les perméabilités déduites des mesures de l'antenne CMD, pour un d10 fixé à 250um. Cependant, en aval, les valeurs du slug test apparaissent nettement inférieures, présentant un ordre de grandeur moindre par rapport aux mesures effectuées par l'antenne CMD. Cette divergence s'explique principalement par la nature des mesures effectuées. L'antenne CMD fournit des estimations intégrées tant sur la profondeur d'investigation que latéralement.

Des tests ont révélé une résolution longitudinale de 4 m et latérale de 3 m, offrant une vue d'ensemble des propriétés du milieu. À l'inverse, les slug tests sont focalisés, apportant des informations très localisées à une profondeur définie.

L'utilisation d'antennes plus petites, avec une profondeur d'investigation limitée à 1 mètre, serait probablement plus adaptée, notamment pour des tests sur de petits cours d'eau. Cette approche pourrait permettre d'obtenir des données plus précises et plus comparables à celles des slug tests.

Néanmoins, malgré ces considérations, le CMD explorer reste un outil pertinent, en particulier dans des contextes sans présence significative d'argile et pour des hauteurs modérées. Il offre la possibilité d'estimer la perméabilité du milieu à plusieurs profondeurs et de suivre en temps réel les propriétés du lit de la rivière, telles que la porosité et la perméabilité. Il pourrait aussi permettre de suivre les gradients verticaux de conductivité électrique de l'eau porale, et ainsi informer sur la présence de zones d'infiltration ou d'exfiltration dans la zone hyporhéique. Pour cela, il faudrait réussir à découpler la part du signal de champ magnétique venant de variation texturale des sédiments de la part du signal venant des gradients de conductivité électrique de l'eau porale. Une piste d'analyse serait de faire l'hypothèse que les variations de conductivité électrique d'eau porale sont essentiellement verticales et transversales (du fait de l'écart entre la rivière et la nappe), alors que les variations granulométriques sont possiblement plus fortes longitudinalement, du fait des faciès d'écoulement. Toutefois, l'aspect stratigraphique des lits de rivières peut être dans certains cas assez important.

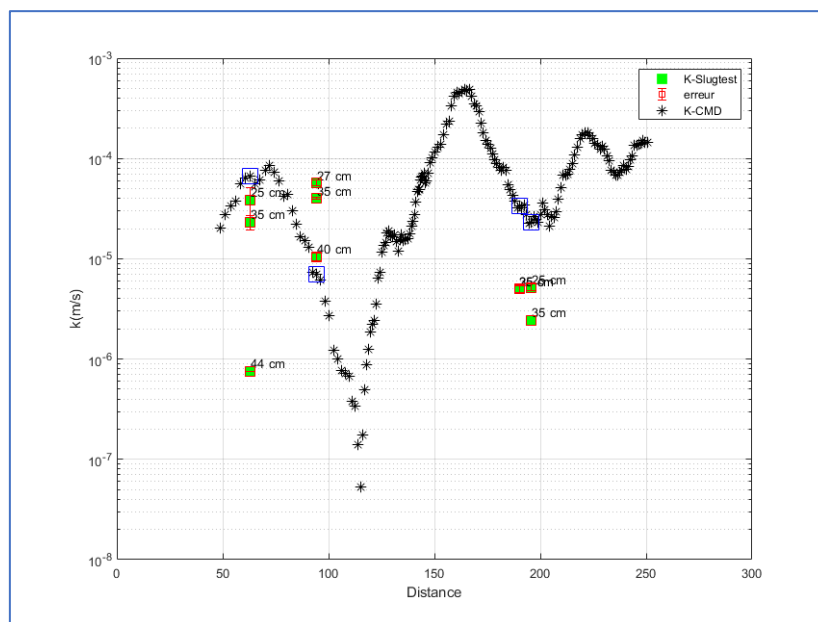


Figure 66 : Comparaison entre les perméabilités du slug test et la perméabilité du CMD explorer

En somme, l'évaluation de la perméabilité ou de la conductivité hydraulique du lit d'une rivière après l'arasement des barrages sur la Sélune peut être réalisée en combinant des techniques géophysiques, comme la mesure de la conductivité électrique, avec des lois empiriques, comme la loi d'Archie (G. E. Archie (2), 1947) et la loi de Kozeny-Carman modifiée par (Mbonimpa et al., 2002), pour estimer les propriétés du lit de la rivière, comme la porosité et la perméabilité.

Ces informations peuvent ensuite être utilisées pour comprendre la dynamique du colmatage et du décolmatage.

3. Analyses et interprétation des données de Molonari

En complément des mesures électro-magnétique renseignant sur les propriétés physiques du lit sédimentaires, nous étudions ci-dessus les forçages hydraulique et hydrogéologique imposant des gradients de pression entre la nappe et la rivière. Nous nous basons sur des dispositifs de mesure de pression différentielle (Molonari) qui permette une mesure locale des gradients de pression et donc une estimation de la direction et de l'amplitude des flux hyporhéiques.

3.1. Dynamique des flux hyporhéiques

Les dispositifs Molonari ont permis d'obtenir des chroniques de pression différentielle et de températures entre la surface du lit de la rivière et à 30 cm de profondeur. Ces informations mettent en lumière les interactions entre la rivière et la ZH (Figure 70). Dans notre configuration, les phases affichant des valeurs négatives traduisent l'infiltration due à la pression différentielle, tandis que les phases avec des valeurs positives signalent l'exfiltration de l'eau. Les variations de température décrivent la transmission du signal thermique depuis la surface jusqu'à 40 cm de profondeur. Ces variations sont provoquées par les changements quotidiens de la température atmosphérique, et se propage dans le lit de la rivière où la température reste relativement stable, mettant en lumière les périodes d'infiltration et d'exfiltration. Dans l'exemple de la figure 70, l'infiltration est prédominante. Les données étant recueillies en été, la température de l'eau est supérieure à celle de la ZH. Ceci se reflète sur la figure, montrant un gradient positif où la température baisse avec la profondeur avec un déphasage, en accord avec la phase d'infiltration détectée par la pression différentielle. Ces observations sont cohérentes avec ce que l'on attendrait pour une situation d'infiltration en été.

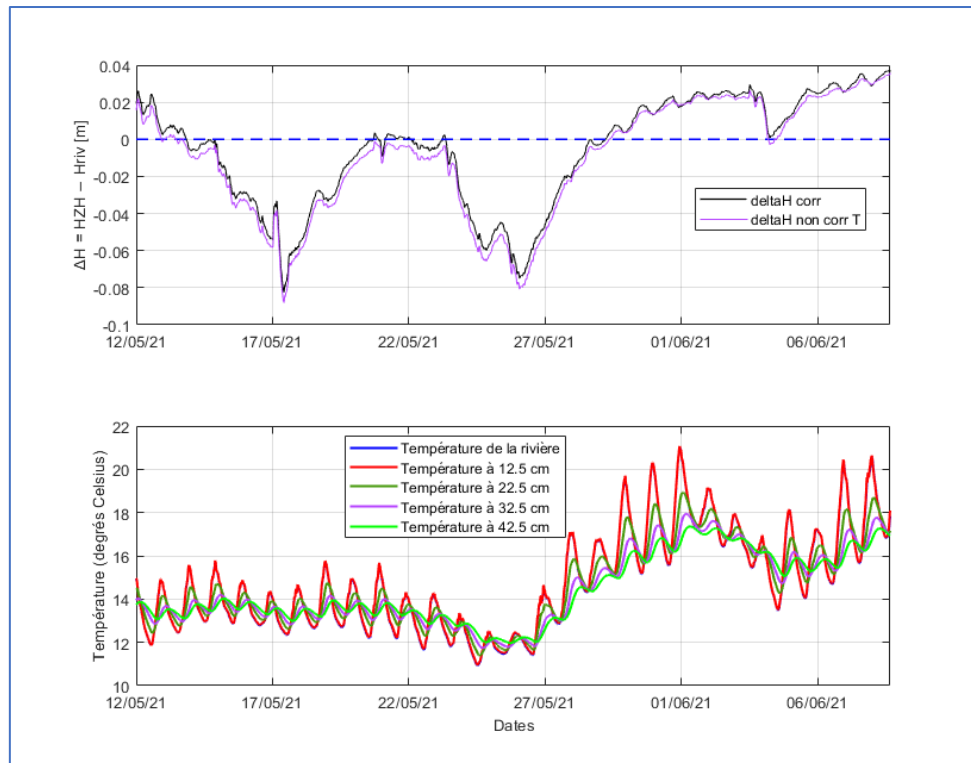


figure 67 : Variation de pression différentielle en fonction du temps (en noir, celle corrigée de l'effet de température, et en couleur, celle non corrigée) (graphique du haut) ; et variation de la température de la rivière à différentes profondeurs (graphique du bas), site de La Poissonnière.

Les données Molonari-Mini nous permettent d'étudier comment l'eau et la chaleur se déplacent verticalement dans les sédiments (Figure 68). L'outil Ginette a été utilisé pour modéliser les mouvements verticaux de l'eau et de la chaleur, il a présenté la méthodologie en détail (Cucchi et al., 2021). Les conditions définies pour cette modélisation incluent les différences de pression hydraulique entre la rivière et la ZH ainsi que les données thermiques obtenues à la surface de la rivière et à l'extrémité de la colonne ZH. Les enregistrements thermiques à 12, 22 et 32 cm contribuent à la détermination des flux hydrodynamiques et thermiques. Au début de la modélisation, les prédictions de pression thermique et hydraulique sont basées sur les états initiaux des domaines de température et de pression. Pour réduire la prédominance de ces états initiaux, une phase préliminaire d'une journée est introduite puis exclue des observations. Cette modélisation s'appuie sur l'idée que la circulation de l'eau et de la chaleur est strictement verticale et que tout écart dans les mouvements ou les caractéristiques hydrothermiques au sein de la ZH est jugé minimal.

Les figures de température montrent comment les changements de température pendant la journée varient en fonction de la profondeur (Figure 68a). Les mouvements de chaleur liés à l'écoulement de l'eau (flux advectifs) mettent en évidence l'alternance entre ces deux phases : (flux négatifs (-10 à 0 W/m²)) et flux positifs (0 à 10 W/m²) indiquant des périodes des périodes

d'infiltration et d'exfiltration entre la rivière et la zone hyporhéique. Cela peut être dû à divers facteurs, tels que les fluctuations du niveau de la rivière et la dynamique de l'écoulement de la rivière. (Figure 71b).

La Figure 69, présentant l'estimation du flux hyporhéique grave à l'inversion du modèle de transport, confirme le fait qu'il existe des périodes où la vitesse de l'eau est négative et d'autres où elle est positive (infiltration ou exfiltration). La direction des flux de chaleur par advection dépend directement de cette vitesse. Quand la vitesse est négative, cela indique un système d'infiltration, tandis qu'une vitesse positive traduit un système d'exfiltration, où l'eau circule de la zone hyporhéique (ZH) vers la rivière.

Cependant, les mouvements de chaleur par contact direct (flux conductifs) présentent plus de flux conductifs positifs prédominants et occasionnels flux conductifs négatifs (Figure 68c). La zone hyporhéique est généralement plus fraîche que la rivière pendant l'été, un flux conductif positif signifie que la chaleur de la rivière se déplace vers la zone hyporhéique pour équilibrer la température. Dans ce scénario, la rivière, étant plus chaude, transmet sa chaleur vers les couches plus froides de la zone hyporhéique. Même en été, il peut y avoir des périodes (peut-être la nuit ou lors de jours plus frais) où la température de la rivière diminue temporairement, faisant de la zone hyporhéique la zone la plus chaude. Pendant ces périodes, la chaleur de la zone hyporhéique se déplacerait vers la rivière, ce qui pourrait expliquer les flux conductifs négatifs occasionnels.

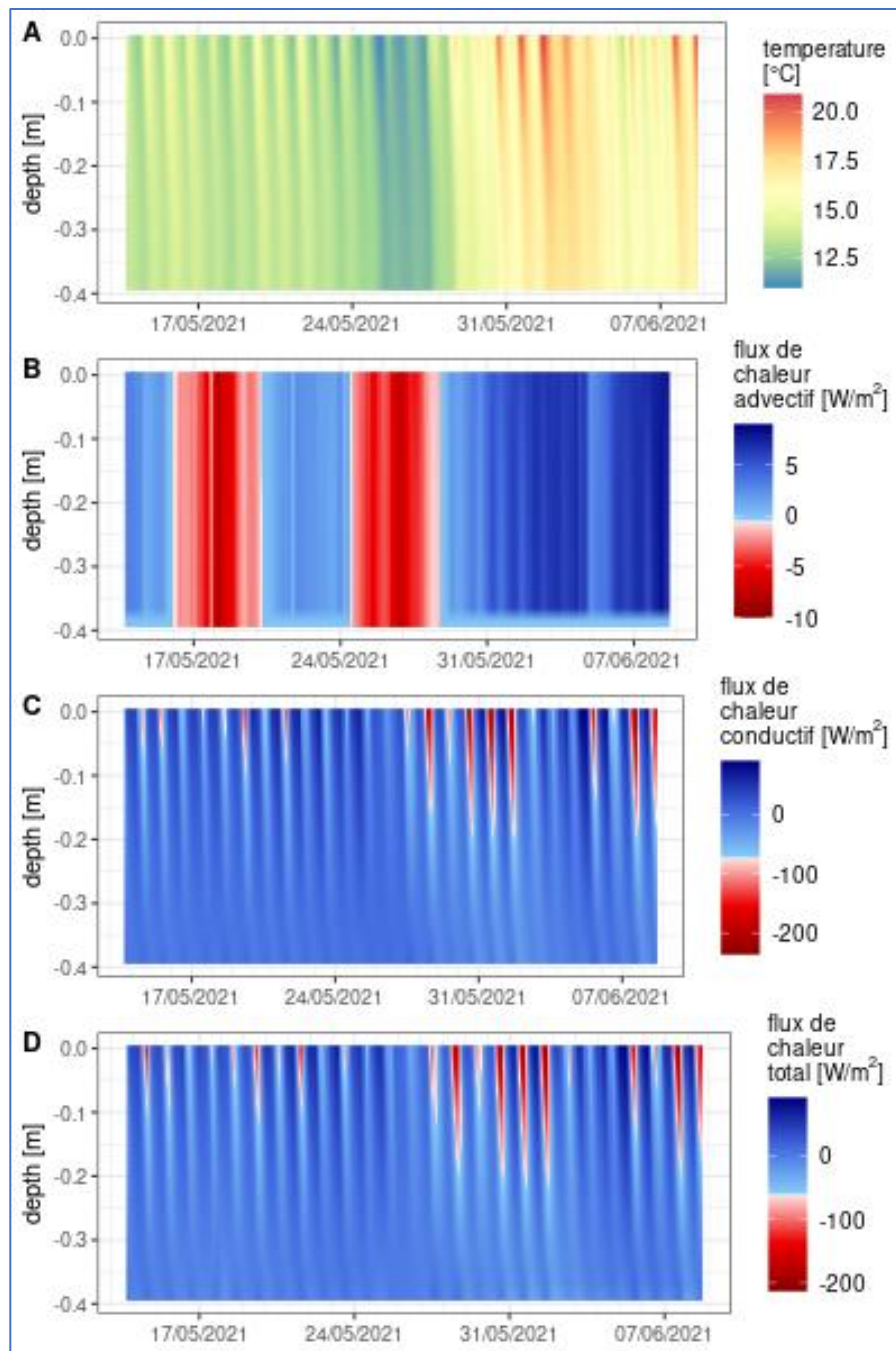


Figure 68 : Modélisation avec le modèle Ginette (Cucchi et al., 2018b) de la répartition verticale : de la Température (A), du Mouvement advectif thermique (B), de la transmission conductive thermique (C), et de l'accumulation thermique totale (D) : à partir des chroniques de températures de pression différentielle mesurées sur le (site de La Poissonnière) entre 15 mai 2021 et 9 juin 2021.

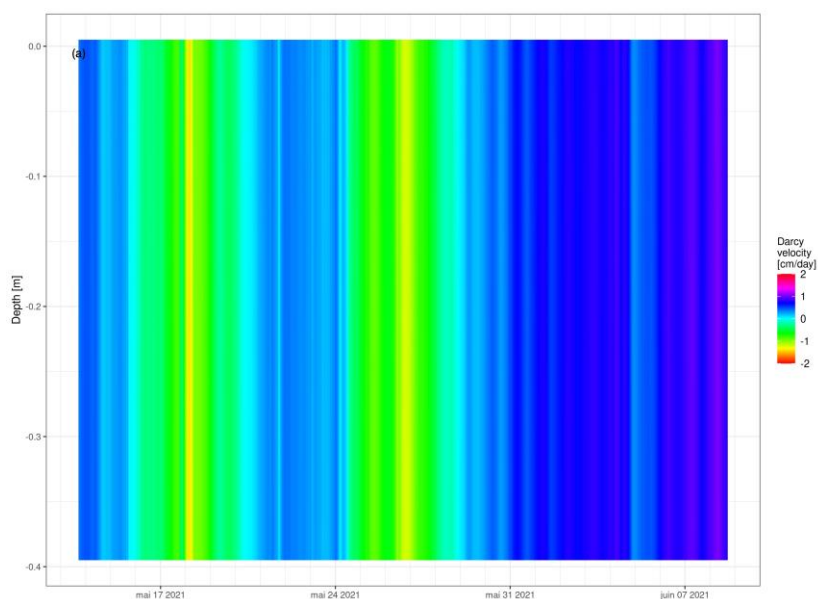


Figure 69 : Simulation avec le modèle de Ginette (Cucchi et al., 2018b) de la vitesse d'écoulement de l'eau dans la zone hyporhéique à partir des chroniques de températures de pression différentielle mesurées sur le site de La Poissonnière) entre 15 mai 2021 et 9 juin 2021

3.2. Impact des crues sur le fonction de la zone hyporhéique

Ici, nous mettons en évidence le rôle des crues dans l'alternance des phase d'infiltration et d'exfiltration enregistrées par les Molonari. En ce qui concerne, le site de la Poissonnière, en intégrant les données relatives à la hauteur de la rivière et à celle de la nappe phréatique (Figure 70), il est clairement apparent que les deux phases d'infiltration correspondent à une montée des niveaux d'eau dans la rivière, donc à deux événements de crue. Pendant les crues, quand la hauteur de la rivière s'accroît, le niveau de la nappe monte simultanément. Durant ces moments, les dispositifs Molonari enregistrent des phases d'infiltration. En revanche, en période normale quand le niveau diminue, la tendance s'inverse et les phases d'exfiltration dominant (Figure 70). Cependant, la zone hyporhéique, sur le site de Signy (Figure 71) semble insensible aux variations de la hauteur d'eau.

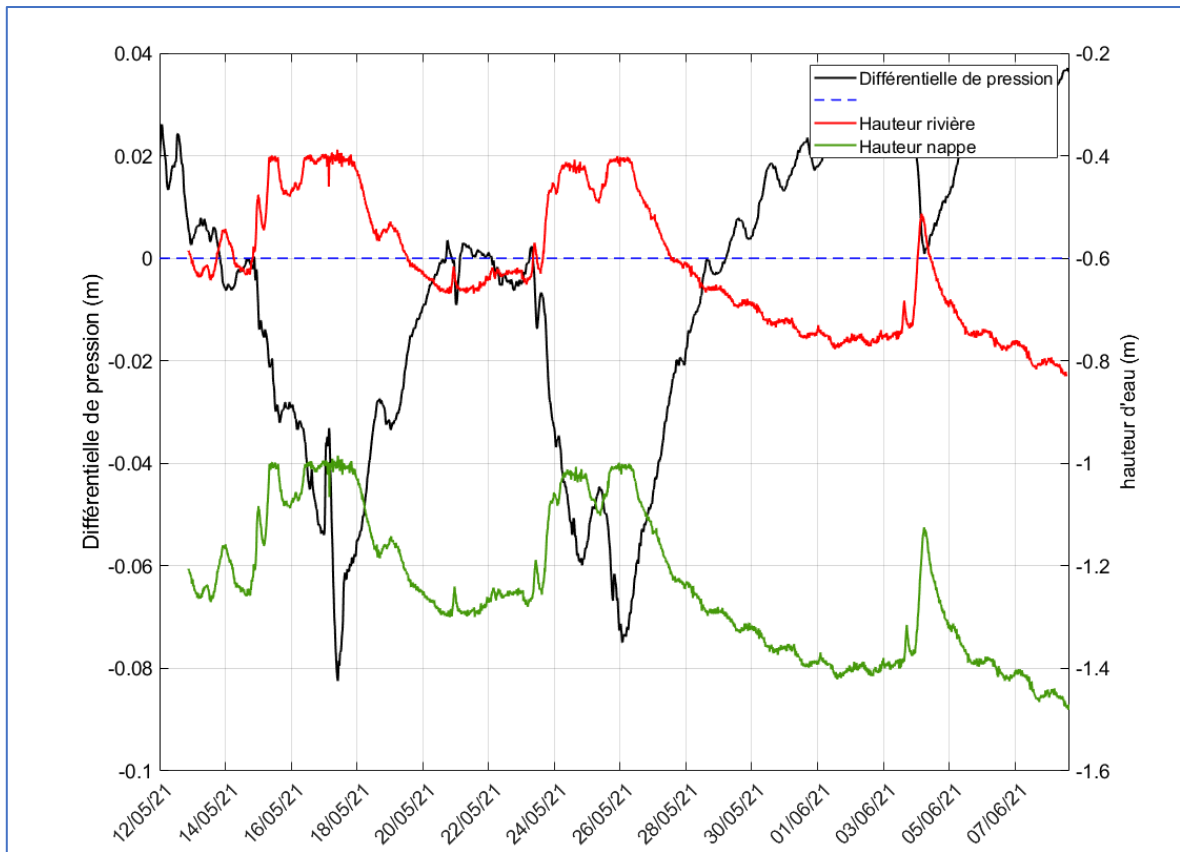


Figure 70 : variation de la pression différentielle dans les sédiments à 30 cm de profondeur, de la hauteur d'eau dans la rivière et du toit de la nappe sur la rive à la Poissonnière

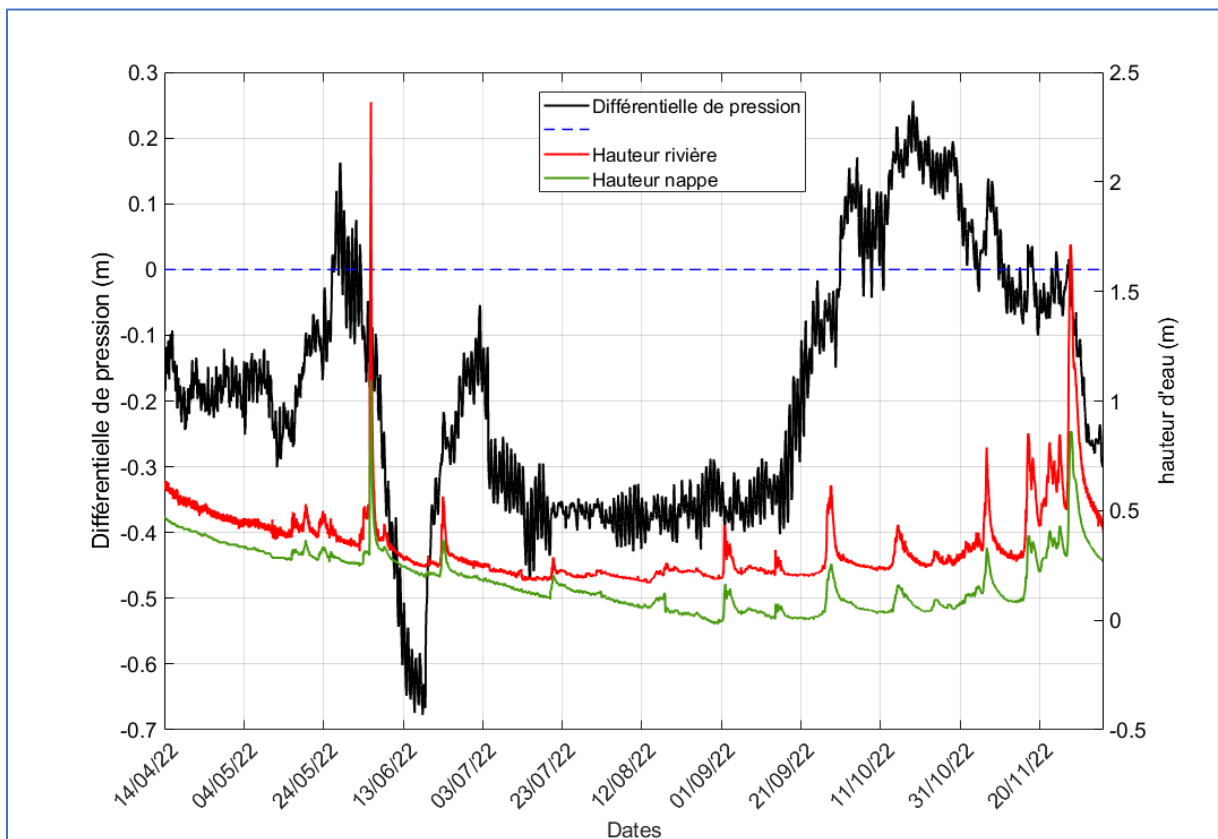


Figure 71 : variation de la pression différentielle dans les sédiments à 30 cm de profondeur, de la hauteur d'eau dans la rivière et du toit de la nappe sur la rive à Signy

3.3. Comparaison des flux en amont et aval d'un cône alluvial

Le site de la "Poissonnière" est intéressant en raison de la présence d'un cône alluvial situé sur la rive droite de la rivière. Ce dépôt crée une accélération importante de l'écoulement de la rivière, et donc un gradient de charge hydraulique important entre l'amont et l'aval. Cette situation est intéressante du point de vue de la zone hyporhéique, car elle est connue pour générer des circulations hyporhéiques importantes qui s'ajoutent aux échanges entre la nappe et la rivière à plus grande échelle. Nous avons donc mis en place des dispositifs de Molonari en amont et en aval de ce dépôt de colluvions (Figure 72).



Figure 72 : Positions des dispositifs Molonari sur le dépôt de colluvions à la Poissonnière

La Figure 73 montre une relation intéressante entre la hauteur d'eau dans la rivière et les flux associés dans la zone hyporhéique. Lorsque la hauteur d'eau augmente en amont du système, cela conduit à une élévation de la pression, poussant l'eau vers la zone hyporhéique, résultant en des phases d'infiltration. Cela peut être interprété comme une conséquence directe de la dynamique hydrologique : une montée des eaux en amont crée une pression qui force l'eau à s'écouler vers des zones de moindre pression, dans ce cas, la zone hyporhéique.

En revanche, en aval du système, le phénomène observé est différent. L'exfiltration, bien que limitée, semble être légèrement positive pendant les crues, signifiant que l'eau de la zone hyporhéique retourne vers la rivière. Cela est en accord avec l'existence d'une circulation hyporhéique au cône alluvial et à une charge amont supérieure à la charge. Cette distinction entre l'amont et l'aval met en évidence l'importance des gradients hydrauliques locaux dans le contrôle des échanges entre la rivière et sa zone hyporhéique.

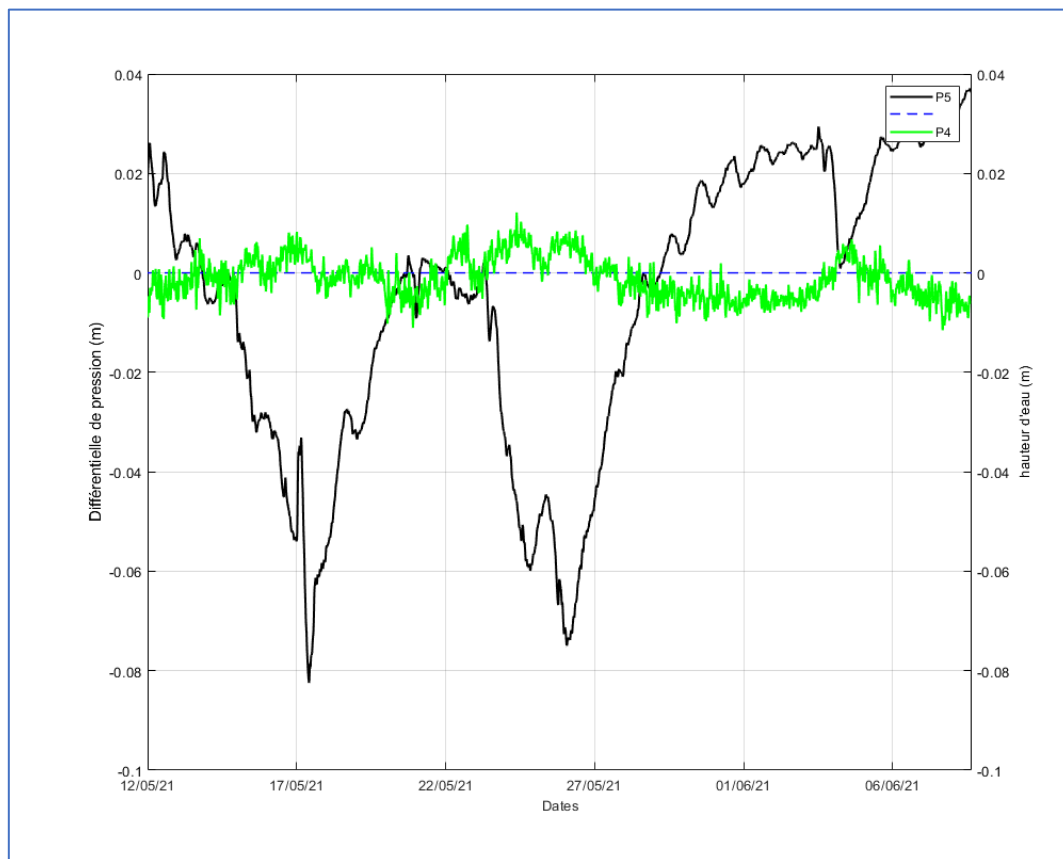


Figure 73 : Variation des pressions différentielles à 30 cm à l'amont (P5) et à l'aval (P4) du dépôt de colluvion à la Poissonnière

3.4. Comparaison entre les gradients nappe-rivière et la mesure locale des Molonari

Dans la figure 74, nous comparons le gradient de pression local mesuré par les Molonari en amont du dépôt sédimentaire, au gradient de hauteur d'eau entre le niveau de la nappe mesuré dans les berges et le niveau de la rivière. Cette analyse a pour but de comparer les flux hyporhéiques latéraux (mesurés par le gradient nappe-rivière) aux flux verticaux (mesurés par le dispositif Molonari). Le gradient nappe-rivière indique que l'eau s'infiltré toujours de la rivière vers la nappe, avec une infiltration moins prononcée lors des crues, à l'opposé du signal Molonari. Cette apparente contradiction peut être encore une fois expliquée par l'existence d'une

cellule d'écoulement hyporhéique locale, essentiellement verticale, due au dépôt sédimentaire. Bien que les flux latéraux entre la nappe et la rivière aient leur dynamique propre pendant les crues (la nappe montant plus vite que la rivière), les flux verticaux sont très influencés par la différence de charge amont aval, et imposent un signal d'infiltration fort pendant les crues.

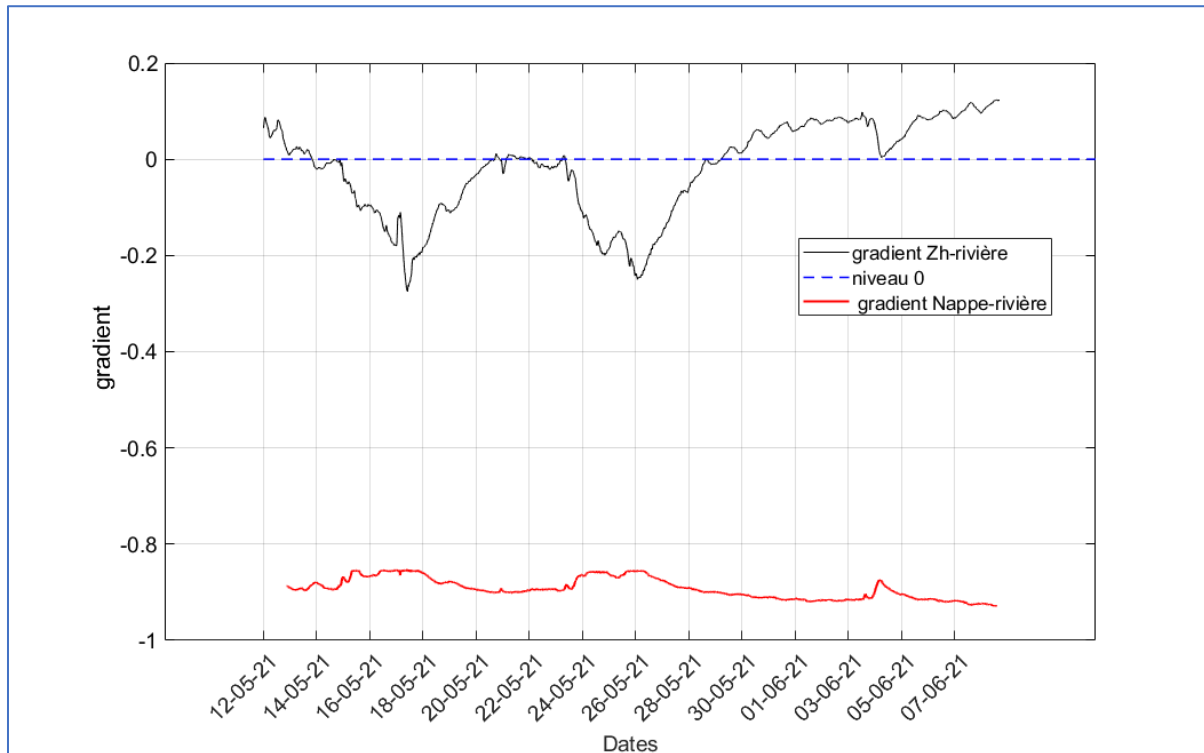


Figure 74: Variation du gradient nappe-rivière et de la pression différentielle à 30 à cm dans les sédiments à La Poissonnière

3.5. Variation de la perméabilité en fonction du temps

La connaissance des gradients de pression locaux grâce aux dispositifs Molonari, ainsi que des gradients régionaux grâce à la piézométrie pourrait permettre de mettre en évidence des variations dans les flux hyporhéiques attribués à un changement de perméabilité locale ou à une redistribution des cellules de flux.

Pour comprendre cela, considérons deux milieux sédimentaires unidirectionnels associés à la mesure piézo et à la mesure Molonari, nommés Système 1 et Système 2. Nous utilisons la loi de Darcy pour chacun, nous pouvons établir un rapport entre leurs gradients hydrauliques et perméabilités.

Pour le Système 1 :

$$Q_1 = -K_1 * A_1 \frac{\Delta h_1}{\Delta l_1}$$

Pour le Système 2 :

$$Q_2 = -K_2 * A_2 \frac{\Delta h_2}{\Delta l_2}$$

Supposons maintenant que les deux systèmes aient le même débit du fait de la conservation des flux, c'est-à-dire $Q_1=Q_2=Q$ et les mêmes surfaces de section transversale $A_1=A_2=A$.

La perméabilité relative des deux systèmes peut être relié au ratio des gradients hydrauliques :

$$\frac{K_1}{K_2} = \frac{\frac{\Delta h_2}{\Delta l_2}}{\frac{\Delta h_1}{\Delta l_1}}$$

Si le rapport entre les gradients hydrauliques des deux systèmes varie dans le temps, cela peut donc indiquer l'existence de deux phénomènes (i) la possibilité de changement local de perméabilité (colmatage) ou (ii) la redistribution des flux hyporhéique par la non-conservation des flux (Q_1 n'étant plus égal à Q_2).

La possibilité (i) de colmatage est l'une des raisons courantes pour lesquelles la perméabilité d'un système pourrait diminuer. Lorsqu'un système est colmaté, les voies à travers lesquelles l'eau circule se bouchent ou se réduisent, que ce soit à cause des sédiments, de la croissance biologique, ou d'autres matières. Cela réduit l'espace disponible pour que l'eau s'écoule, rendant ainsi le milieu moins perméable.

La possibilité (ii) indiquerait la présence de cellule de flux hyporhéiques complexes, invalidant le modèle unidirectionnel considéré ci-dessus. C'est le cas pour nos données à la Poissonnière qui montre que les variations du rapport de gradient sont largement anti-corrélées à l'échelle temporelle d'une crue, mais retrouve leur écart initial à la suite de la crue (Figure 75 : Rapport de gradient hydraulique entre la rivière et à 30 cm dans les sédiments et le gradient hydraulique nappe).

Lors d'une crue, l'eau peut s'infiltrer plus rapidement dans la zone hyporhéique en raison de l'augmentation de la pression hydraulique dans la rivière, ce qui crée une zone spécifique de

flux d'eau déconnectée de l'écoulement habituel entre la nappe souterraine et la rivière. Cette observation est importante pour comprendre comment les crues peuvent influencer les processus d'infiltration et d'interaction entre l'eau de surface et l'eau souterraine dans la zone hyporhéique.

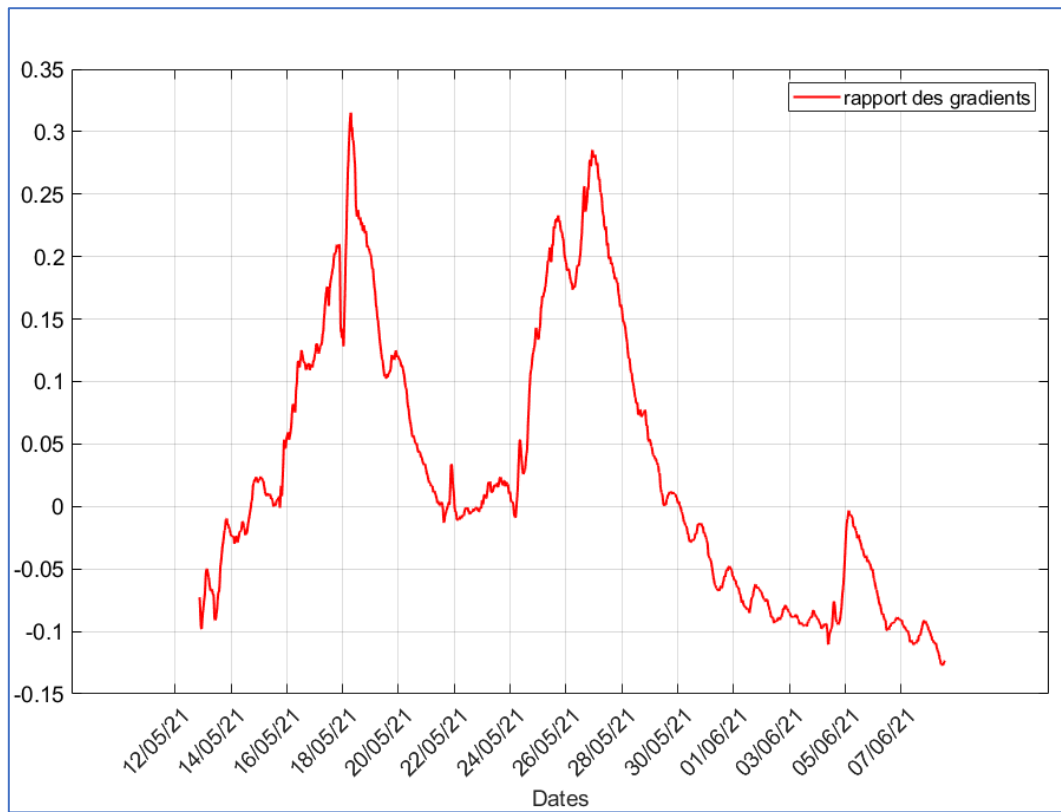


Figure 75 : Rapport de gradient hydraulique entre la rivière et à 30 cm dans les sédiments et le gradient hydraulique nappe-rivière à La Poissonnière

Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons montré comment les paramètres physiques de la zone hyporhéique et les forçages hydrauliques pouvaient varier dans le temps et l'espace. Nous avons utilisé la mesure électro-magnétique de conductivité électrique comme un proxy pour connaître les variations de perméabilité dans le lit sédimentaire de la rivière.

L'arasement de barrages, à l'image de celui de la RQB, engendre indubitablement une cascade d'effets sur la dynamique des rivières. Les perturbations entraînées par cette intervention ont des implications majeures, notamment en termes de perméabilité, qui se manifestent directement au niveau du lit de la rivière. L'usage de l'antenne CMD, s'est avéré un outil intéressant ($\pm 4\%$ à 50 mS/m) pour déceler et comprendre les modifications physiques du lit. Cette technique relativement simple et rapide à mettre en œuvre est capable de mesurer des variations longitudinales et verticales de la conductivité électrique du lit, en soustrayant la composante du signal attribuable à la colonne d'eau. Notre étude, menée en juillet 2023 avec l'antenne, a mis en évidence une modification de la conductivité électrique suite à l'arrivée des sédiments fins et argileux à Signy. En adoptant conjointement la loi d'Archie et la loi de Kozeny-Carman, nous montrons qu'il est possible d'estimer la perméabilité du lit à partir des données de conductivité électrique, bien qu'une incertitude importante demeure notamment sur la valeur du paramètre d_{10} , que l'on n'a pas mesuré indépendamment. Les slug tests ont été utilisés pour valider cette méthode, et ont aussi révélés des variations importantes de la perméabilité à des profondeurs allant de 15 à 25 cm.

Les données de pression différentielles recueillies via les outils Molonari et piézométriques offrent, quant à elles, des éclairages fondamentaux sur la dynamique des flux hyporhéiques, nous permettant d'identifier des périodes d'infiltration et d'exfiltration. Ces outils, associés à des capteurs thermiques distribués, nous renseignent également sur les flux thermiques et les variations de température au sein de la zone hyporhéique, et permettent de remonter à la quantification des flux d'eau.

Au-delà de cette évaluation purement physique des propriétés et des forçages de la zone hyporhéique, l'association de ces données à des mesures de gradients chimique (conductivité électrique, oxygène dissous) de la zone hyporhéique ouvre la porte à la compréhension du transport d'espèces dissoutes, conservatives ou réactives, importante dans le fonctionnement biogéochimique de la zone hyporhéique, et de sa réponse à de grandes perturbations, telles que

celles engendrées par les crues ou l'arasement d'un barrage. C'est ce que nous considérons dans le chapitre suivant.

Chapitre III : Dynamique des gradients physico-chimiques dans la zone hyporhéique

Introduction

Ayant analysé les forçages hydrauliques et sédimentaires à l'œuvre sur la zone hyporhéique lors du chapitre 3, nous analysons dans ce chapitre comment ces forçages agissent sur le transport de solutés à travers la zone hyporhéique. En particulier, nous chercherons à comprendre l'origine des gradients physico-chimiques verticaux qui s'établissent sous l'effet des flux hyporhéiques et des flux nappe-rivière.

Nous distinguons le transport dit "conservatif" où les solutés ne subissent pas (ou peu) de modifications lors de leur transport par les flux hyporhéiques, du transport dit "réactif" où les solutés sont continuellement dégradés (ou produits) par des réactions biogéochimiques dans les sédiments. Le transport conservatif est étudié à l'aide de la conductivité électrique de l'eau porale, qui est peu modifiée sur des temps courts, ainsi que de la température de l'eau, dont l'évolution suit une équation de transport conservatif (avec emmagasinement du sédiment). Le transport réactif est lui étudié par la concentration en oxygène dissous, qui est consommé par la biomasse présente dans les sédiments.

La concentration d'oxygène dissous au sein de la zone hyporhéique reflète les interactions biologiques, chimiques, et physiques en jeu dans les sédiments. Entre l'automne 2021 et le printemps 2023, une exploration de ces concentrations a été conduite sur divers sites, en mettant un accent particulier sur les sites de Signy et Virey. Les données, recueillies à différentes profondeurs directement au sein du lit sédimentaire, ont dévoilé des dynamiques singulières, influencées par les épisodes de crue et les mouvements sédimentaires.

En effet, des événements tels que la dynamique de l'eau entre infiltration et exfiltration, ainsi que l'impact sédimentaire, notamment suite au rétablissement de la continuité hydro-sédimentaire sur la Sélune en mai 2022, ont également été identifiés comme des déterminants clés de la concentration d'oxygène sur le site de Signy.

Ce chapitre est organisé comme suit. Nous mettons d'abord en évidence les principales périodes d'infiltration et d'exfiltration dans notre site d'étude et leur influence sur les gradients de conductivité électrique (section 1) et de température (section 2). Ensuite, nous étudions le transport de l'oxygène dissous et son évolution annuelle (Section 3). Finalement, nous étudions

les modifications subies par les gradients d'oxygène du fait évènements plus brefs lors de crues (section 4).

1. Dynamiques de la conductivité électrique de l'eau porale, un indicateur des échanges entre la rivière et la zone hyporhéique

La conductivité électrique est un paramètre fondamental dans les études hydrogéochimiques, servant de traceur conservatif en raison de sa faible influence par les processus chimiques dans l'eau. Elle dépend principalement des strates géologiques traversées par l'eau et du temps écoulé entre les zones de recharge et de décharge. Dans les eaux souterraines, cette conductivité électrique est particulièrement sensible aux couches géologiques et aux interactions hydrogéologiques. En revanche, pour les eaux de surface, la conductivité électrique varie selon les apports de la surface, les sources souterraines et les processus de dégazage. Elle y est souvent plus faible que dans la nappe, produisant un fort gradient de conductivité électrique au niveau de l'interface hyporhéique.

La présence de gradients notables de conductivité électrique entre les nappes phréatiques et les rivières est un indicateur du mélange entre ces deux entités. Ces gradients résultent souvent de différences dans le transport et le mélange des eaux de surface et des eaux souterraines. Utiliser la conductivité électrique comme traceur permet de mieux détecter et comprendre les échanges d'eau entre nappes et rivières.

1.1. Conductivité électrique

Sur le site de Signy, comme indiqué dans la (Figure 78), des mesures de conductivité électrique ont été obtenues à diverses profondeurs sur une période s'étendant du 18 octobre 2021 au 2 mai 2023. En étudiant en profondeur les interactions hydrodynamiques entre la nappe phréatique, la zone hyporhéique et le cours d'eau de la rivière, nous avons identifié des variations temporelles dans les gradients. Ces variations nous ont permis de déterminer précisément les périodes où l'eau s'infiltre depuis la surface vers les nappes souterraines, et à l'inverse, où elle ressort des nappes pour rejoindre la surface. La conductivité électrique de la nappe présente des variations avec une période de 30 jours, fluctuant entre 395 et 520 $\mu\text{S}/\text{cm}$. À l'inverse, la conductivité électrique mesurée à 30 cm affiche une relative stabilité autour d'une moyenne de 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$ tout au long de la période d'observation. Quant à la conductivité électrique de la rivière et celle enregistrée à 15 cm, elles révèlent des fluctuations synchrones, alternant entre

des valeurs élevées et basses. Il est intéressant de noter que durant certaines périodes, ces deux niveaux affichent des conductivités électriques semblables. Ces périodes doivent correspondre à de l'infiltration de l'eau de rivière vers la nappe, puisque la conductivité électrique à 15cm est similaire à la rivière. Il existe aussi des moments où la conductivité électrique à 15 cm dépasse celle de la rivière, et semble être en opposition de phase avec cette dernière qui continue de baisser à la période. Ces périodes correspondent à de l'exfiltration de l'eau de nappe vers la rivière. La conductivité électrique à 30 cm (dont les valeurs ont été ajustées, car la sonde a subi un shift à l'intervention sur le terrain), montre une certaine, témoignant, l'existence d'une zone d'équilibre entre la nappe et la zone hyporhéique. L'eau de nappe, plus conductrice, augmente la conductivité électrique à 15cm. Ces périodes d'infiltration et d'exfiltration sont illustrées dans la (Figure 78), où les bandes en couleur violet clair correspondent aux phases d'infiltration et les bandes en couleur vert clair à l'exfiltration.

1.2. Comparaison avec la mesure de pression différentielle et hauteur d'eau

Afin de valider les périodes d'infiltration et d'exfiltration déduites par la dynamique de conductivité électrique, nous avons aussi représenté sur la (Figure 77) la hauteur de la rivière en noir, la hauteur de la nappe en bleu, ainsi que la différence de pression entre la rivière et la zone hyporhéique. Tout au long de la période de mesure, nous observons que la nappe se situe sous le niveau de la rivière, et les deux hauteurs fluctuent de manière similaire en réponse aux crues. Cela suggère une tendance générale à l'infiltration dans le système. Cette tendance est confirmée par les données du capteur de pression différentielle, où des valeurs inférieures à zéro (selon notre référence ($H_{zh} - H_{nappe} < 0$)) indiquent une prédominance de l'infiltration sur l'exfiltration. Toutefois, il est à noter que la dynamique du gradient entre la nappe et la rivière ne semble pas suivre la même tendance que les hauteurs.

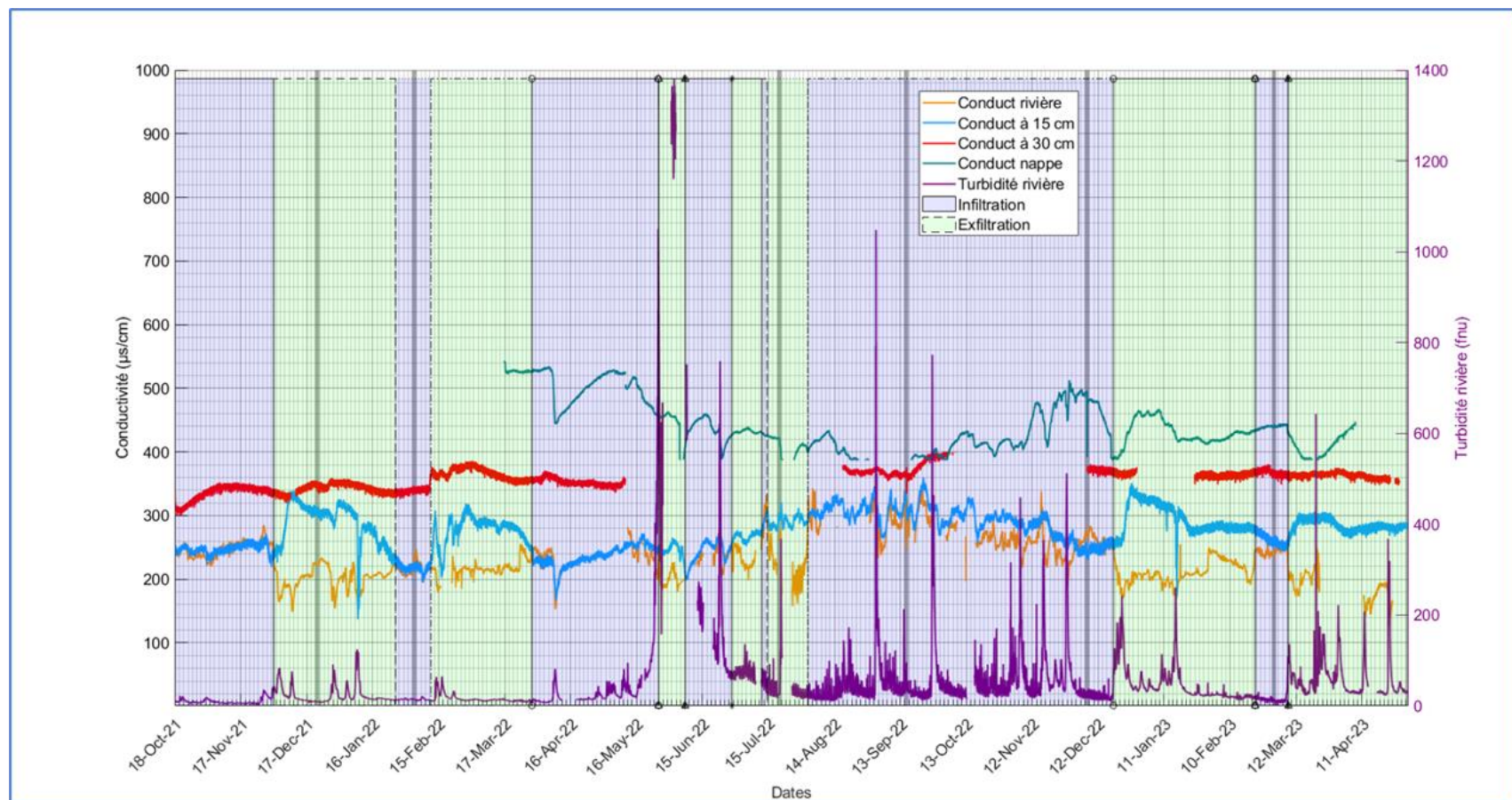


Figure 76 : Variabilité de la turbidité et de la conductivité électrique dans la rivière, la zone hyporhéique (à 15 et 20 cm) et la nappe du site de Signy entre 18 octobre 2021 et au 2 mai 2022.(barre foncée verticale indiquant une date d'intervention sur le terrain). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivité électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.

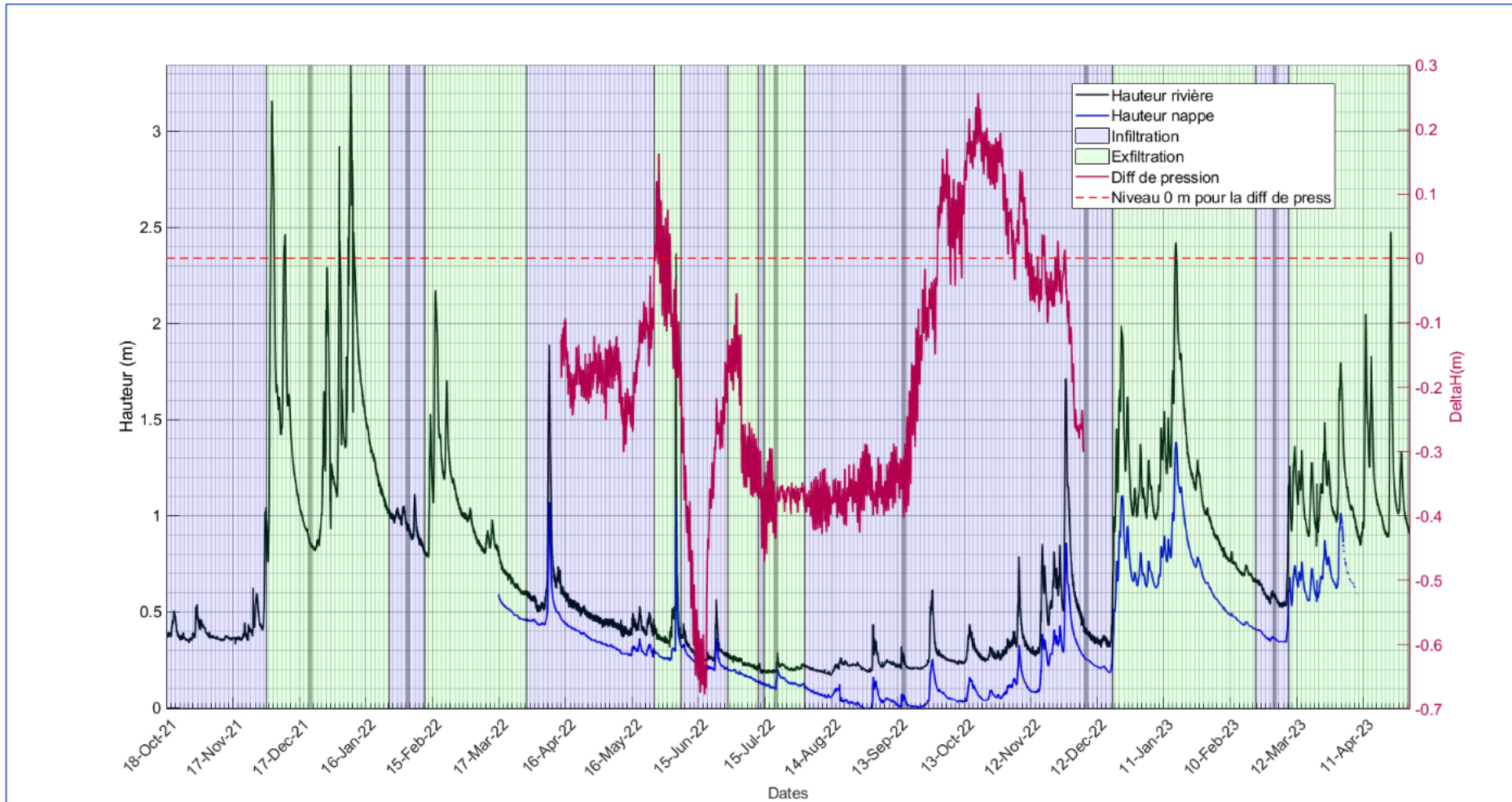


Figure 77 : Variabilité de la hauteur dans la rivière et de la nappe (axe Y gauche) et pression différentielle entre les sédiments et la rivière (axe y droite) : site de Signy entre 18 octobre 2021 et au 2 mai 2022. (barre foncée verticale indiquant une date d'intervention sur le terrain). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière/

En examinant de plus près la période s'étendant du 18 octobre 2021 au 31 janvier 2022 (Figure 78), nous identifions une phase d'infiltration du 18 octobre au 2 décembre 2021, puis une transition vers une phase d'exfiltration du 2 décembre 2021 au 31 janvier 2022. Durant les phases d'infiltration, il est remarquable que la conductivité électrique demeure relativement stable, que ce soit dans la rivière elle-même ou à des profondeurs de 15 cm. La courbe de conductivité électrique de la rivière coïncide avec celle mesurée à 15 cm, avec des valeurs avoisinant une moyenne de 240 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cela suggère donc une infiltration de l'eau de la rivière jusqu'à 15 cm de profondeur dans la zone hyporhéique. Concernant la turbidité, elle varie entre 3 et 20 NFU jusqu'au 27 novembre 2021. Toutefois, à partir du 28 novembre 2021, des pics notables et consécutives du 28 novembre au 10 décembre sont observés. Ces augmentations sont suivies d'une période de baisse, avant de remonter entre le 27 décembre et le 11 janvier 2022. Ces variations de turbidité correspondent en partie aux épisodes de crues, comme illustré sur la (Figure 79).

Pendant ces épisodes de crue et la hausse correspondante de la turbidité, on constate une baisse de la conductivité électrique de la rivière qui fluctue ensuite entre 160 et 230 $\mu\text{S}/\text{cm}$ du 2 décembre 2021 au 31 janvier 2022. Parallèlement, une augmentation de la conductivité électrique est remarquée à 15 cm de profondeur.

La hausse notable de la turbidité durant les épisodes de crues indique clairement l'entraînement de sédiments et d'autres particules à cause d'un ruissellement intensifié ou d'une remobilisation des sédiments fins stockés dans les anciens barrages. Cette tendance est habituellement observée lors des crues. La baisse de la conductivité électrique de l'eau de la rivière peut dépendre de plusieurs facteurs : les crues, généralement causées par des précipitations importantes, apportent de grands volumes d'eau de pluie à la rivière, ce qui peut diluer les ions dissous et entraîner une diminution de la conductivité électrique. Cependant, lorsqu'il s'agit de l'eau provenant de la nappe souterraine, les processus hydrologiques de surface, subsurface et hydrogéologiques jouent un rôle majeur. La conductivité électrique peut augmenter ou diminuer en fonction de la proportion d'eau provenant de chacun de ces compartiments. Une diminution de la conductivité électrique peut se produire lorsque de l'eau de pluie est rapidement drainée vers la rivière sans avoir eu le temps de transiter longuement dans un compartiment souterrain, diluant ainsi les ions dissous dans l'eau.

Cette réduction de la conductivité électrique de la rivière pendant les crues est donc prévisible. L'augmentation observée de la conductivité électrique à 15 cm de profondeur pendant les crues est intrigante, car nous ne mesurons pas d'exfiltration nette des eaux de nappe avec aux capteurs de pression. Une hypothèse serait que la crue peut altérer le lit fluvial, modifiant temporairement les voies d'infiltration et d'exfiltration et facilitant ainsi l'exfiltration depuis la zone hyporhéique. D'autre part, la diffusion, due aux gradients de concentration, peut provoquer le déplacement des ions depuis la nappe à 15 cm. La combinaison de ces deux mécanismes peut expliquer l'augmentation observée de la conductivité électrique à 15 cm de profondeur pendant la crue et l'exfiltration.

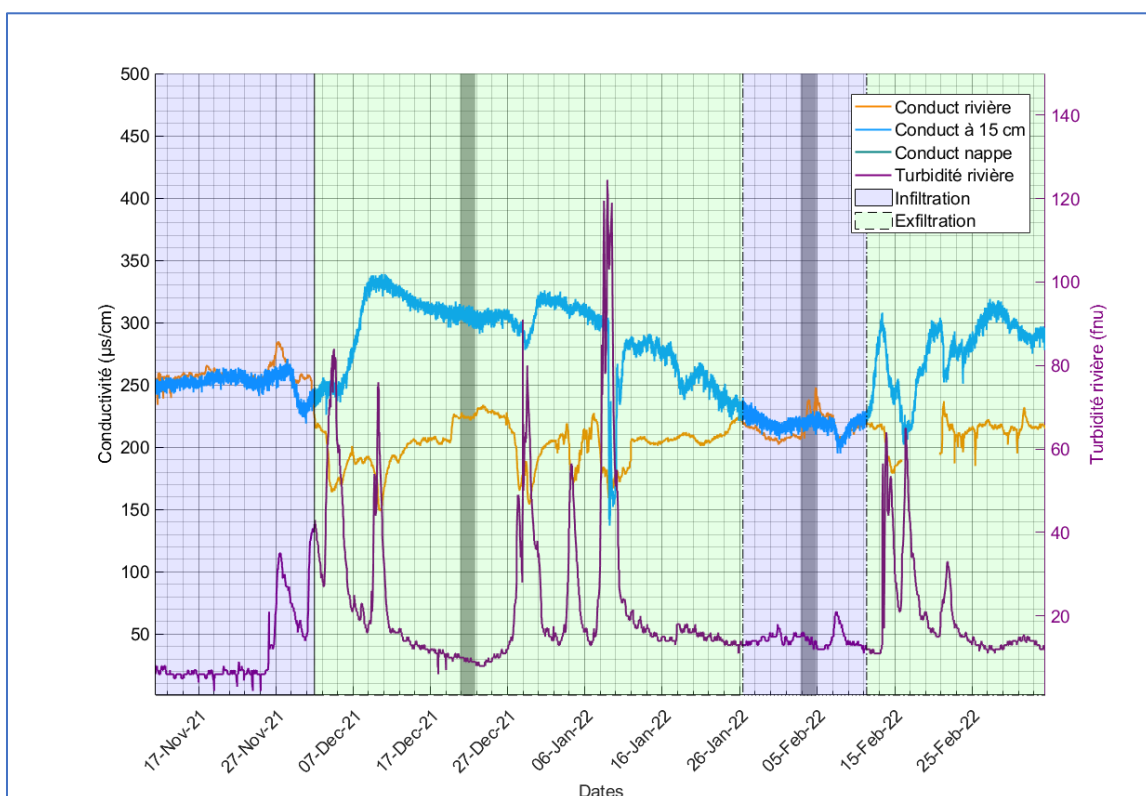


Figure 78 : Variabilité de la conductivité électrique entre 18 octobre 2021 et 31 janvier 2022 dans la rivière et la zone hyporhéique du site de Signy. (les barres vertes et mauves foncées correspondent à des dates d'invention d'intervention). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.

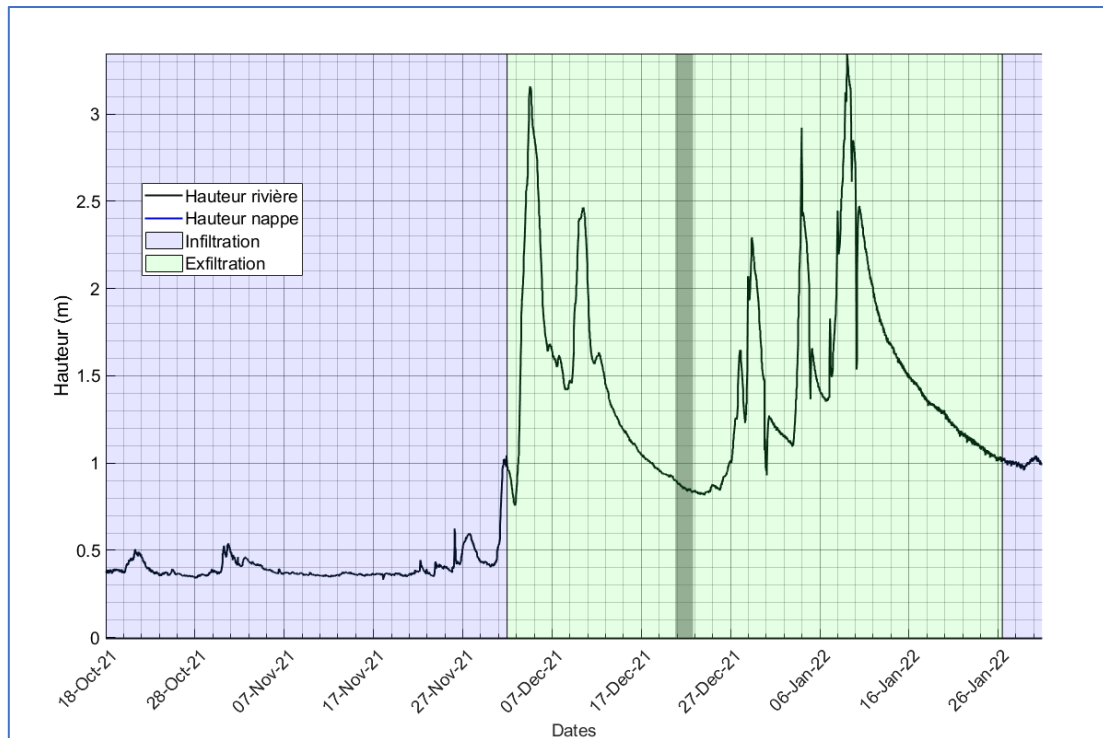


Figure 79 : Variabilité de la hauteur d'eau entre 18 octobre 2021 et 31 janvier 2022 de la rivière site à Signy (barre verte foncée verticale indiquant une date d'intervention sur le terrain). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivité électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.

2. Transport de la Température

Nous pouvons aussi considérer la température comme traceur pour déterminer les périodes d'infiltration et d'exfiltration ; en effet, la température agit comme un indicateur fiable pour déceler les interactions entre des sources d'eau de température différentes (rivière et nappe). Dans la nappe, la température tend à rester stable autour d'une moyenne. Par opposition, les eaux de rivière adaptent leur température selon les variations climatiques ambiantes et quotidiennes. Des écarts de température se manifestent ainsi entre la nappe et la rivière, produisant des gradients dans la zone hyporhéique. L'évolution de ces gradients sont indicatifs des mouvements d'eau souterraine vers les rivières ou inversement.

Du 18 octobre au 2 décembre 2021, les courbes de température de la rivière et à 15 cm de profondeur affichent des similitudes. La courbe à 15 cm montre une certaine atténuation, avec un décalage temporel de 2 heures par rapport à la rivière. En revanche, à 30 cm de profondeur, la température est plus constante, subissant moins les variations diurnes que celle à 15 cm, et présente un décalage de 8 heures. À partir du 2 décembre 2021, l'amplitude des variations quotidiennes de température diminue, aussi bien pour la rivière que dans la zone hyporhéique,

du fait de la moins grande variation quotidienne des températures et du rayonnement pendant l'hiver.

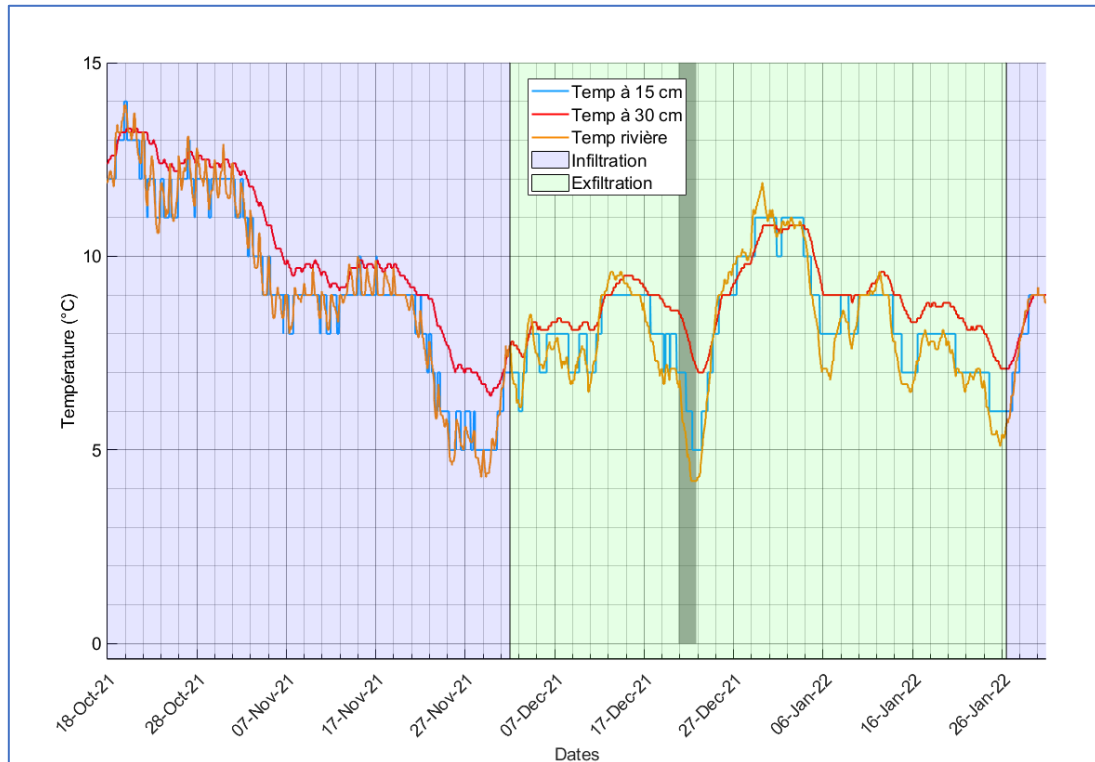


Figure 80 : Variabilité de la température en automne (entre 18 octobre 2021 et 31 janvier 2022) dans la rivière et la zone hyporhéique sur le site de Signy. (barre verte foncée verticale indiquant une date d'intervention sur le terrain). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électriques de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.

En synthèse, notre analyse permet de distinguer des phases d'infiltration et d'exfiltration. De la période s'étalant du 18 octobre au 2 décembre 2021, la superposition des courbes de température de la rivière et à 15 cm, combinée à la similarité des valeurs de conductivité électrique à ces deux niveaux, témoigne d'une infiltration prononcée de l'eau de la rivière vers la zone hyporhéique à cette profondeur de 15 cm.

Par contre, l'eau à 30 cm de profondeur, caractérisée par une conductivité électrique stable et une température moins variable, semble provenir davantage de la nappe plutôt que de l'eau de la rivière, indiquant une possible exfiltration d'eau souterraine vers la zone hyporhéique à cette profondeur.

3. Dynamique de l'oxygène dans la rivière et dans la zone hyporhéique

La Figure 81 illustre les fluctuations des concentrations d'oxygène dissous à 15 cm et 30 cm de profondeur ainsi que directement dans le lit de la rivière, pour la période du 18 octobre 2021 au 2 mai 2023.

Les variations observées sur cette chronologie révèlent une variabilité annuelle de la concentration d'oxygène au sein de la zone hyporhéique. Notamment, une concentration élevée d'oxygène dissous a été identifiée durant l'automne et l'hiver 2021, persistant jusqu'au printemps suivant. Toutefois, dès mai 2022, marquant le début de l'été, une nette réduction des concentrations a été enregistrée. Cette baisse s'est prolongée jusqu'à l'hiver 2022, perdurant au début de 2023.

Au début de notre période de mesure, précisément entre le 18 octobre et le 2 décembre 2021, une phase d'infiltration a favorisé des concentrations élevées d'oxygène, particulièrement manifestes pendant l'automne et le début de l'hiver. L'eau de rivière, riche en oxygène du fait de l'interaction avec l'atmosphère, s'infiltre dans le sédiment enrichissant ainsi la zone hyporhéique en oxygène.

Cependant, dès le 2 décembre 2021, une transition vers une phase d'exfiltration est amorcée, perdurant jusqu'à la fin janvier 2022. Malgré cette transition, la zone hyporhéique continue d'afficher des concentrations d'oxygène relativement élevées. Une brève phase d'infiltration survient de nouveau entre fin janvier et mi-février 2022, qui, bien que courte, pourrait introduire un nouvel apport d'oxygène dans la zone.

A partir de mai 2022, avec l'arrivée de l'été, les données révèlent une baisse significative des concentrations d'oxygène. Cette baisse pourrait provenir de plusieurs facteurs : (i) de l'exfiltration de l'eau de nappe moins oxygénée vers la rivière ou (ii) d'une augmentation de la consommation bactérienne durant l'été, ou (iii) d'un changement majeur dans les conditions hydro-sédimentaires dû à l'arasement des barrages.

- La première hypothèse mobilise le transport conservatif comme le responsable de la baisse de l'oxygène : l'oxygène baisse car il y a moins d'apport en provenance de la rivière.
- La deuxième hypothèse quant à elle, insiste sur le côté réactif de l'oxygène. Ici, la baisse de l'oxygène peut se justifier par une variation saisonnière de la biomasse, plus active à des températures hautes durant l'été, et par conséquent, sur la consommation d'oxygène dans la zone hyporhéique. Durant l'été, la biomasse pourrait augmenter de manière significative ce qui provoquerait une augmentation de la consommation et une baisse des niveaux d'oxygènes dans les sédiments. En effet, la période estivale offre une combinaison favorable de températures plus élevées et d'une disponibilité accrue de nutriments (Villeneuve et al., 2006). Cependant, cette hypothèse présente certaines lacunes. Si l'activité bactérienne était le seul facteur, on s'attendrait à voir une résurgence des niveaux d'oxygène à des taux plus élevés durant l'hiver 2022, notamment à 15 cm de profondeur. Pourtant, les données suggèrent que bien que les concentrations d'oxygène se soient quelque peu rétablies en décembre 2022 et janvier 2023, elles n'ont pas atteint les niveaux observés en 2021. Cela soulève des questions sur d'autres facteurs potentiels ou des changements dans l'écosystème qui pourraient influencer ces niveaux.
- La troisième hypothèse, s'appuie sur l'impact sédimentologique provoqué par un événement externe, en l'occurrence l'enlèvement du barrage de la Roche Qui Boit. En mai 2022, le site de Signy a été le témoin d'un transit majeur de sédiments fins, comme en témoignent les données de turbidité (Figure 76). Cette période, spécifiquement autour du 16 mai, est marquée par une diminution drastique et immédiate des niveaux d'oxygène dissous dans la zone hyporhéique. Cette diminution pourrait être directement attribuée à cette arrivée de sédiment. Cette incursion se traduit dans les courbes par une chute abrupte et notable de la concentration d'oxygène à partir du 20 mai. Suite à cet événement, une période anoxique de plusieurs mois est clairement identifiable et la concentration d'oxygène ne semble pas se rétablir, du moins pas de manière significative, jusqu'aux alentours du 10 ou 11 février 2023. Ce phénomène peut s'expliquer de deux manières, (i) par un apport massif de nutriments et carbone dissout, ou (ii) par du colmatage et une obstruction des voies d'infiltration de l'oxygène.

I. Apport en matière organique

L'arrivée des sédiments peut signifier également un afflux considérable de matière organique, ce qui pourrait stimuler l'activité bactérienne en fournissant une abondance de "nourriture". Ainsi, une activité bactérienne renforcée consommerait de l'oxygène à un rythme plus élevé, conduisant à une zone anoxique. Toutefois, une mesure de la composition des sédiments à montrer une faible teneur en matière organique dissoute.

II. Obstruction des voies d'infiltration

Les sédiments fins pourraient aussi agir physiquement, entravant la perméabilité du lit de la rivière. En colmatant les pores du substrat, ces sédiments limiteraient l'intrusion d'oxygène, empêchant ainsi le renouvellement normal de l'oxygène dans la zone hyporhéique. Ce mécanisme n'accroît pas nécessairement la consommation d'oxygène, mais plutôt contraint son apport, créant ainsi un environnement anoxique.

En combinant ces mécanismes, on peut envisager une situation où l'arrivée de sédiments après l'enlèvement du barrage a eu un double impact : d'une part, en stimulant la consommation d'oxygène par une activité bactérienne accrue (bien que les analyses des sédiments semblent prouver le contraire), et d'autre part, en restreignant l'apport d'oxygène neuf à la zone hyporhéique par colmatage des pores.

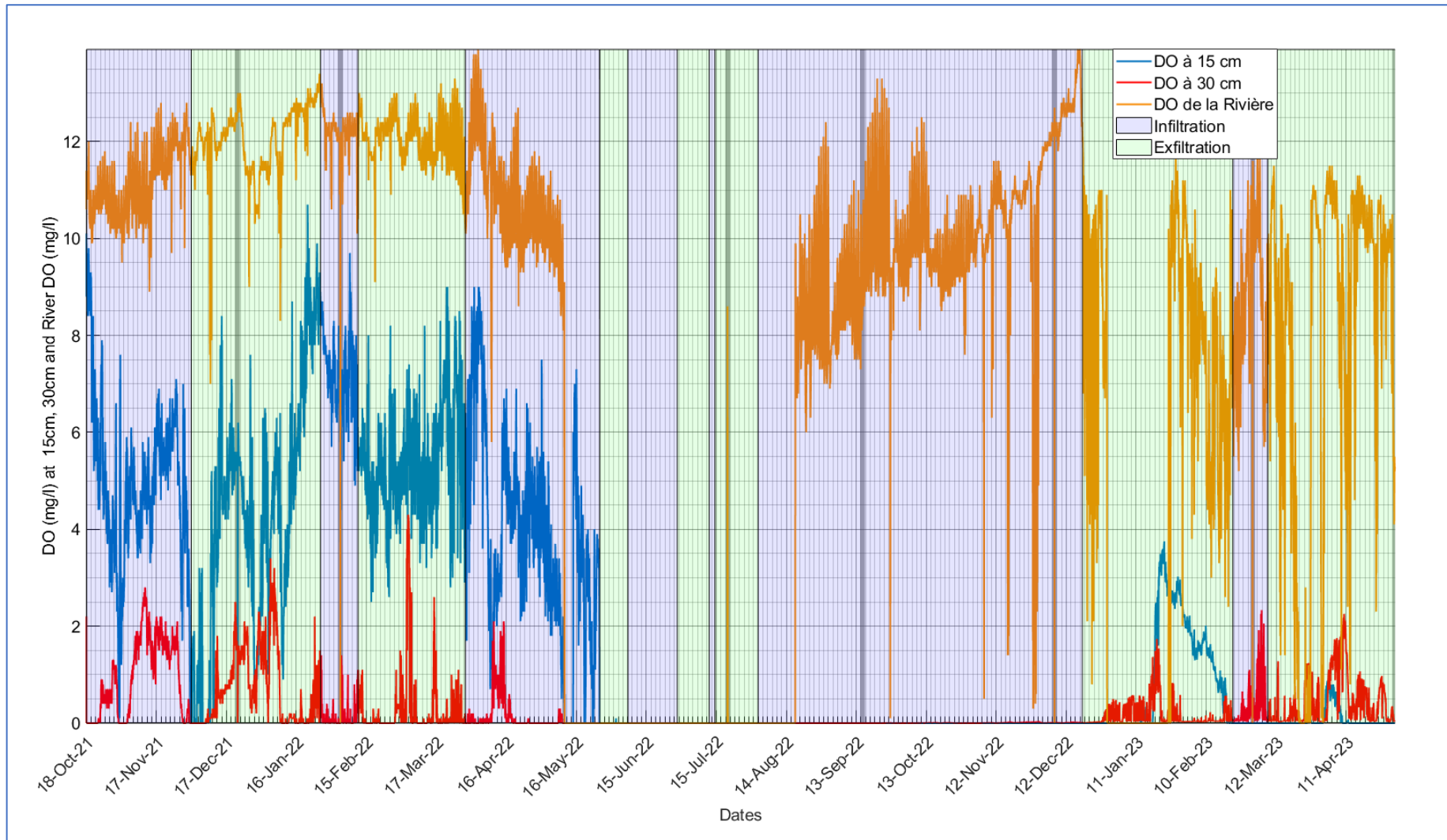


Figure 81 : Variabilité de l'oxygène dans la rivière et la zone hyporhéique du site de Signy entre 18 octobre 2021 et au 2 mai 2023. Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.

4. Impact Evènement météorologique ponctuels : Onde de crue

Les figures (Figure 82 & Figure 83) montrent les fluctuations des concentrations d'oxygène enregistrées sur les sites de Signy et Virey sur la période s'étendant du 12 novembre 2021 au 7 mars 2022. L'étude des données sur les périodes de crues révèle une concentration d'oxygène dans la rivière table pendant une crue, mais en chute au même moment dans la zone hyporhéique.

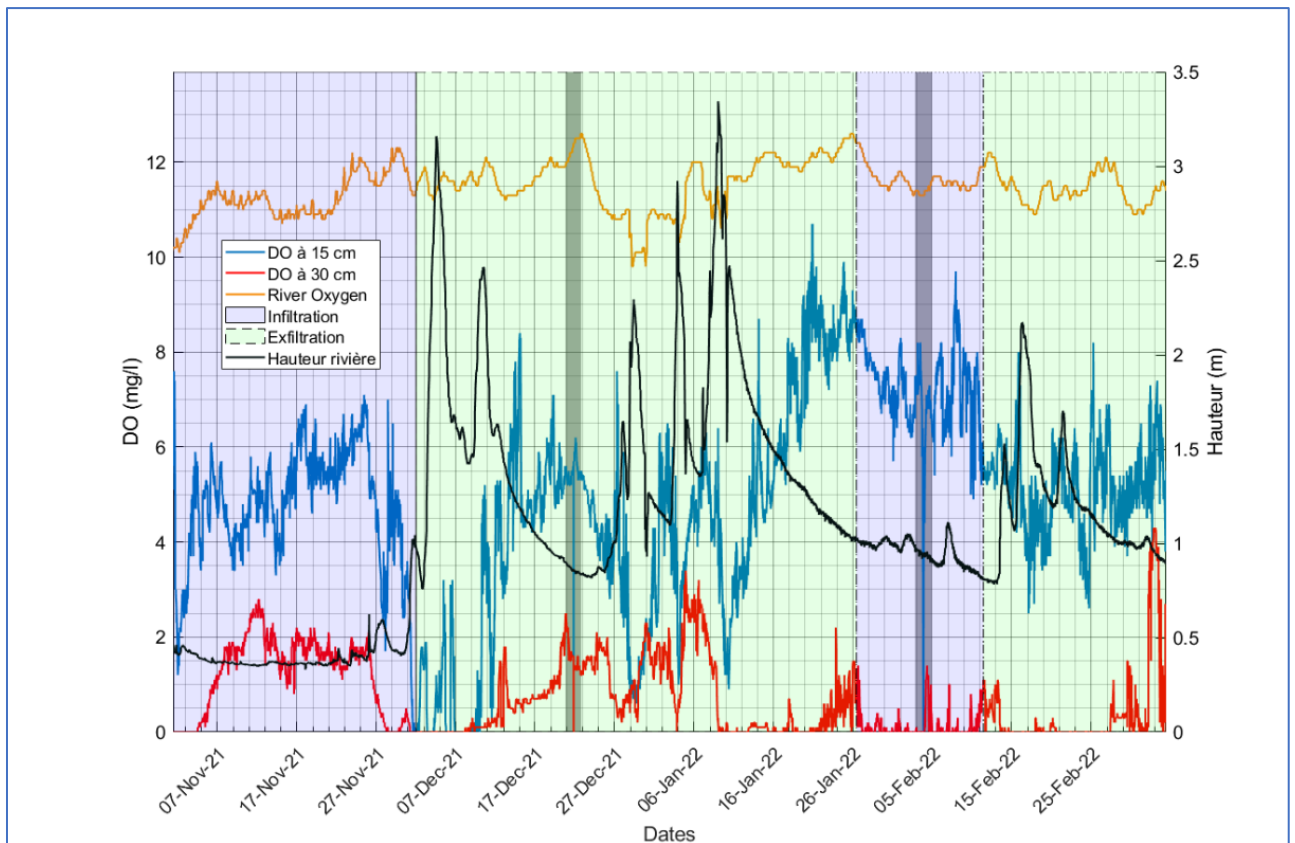


Figure 82 : Variation des concentrations de l'oxygène dissous à différentes profondeurs et de la hauteur d'eau à Signy (les barres vertes et mauves foncées correspondent à des dates d'intervention). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivité électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.

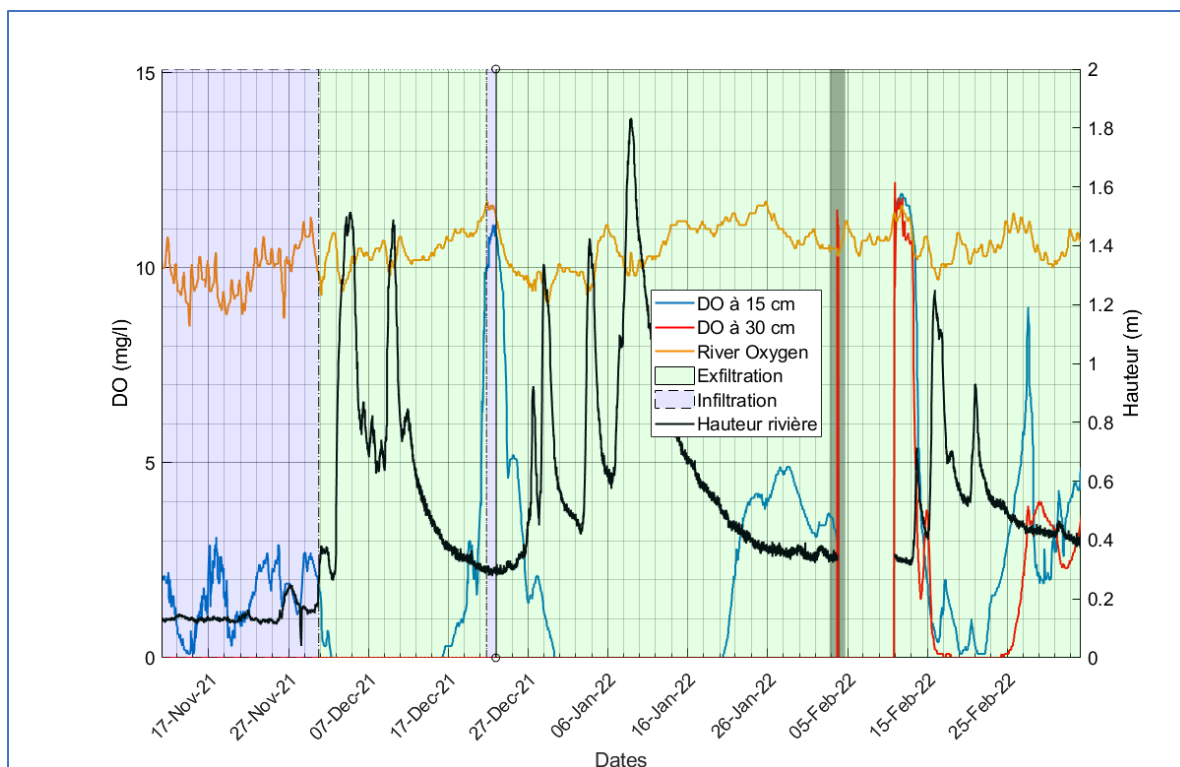


Figure 83 : Variation des concentrations de l'oxygène dissous à différentes profondeurs et de la hauteur d'eau à Virey (barre verte foncée verticale indiquant une date d'intervention sur le terrain). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivité électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.

Une interprétation possible de cette chute d'oxygène dans la zone hyporhéique est l'augmentation de la turbidité. En effet, nos données montrent une augmentation notable de la turbidité pendant la crue (Figure 84 et Figure 85). Cet accroissement pourrait refléter un apport significatif de matière organique dissoute, en grande partie à cause du ruissellement sur les versants. Cette augmentation de la matière organique pourrait stimuler l'activité biologique dans la zone hyporhéique, se traduisant par une consommation accrue d'oxygène. Une telle relation entre l'augmentation de la matière organique et la diminution de l'oxygène a également été observée par (Oconnor et al., 2012), et l'étude, (Demars, 2019) souligne également que les événements hydrologiques peuvent aussi stimuler la respiration en apportant du carbone organique dissous (DOC) provenant des sols.

Il faut cependant noter que dans notre cas, il n'y pas eu de chute de l'oxygène dissous dans la rivière mais seulement dans la zone hyporhéique à 15 cm. Pour confirmer cette deuxième hypothèse, il serait judicieux de quantifier l'activité biologique dans la zone hyporhéique lors d'une crue et de la comparer avec l'activité en dehors de ces périodes. Une activité biologique plus prononcée pendant la crue soutiendrait fortement cette hypothèse. Il serait aussi important de quantifier la teneur en nutriments de la turbidité. Pour confirmer cette deuxième hypothèse,

il serait judicieux de quantifier l'activité biologique dans la zone hyporhéique lors d'une crue et de la comparer avec l'activité en dehors de ces périodes. Une activité biologique plus prononcée pendant la crue soutiendrait fortement cette hypothèse.

La deuxième explication possible concernant la baisse de concentration d'oxygène dans la zone hyporhéique pendant une crue serait liée à un changement significatif dans les dynamiques d'infiltration et d'exfiltration. En effet, les données de conductivité électrique montrent une exfiltration marquée de la nappe vers la rivière pendant les crues (Figure 84 et Figure 85), provoquant ainsi une diminution de l'oxygène dans la zone hyporhéique. Cette hypothèse est soutenue par le comportement observé de la conductivité électrique, un traceur conservatif, qui confirme cette tendance d'exfiltration durant la crue.

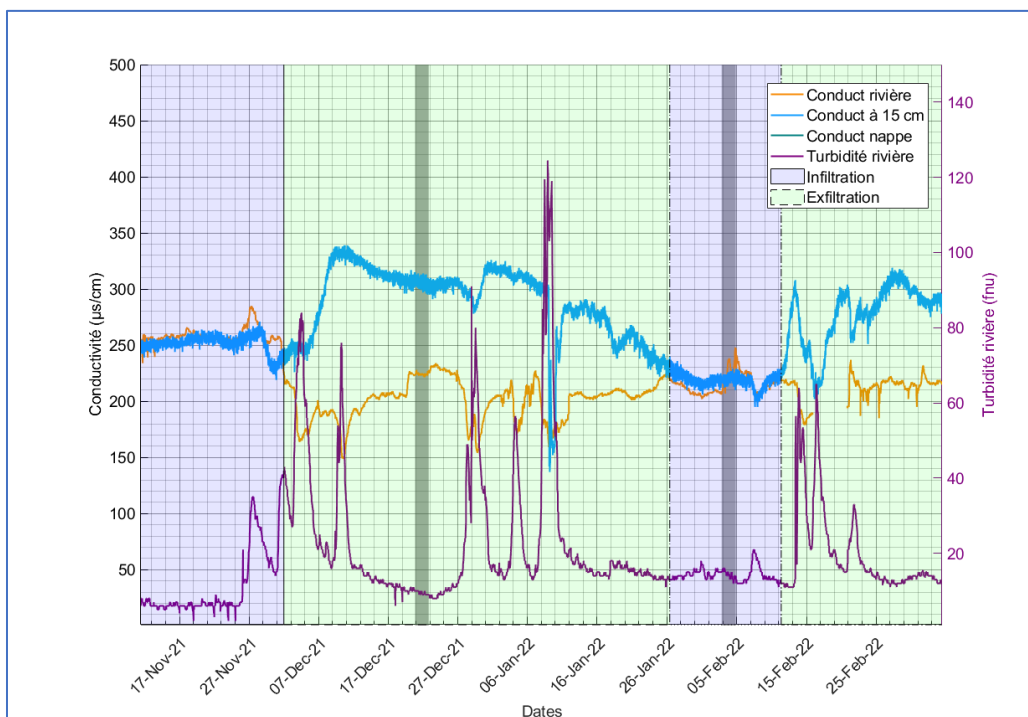


Figure 84 : Variation de la conductivité électrique, de la turbidité et de la hauteur d'eau à signy (les barres vertes et mauves foncées correspondent à des dates d'intervention). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivité électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.

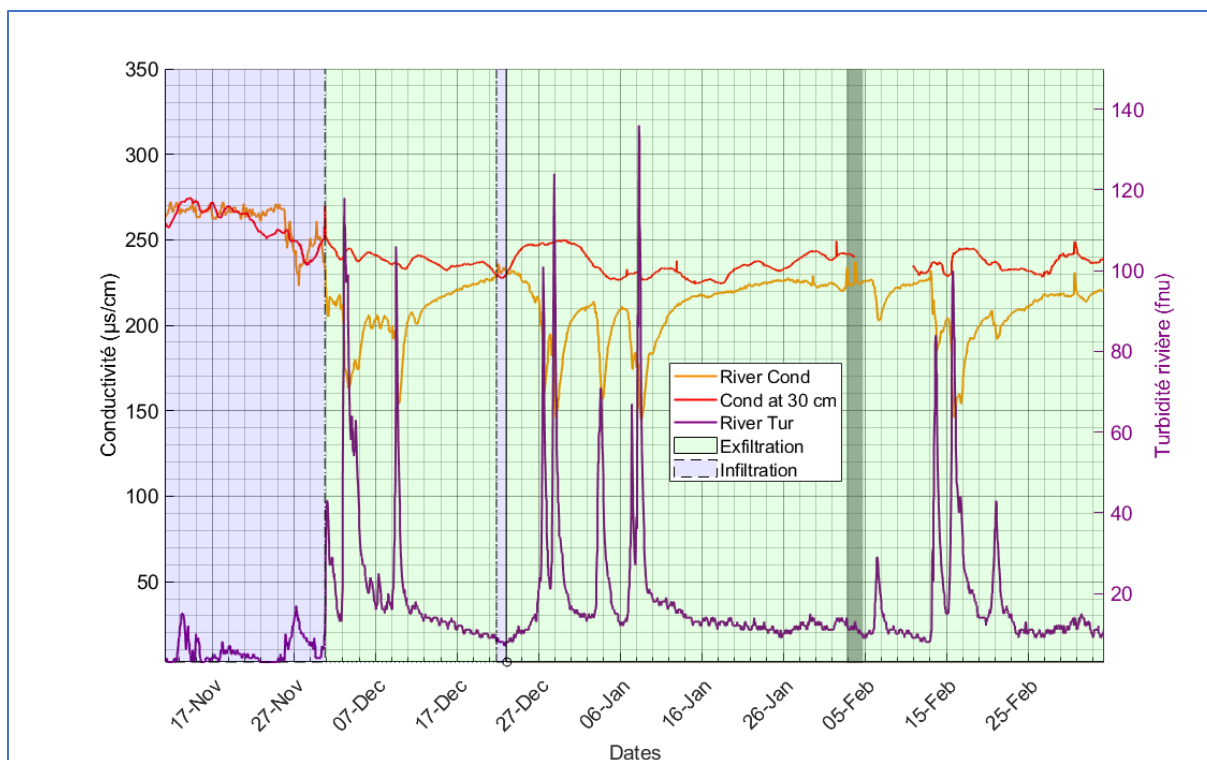


Figure 85 : Variation de la conductivité électrique, de la turbidité et de la hauteur d'eau à Virey. (barre verte foncée verticale indiquant une date d'intervention sur le terrain). Les zones vertes et bleues correspondent respectivement aux phases d'exfiltration et d'infiltration, selon un critère basé sur la conductivités électrique de l'eau dans la zone hyporhéique et de la rivière.

L'analyse des données montre aussi une relation intéressante entre les crues et les concentrations d'oxygène. Il semble que la réduction du taux d'oxygène dissous ne dépende pas seulement de l'intensité de la crue, mais également des niveaux d'oxygène présents avant l'arrivée de cette dernière.

Avant l'arrivée des crues, qui étaient préalables au 27 novembre, on a pu observer une nette disparité dans les concentrations d'oxygène entre les sites de Signy et de Virey. À Signy, les mesures ont montré des concentrations d'oxygène variant entre 2 et 7 mg/l à 15 cm de profondeur, et entre 0 et 2,5 mg/l à 30 cm. En revanche, à Virey, les concentrations à 15 cm étaient comprises entre 0 et 3 mg/l, tandis qu'elles restaient constantes à 0 mg/l à 30 cm de profondeur. Ces observations indiquent que, avant les crues, le site de Signy affichait des niveaux d'oxygène plus élevés à la fois en surface (15 cm) et en profondeur (30 cm) par rapport à Virey.

Pendant les crues, qui ont eu lieu entre le 27 novembre 2021 et le 16 janvier 2022, les deux sites ont réagi de manière différente. À Signy, les niveaux d'oxygène à 15 cm ont baissé mais ne sont pas tombés à zéro. En revanche, à Virey, au cours de la même période, la concentration d'oxygène est descendue à zéro mg/l.

La diminution des niveaux d'oxygène semble dépendre non seulement de l'intensité des crues, mais aussi de la quantité d'oxygène initialement présente avant les crues. Les données indiquent que, avant les crues, le site de Signy avait des concentrations d'oxygène plus élevées que Virey. Cette différence initiale dans la quantité d'oxygène disponible peut avoir un impact sur la manière dont les deux sites réagissent pendant les crues. Cela indique également que chaque site possède une dynamique propre en réponse à ces événements, probablement influencée par des conditions l'hétérogénéité locale de la zone hyporhéique, de l'hydrologiques ou des conditions écologiques spécifiques.

Une autre analyse des données du site de Signy (Figure 86), en particulier entre le 25 décembre et le 14 janvier 2022, révèle une corrélation notable entre les épisodes de crue et les variations des concentrations d'oxygène dissous. Lors de trois événements de crue distincts (du 27 au 31 décembre 2021, du 3 au 6 janvier, et du 8 au 19 janvier 2022), nous avons observé une chute significative des niveaux d'oxygène dissous concomitante à l'augmentation du débit de la rivière. Cependant, dès que l'intensité de la crue commence à diminuer, nous remarquons une récupération rapide du taux d'oxygène.

Cette cohérence dans la réponse à travers ces trois événements démontre une réaction systématique du système face à des épisodes de crue. Cette observation suggère que, bien que la dynamique de l'oxygène dissous sur le site soit fortement impactée par des crues, le système montre également une résilience remarquable, avec une capacité à récupérer dès que les conditions le permettent.

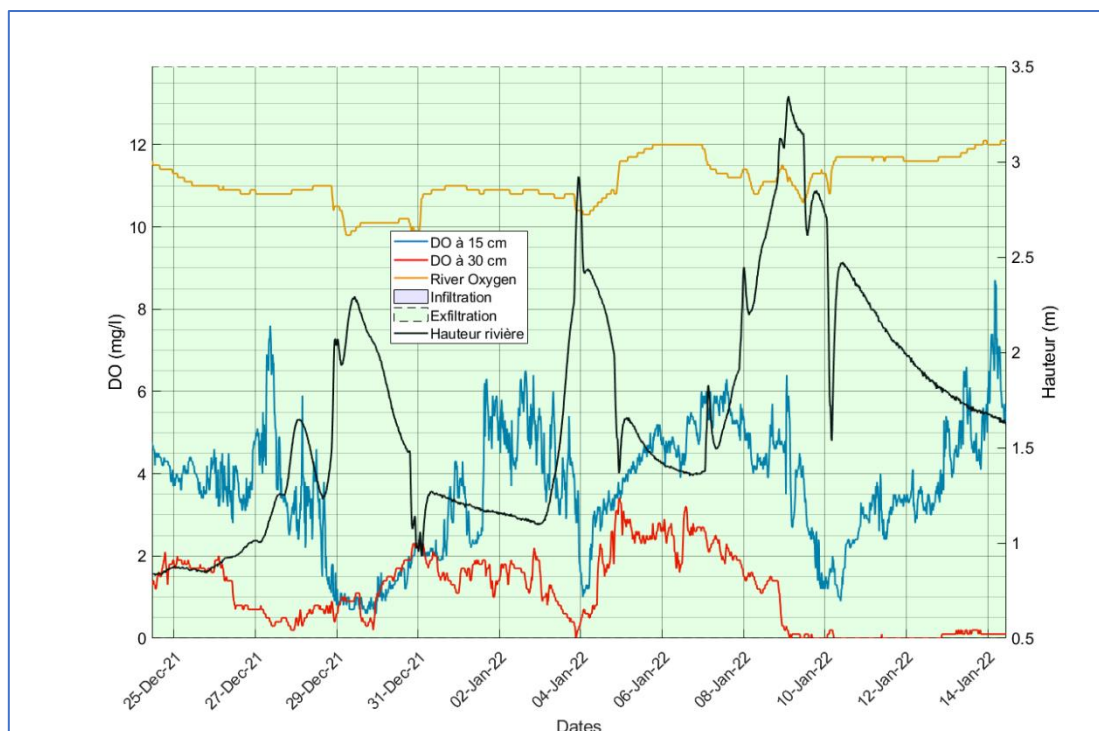


Figure 86 : Variation des concentrations en oxygène dissous à différentes profondeurs et de hauteur d'eau dans la rivière au point de mesure de l'oxygène dissous à Signy

L'analyse approfondie des données du site de Signy a permis de mettre en lumière des comportements distincts de la concentration d'oxygène dissous selon les périodes et les événements. La période du 27 novembre au 17 décembre, semble indiquer un changement de direction des flux, validant l'hypothèse d'une alternance entre phases d'infiltration et d'exfiltration. En revanche, lors des crues rapides observées en janvier, la concentration d'oxygène montre une sensibilité accrue, avec une réponse et un rétablissement rapide, similaires à ce qu'O'Connor a documenté.

Cette réactivité importante pourrait suggérer une influence de l'apport de matière organique pendant ces crues. De plus, l'analyse met en avant la forte sensibilité de l'oxygène dissous aux perturbations sédimentaires, que ce soit à long terme, comme l'arrivée des sédiments post-barrage, ou à court terme, lors des événements de crue.

Il ressort clairement de nos observations que l'oxygène dissous dans la zone hyporhéique est non seulement influencé par les dynamiques de transport conservatifs (apport), comme le suggère le comportement de la conductivité électrique, mais aussi par des éléments réactifs (consommation). Sa sensibilité marquée à la turbidité et à la présence de sédiments dans la zone hyporhéique témoigne de l'impact de la biomasse et de sa capacité à consommer l'oxygène. Ainsi, la conclusion de ce chapitre est que la dynamique de l'oxygène dans la zone hyporhéique

est fortement influencée par les sédiments et la turbidité, des crues, offrant une fenêtre unique sur les interactions complexes entre la rivière et sa zone hyporhéique.

Conclusion

Les recherches menées sur les sites de Signy et Virey ont dévoilé que la dynamique de l'oxygène dissous dans la zone hyporhéique est influencée par plusieurs facteurs biotiques et abiotiques. Des événements distincts, tels que les crues, ont montré une baisse significative de l'oxygène dissous dans la zone hyporhéique, tout en conservant des niveaux relativement stables dans la rivière.

Les courtes baisses des niveaux d'oxygène dissous dans la zone hyporhéique pendant deux à trois jours peuvent être principalement dues à des causes biologiques. Pendant ces brèves périodes de crues, l'apport de matière organique induit une augmentation de l'activité microbienne et des processus de décomposition dans la zone hyporhéique. Cette activité biologique plus intense consomme de l'oxygène, ce qui peut entraîner une diminution temporaire des niveaux d'oxygène dissous. Cependant, les expériences en laboratoire ont montré que les bactéries de la zone hyporhéique, ne sont pas intrinsèquement capables de consommer rapidement de grandes quantités d'oxygène. Toutefois, la prolongation des baisses des niveaux d'oxygène pendant les crues prolongées est due à une modification dans l'interaction entre la nappe et la rivière.

L'activité biologique, en particulier celle des micro-organismes, exerce une influence notable sur la consommation d'oxygène. Cependant, il est essentiel de reconnaître que d'autres facteurs, tels que les perturbations sédimentaires et les apports de matière organique, revêtent une importance cruciale dans la compréhension et la modélisation des variations de l'oxygène dissous dans la zone hyporhéique.

La dynamique saisonnière a également joué un rôle prépondérant. Alors que l'automne et l'hiver 2021 ont témoigné d'une dominance en oxygène, l'été 2022 a dévoilé une chute marquée et prolongé jusqu'au printemps 2023. Cette baisse pourrait être le fruit de l'événement majeur de notre étude qui est l'arrivée de sédiments en mai 2022, suite à l'enlèvement du barrage de la Roche Qui Boit. Cet événement semble avoir engendré une période anoxique étendue, avec possiblement d'importantes conséquences pour la faune aquatique, notamment la fraie des lamproies.

Ces observations nous rappellent la complexité des interactions entre une rivière et la zone hyporhéique, et soulignent la nécessité d'une étude plus approfondie pour garantir une gestion équilibrée et une préservation efficace de nos écosystèmes aquatiques.

Conclusions générales et perspectives

Dans le cadre de cette thèse, nous avons exploré plusieurs questions ouvertes sur le fonctionnement de la zone hyporhéique et sa dynamique spatio-temporelle. Nous nous sommes penchés sur les dynamiques des gradients physico-chimiques verticaux dans les sédiments du lit d'une rivière pour comprendre comment les interactions entre la rivière et la nappe souterraine, ainsi que les écoulements au sein du lit sédimentaire, contrôlent le transport des éléments dissous comme l'oxygène ou la conductivité électrique. Nous avons également examiné l'hétérogénéité de la perméabilité au sein de la zone hyporhéique, et analysé son influence sur les échanges hydrauliques et les gradients chimiques. En outre, nous avons étudié la dynamique temporelle de la zone hyporhéique en réponse aux événements hydrologiques (crues) et sédimentaires évaluant ainsi comment ces événements modifient les processus de transport des éléments chimiques.

Des mesures continues des gradients physico-chimiques de la zone hyporhéique ont été réalisées sur de longues périodes de temps, dont une partie de mesures ont été publiée dans un article publié dans *Data in Brief* (Ba et al., 2023). Cette recherche a donc permis d'établir une base de données solide couvrant une période de plus de 19 mois, du 18 octobre 2021 au 2 mai 2023. Ces données sont particulièrement précieuses en raison de leur résolution spatiale et temporelle élevée, ainsi que de leur résolution verticale (gradients), leur qui offre une opportunité unique pour explorer les dynamiques du transport conservatif et réactif au sein de la zone hyporhéique. Les profils de mesure, effectués à différentes profondeurs, ont apporté un nouvel éclairage sur certains facteurs clés influençant le transport et les gradients physico-chimiques dans les sédiments.

Nous avons également entrepris une étude sur l'hétérogénéité de la perméabilité au sein de la zone hyporhéique, pour questionner la présence de hotspots locaux où les échanges hyporhéiques sont plus importants. L'hétérogénéité a été estimée grâce à la mesure de conductivité électrique des sédiments. Les mesures de conductivité électrique du lit de la rivière Sélune ont été réalisées annuellement sur une période s'étendant de 2020 à 2022, au moyen d'une antenne CMD Explorer produisant un champ magnétique puissant. Ces mesures nous ont permis d'observer des variations importantes de conductivité électrique le long de la rivière et à différentes profondeurs, fournissant ainsi des indications sur l'hétérogénéité de la texture des sédiments et leur variation spatiale, mais aussi possiblement de la variabilité spatiale des

gradients verticaux de conductivité électrique d'eau porale, indiquant des variations d'épaisseurs de la couche d'échange hyporhéique.

Les mesures de conductivités électriques sur un linéaire de 100m indiquent des variations de conductivité électrique de l'ordre de 2 fois la moyenne (7.5 mS/m), avec parfois des zones de conductivité électrique quasi nulle, On note aussi une variabilité temporelle dans les données de conductivité électrique, indiquant des changements dans la structure du lit. En prenant l'exemple du début du mois de mai 2022, les valeurs de conductivité électrique variaient initialement de 3,5 à 13,8 mS/m. Et, suite à l'apport sédimentaire observé, une augmentation significative de la conductivité électrique a été constatée, avec des valeurs atteignant entre 6 et 25 mS/m, notamment entre les profondeurs de 10 et 30 cm dans le sédiment. De plus, les données des tests de slug, réalisés avant et après l'apport de sédiments le 16 mai 2022, ont révélé une diminution d'un ordre de grandeur de la perméabilité à des profondeurs comprises entre 15 et 25 cm. Une explication plausible de cette diminution de la perméabilité réside dans le fait que les sédiments déposés dans ces zones étaient compacts et contenaient une proportion significative d'éléments fins. Cette situation aurait entraîné une réduction de l'espace entre les particules, ce qui aurait in fine réduit la perméabilité de ces sédiments. Il faut cependant noter que ni le CMD et ni les slug tests n'ont pas montré de variations significatives de la perméabilité en dessous de 30 cm de profondeur suite aux forçages sédimentaire.

En combinant la loi d'Archie et la loi de Kozeny-Carman, nous avons déduit la perméabilité du lit en utilisant les données de conductivité électrique. En utilisant les données de conductivité électrique mesurées avant l'arrivée des sédiments pendant que le taux d'argile était assez faible pour l'applicabilité de la loi Archie, les calculs de perméabilité ont révélé une grande variabilité spatiale avec des valeurs s'étendant de $5,27 \times 10^{-08}$ à $4,89 \times 10^{-04}$ m/s à Signy. Pour valider cette méthode, nous avons utilisé les données des slug tests. En ajustant le paramètre d_{10} à une valeur de 250 μm , nous avons réussi à caler les valeurs de perméabilité sur celles obtenues à partir des tests slug. Cependant, des incertitudes persistent, principalement en ce qui concerne la valeur du paramètre d_{10} , qui n'a pas été mesurée in-situ. Par conséquent, afin de comparer de manière plus robuste les données obtenues par le CMD Explorer, une analyse granulométrique des sédiments situés entre 15 et 30 cm de profondeur sera nécessaire. A noté qu'une telle analyse est difficile, notamment du fait de la complexité de collecter des sédiments immergés dans la rivière.

Ces résultats mettent en évidence les variations dans la texture des sédiments au sein de la zone hyporhéique, révélant l'hétérogénéité de la perméabilité aussi bien longitudinale que verticale et sa variation consécutive à l'arrivée de sédiments sur le lit de la rivière. Toutefois, les données suggèrent que cette hétérogénéité diminue généralement en profondeur. En plus de cette hétérogénéité verticale, l'analyse des résultats a montré que les mesures de l'antenne ont une forte sensibilité au gradient de conductivité électrique d'eau porale entre la rivière et la nappe. Une perspective de ce travail pourrait être d'utiliser le signal de conductivité électrique pour inférer les variations d'amplitude du gradient de conductivité électrique entre la nappe et la rivière, et donc estimer la profondeur locale des échanges hyporhéiques.

Les données de pression différentielle collectées à l'aide des outils Molonari et des capteurs piézométriques combinées à la dynamique des conductivités électrique dans la rivière et dans la zone hyporhéique ont apporté des informations fondamentales sur la dynamique des flux hyporhéiques, nous permettant d'identifier les périodes d'infiltration et d'exfiltration, afin de déterminer leur influence sur la dynamique d'oxygène dans la zone hyporhéique. L'analyse comparative des gradients nappe-rivière par rapport à ceux calculés à partir des mesures locales des Molonari, a montré que la réponse aux crues variait considérablement en fonction des sites de mesure. Dans certains sites comme le site de Signy, les crues ont peu d'impact sur les flux hyporhéiques, car la nappe répond quasiment en phase avec la rivière. En revanche, dans d'autres zones, comme le site de la Poissonnière, les crues impriment un signal beaucoup plus important sur les flux hyporhéiques. Cette diversité de réponses souligne l'importance de considérer la variabilité des conditions locales dans l'étude de la zone hyporhéique.

En ce qui concerne la dynamique de l'oxygène, les recherches menées sur les sites de Signy et Virey ont révélé que la variation de l'oxygène dissous dans la zone hyporhéique est influencée par divers facteurs comme les régimes d'infiltration et d'exfiltration entre la nappe et la rivière. Nous avons également, montré des événements distincts, tels que les crues, ont provoqué une chute significative de l'oxygène dissous dans la zone hyporhéique, tout en maintenant des concentrations en oxygène dissous relativement stables dans la rivière.

Les brèves diminutions des niveaux d'oxygène dissous dans la zone hyporhéique sur une période de deux à trois jours sont principalement attribuables à des facteurs biologiques. Lors de ces courtes périodes de crues, l'introduction de matière organique stimule l'activité microbienne et les processus de décomposition dans la zone hyporhéique. Cette intensification

de l'activité biologique entraîne une consommation accrue d'oxygène, provoquant ainsi une baisse temporaire des niveaux d'oxygène dissous.

Les expériences en laboratoire menées sur les souches bactériennes de la Sélune, prélevées à des profondeurs de 20 et 40 cm, confirment de manière catégorique que ces souches ne sont pas intrinsèquement capables de consommer rapidement de grandes quantités d'oxygène. Ainsi, pour observer leur activité, il a été nécessaire de les stimuler avec du glucose. Cela suggère que la chute d'oxygène observée pendant les brèves périodes de crues n'est pas principalement attribuable à l'activité métabolique des bactéries de la Sélune ni à leur capacité à utiliser l'oxygène.

Cependant, la persistance des baisses de niveaux d'oxygène pendant les crues prolongées est attribuable à un changement dans la dynamique nappe-rivière. Les données de conductivité électrique indiquent clairement une sortie significative d'eau de la nappe vers la rivière pendant les crues. Cette sortie peut contribuer à la réduction de la concentration d'oxygène dissous en introduisant de l'eau souterraine potentiellement moins oxygénée dans la zone hyporhéique.

Pour mieux comprendre la cause de la diminution de l'oxygène dissous pendant les crues dans notre étude, il pourrait être utile de surveiller l'activité biologique pendant les crues pour expliquer le phénomène de réduction de l'oxygène dissous.

La dynamique saisonnière a également été un facteur prépondérant, avec de l'activité bactérienne accrue pendant les périodes de température élevées de l'été. Alors que l'automne et l'hiver 2021 ont été caractérisés par un taux d'oxygène dissous élevé, l'été 2022 a révélé une baisse marquée et prolongée jusqu'au printemps 2023. Cette réduction pourrait être le résultat de l'événement majeur de notre étude, à savoir l'arrivée de sédiments en mai 2022 suite à l'enlèvement du barrage de la Roche Qui Boit. Cet événement semble avoir entraîné une période prolongée d'anoxie, avec potentiellement des conséquences majeures pour la faune aquatique, en particulier pour la fraie des lamproies.

Au-delà des résultats présentés dans cette thèse, il reste donc des perspectives intéressantes à explorer pour améliorer notre compréhension du fonctionnement de la zone hyporhéique.

Par exemple, nos données nous donnent la possibilité de déterminer propriétés hydrothermiques du lit de la rivière et des flux d'eau à partir des mesures Molonari-Mini et une évaluation de

perméabilité intrinsèque. Cette analyse serait intéressante pour notamment détecter des changements dans la perméabilité du lit sédimentaire.

Aussi, une investigation plus approfondie des mesures de conductivité électrique mesurées avec l'antenne CMD pourrait se révéler judicieuse pour estimer la profondeur des échanges nappe-rivières grâce à l'estimation d'un gradient de conductivité électrique d'eau porale. Cette estimation est en théorie possible dans l'hypothèse d'une structure sédimentaire verticale homogène sur plusieurs mètres.

Finalement, nos données de gradients physico chimique à l'interface hyporhéique doivent permettre d'élaborer des modèles théoriques de transport conservatif et réactif, de la conductivité électrique et l'oxygène dissous. Ces modèles, en prédisant le transport des éléments dissous et leur dégradation, pourrait conforter nos hypothèses concernant la biomasse et d'autres paramètres biogéochimiques.

Bibliographie

- Acou, A., Laffaille, P., Legault, A., & Feunteun, E. (2008). Migration pattern of silver eel (*Anguilla anguilla*, L.) in an obstructed river system. *Ecology of Freshwater Fish*, 17(3), 432–442. doi: 10.1111/J.1600-0633.2008.00295.X
- Almroth, E., & Skogen, M. D. (2010). *A North Sea and Baltic Sea Model Ensemble Eutrophication Assessment*. doi: 10.1007/s13280-009-0006-7
- Amoros C, & Petts GE. (1993). Hydrosystème fluviaux . *Masson Paris*, 300.
- 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(1–2), 93–104. doi: 10.1016/J.JHYDROL.2010.11.036
- Archie, G. E. (1942a). *The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics*.
- Archie, G. E. (1942b). *The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics*.
- Ba, M. M., Heyman, J., Rivière, A., Soulayrol, M. O., Stubbe, V., Meric, F., Kergosien, B., Rolland, P., Petton, C., Lavenant, N., Kermarrec, J. J., & Crave, A. (2023). A dataset on physico-chemical hyporheic variables in the Selune River: Towards understanding the impact of dam removal on riverbed clogging processes. *Data in Brief*, 46, 108837. doi: 10.1016/J.DIB.2022.108837
- Battin, T. J., & Sengschmitt, D. (1999). Linking sediment biofilms, hydrodynamics, and river bed clogging: Evidence from a large river. *Microbial Ecology*, 37(3), 185–196. doi: 10.1007/S002489900142/METRICS
- Battin, Tom J., Kaplan, L. A., Findlay, S., Hopkinson, C. S., Marti, E., Packman, A. I., Newbold, J. D., & Sabater, F. (2008). Biophysical controls on organic carbon fluxes in fluvial networks. *Nature Geoscience* 2008 1:2, 1(2), 95–100. doi: 10.1038/ngeo101
- Bayani Cardenas, M. (2015). Hyporheic zone hydrologic science: A historical account of its emergence and a prospectus. *Water Resources Research*, 51(5), 3601–3616. doi: 10.1002/2015WR017028
- Bayani Cardenas, M., & Wilson, J. L. (2006). The influence of ambient groundwater discharge on exchange zones induced by current-bedform interactions. *Journal of Hydrology*, 331(1–2), 103–109. doi: 10.1016/j.jhydrol.2006.05.012
- Bean, J. R., Wilcox, A. C., Woessner, W. W., & Muhlfeld, C. C. (2014). Multiscale hydrogeomorphic influences on bull trout (*Salvelinus confluentus*) spawning habitat. <https://doi.org/10.1139/Cjfas-2013-0534>, 72(4), 514–526. doi: 10.1139/CJFAS-2013-0534
- Binley, A., Ullah, S., Heathwaite, A. L., Heppell, C., Byrne, P., Lansdown, K., Trimmer, M., & Zhang, H. (2013). Revealing the spatial variability of water fluxes at the groundwater-surface water interface. *Water Resources Research*, 49(7), 3978–3992. doi: 10.1002/WRCR.20214
- Boano, F., Harvey, J. W., Marion, A., Packman, A. I., Revelli, R., Ridolfi, L., & Wörman, A. (2014). Hyporheic flow and transport processes: Mechanisms, models, and biogeochemical implications. *Reviews of Geophysics*, 52(4), 603–679. doi: 10.1002/2012RG000417

- Boano, F., Packman, A. I., Cortis, A., Revelli, R., & Ridolfi, L. (2007). A continuous time random walk approach to the stream transport of solutes. *Water Resources Research*, 43(10), 10425. doi: 10.1029/2007WR006062
- Boano, Fulvio, Revelli, R., & Ridolfi, L. (2007). Bedform-induced hyporheic exchange with unsteady flows. *Advances in Water Resources*, 30(1), 148–156. doi: 10.1016/J.ADVWATRES.2006.03.004
- Boulton, A. J., Datry, T., Kasahara, T., Mutz, M., & Stanford, J. A. (2010). Ecology and management of the hyporheic zone: Stream-groundwater interactions of running waters and their floodplains. *Journal of the North American Benthological Society*, 29(1), 26–40. doi: 10.1899/08-017.1
- Boulton, A. J., Findlay, S., Marmonier, P., Stanley, E. H., & Maurice Valett, H. (1998). The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 29, 59–81. doi: 10.1146/ANNUREV.ECOLSYS.29.1.59
- Bouwer, H. (1989). The Bouwer and Rice Slug Test — An Update. *Groundwater*, 27(3), 304–309. doi: 10.1111/J.1745-6584.1989.TB00453.X
- brgm. (2015). *FICHE DE CARACTERISATION DE LA ME HG504 MASSE D'EAU SOUTERRAINE HG504 « SOCLE DU BASSIN VERSANT DE LA SELUNE »*.
- Brosten, T. R., Day-Lewis, F. D., Schultz, G. M., Curtis, G. P., & Lane, J. W. (2011). Inversion of multi-frequency electromagnetic induction data for 3D characterization of hydraulic conductivity. *Journal of Applied Geophysics*, 73(4), 323–335. doi: 10.1016/J.JAPPGEO.2011.02.004
- Brunke, M., & Gonser, T. (1997). The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater Biology*, 37(1), 1–33. doi: 10.1046/J.1365-2427.1997.00143.X
- Caractéristiques principales des nappes : les paramètres hydrodynamiques (définitions) - SIGES Seine-Normandie - ©2023.* (n.d.). Retrieved from <https://sigessn.brgm.fr/spip.php?article313>
- Cardenas, M. B. (2008). Surface water-groundwater interface geomorphology leads to scaling of residence times. *Geophysical Research Letters*, 35(8). doi: 10.1029/2008GL033753
- Cardenas, M. B., & Wilson, J. L. (2007). Dunes, turbulent eddies, and interfacial exchange with permeable sediments. *Water Resources Research*, 43(8). doi: 10.1029/2006WR005787
- Conant, B. (2004). Delineating and Quantifying Ground Water Discharge Zones Using Streambed Temperatures. *Ground Water*, 42(2), 243–257. doi: 10.1111/J.1745-6584.2004.TB02671.X
- Cranswick, R. H., & Cook, P. G. (2015). Scales and magnitude of hyporheic, river–aquifer and bank storage exchange fluxes. *Hydrological Processes*, 29(14), 3084–3097. doi: 10.1002/HYP.10421
- Cucchi, K., Rivière, A., Baudin, A., Berrhouma, A., Durand, V., Rejiba, F., Rubin, Y., & Flipo, N. (2018a). LOMOS-mini: A coupled system quantifying transient water and heat exchanges in streambeds. *Journal of Hydrology*, 561, 1037–1047. doi: 10.1016/j.jhydrol.2017.10.074
- Cucchi, K., Rivière, A., Baudin, A., Berrhouma, A., Durand, V., Rejiba, F., Rubin, Y., & Flipo, N. (2018b). LOMOS-mini: A coupled system quantifying transient water and heat exchanges in streambeds. *Journal of Hydrology*, 561, 1037–1047. doi: 10.1016/j.jhydrol.2017.10.074
- Datry. (2008). *La zone hyporhéique, une composante à ne pas négliger dans l'état des lieux et la restauration des cours d'eau | Enhanced Reader.*

- Datry, T., Foulquier, A., Corti, R., Von Schiller, D., Tockner, K., Mendoza-Lera, C., Clément, J. C., Gessner, M. O., Moleón, M., Stubbington, R., Gücker, B., Albarinõ, R., Allen, D. C., Altermatt, F., Arce, M. I., Arnon, S., Banas, D., Banegas-Medina, A., Beller, E., ... Zoppini, A. (2018). A global analysis of terrestrial plant litter dynamics in non-perennial waterways. *Nature Geoscience*, 11(7), 497–503. doi: 10.1038/S41561-018-0134-4
- Datry, T., Lamouroux, N., Thivin, G., Descloux, S., & Baudoin, J. M. (2015). Estimation of Sediment Hydraulic Conductivity in River Reaches and its Potential Use to Evaluate Streambed Clogging. *River Research and Applications*, 31(7), 880–891. doi: 10.1002/rra.2784
- DDTM 50 – EDF DPIH. (2014). *Études liées aux procédures d'autorisation du démantèlement des barrages*.
- Demars, B. O. L. (2019). Hydrological pulses and burning of dissolved organic carbon by stream respiration. *Limnology and Oceanography*, 64(1), 406–421. doi: 10.1002/LNO.11048
- European Rivers Network. (2019). Retrieved from <https://www.ern.org/fr/france-selune-leffacement-du-barrage-de-la-roche-qui-boit-a-debute/>
- Fovet, O., Ndom, M., Crave, A., & Pannard, A. (2020). Influence of dams on river water-quality signatures at event and seasonal scales: The Sélune River (France) case study. *River Research and Applications*, 36(7), 1267–1278. doi: 10.1002/RRA.3618
- G. E. Archie (2). (1947). Electrical Resistivity an Aid in Core-Analysis Interpretation. *AAPG Bulletin*, 31(2), 350–366. doi: 10.1306/3d93395c-16b1-11d7-8645000102c1865d
- Gaona, J., Meinikmann, K., & Lewandowski, J. (2019). Identification of groundwater exfiltration, interflow discharge, and hyporheic exchange flows by fibre optic distributed temperature sensing supported by electromagnetic induction geophysics. *Hydrological Processes*, 33(10), 1390–1402. doi: 10.1002/HYP.13408
- Gariglio, F. P., Tonina, D., & Luce, C. H. (2013). Spatiotemporal variability of hyporheic exchange through a pool-riffle-pool sequence. *Water Resources Research*, 49(11), 7185–7204. doi: 10.1002/wrcr.20419
- Gayraud, S., Hérouin, E., & Philippe, M. (2002). *Pêche Piscic.* 366, 339–355. doi: 10.1051/kmae:2002039
- Gomez-Velez, J. D., Harvey, J. W., Cardenas, M. B., & Kiel, B. (2015). Denitrification in the Mississippi River network controlled by flow through river bedforms. *Nature Geoscience* 2015 8:12, 8(12), 941–945. doi: 10.1038/ngeo2567
- Gooseff, M. N. (2010). Defining hyporheic zones - advancing our conceptual and operational definitions of where stream water and groundwater meet. In *Geography Compass* (Vol. 4, Issue 8, pp. 945–955). doi: 10.1111/j.1749-8198.2010.00364.x
- Greig, S. M., Sear, D. A., & Carling, P. A. (2007). A review of factors influencing the availability of dissolved oxygen to incubating salmonid embryos. *Hydrological Processes*, 21(3), 323–334. doi: 10.1002/HYP.6188
- Hannah, D. M., Malcolm, I. A., & Bradley, C. (2009). Seasonal hyporheic temperature dynamics over riffle bedforms. *Hydrological Processes*, 23(15), 2178–2194. doi: 10.1002/HYP.7256
- Harvey, J. W., Böhlke, J. K., Voytek, M. A., Scott, D., & Tobias, C. R. (2013). Hyporheic zone denitrification: Controls on effective reaction depth and contribution to whole-stream mass balance. *Water Resources Research*, 49(10), 6298–6316. doi: 10.1002/wrcr.20492

- Harvey, J. W., Wagner, B. J., & Bencala, K. E. (1996). Evaluating the reliability of the stream tracer approach to characterize stream-subsurface water exchange. *Water Resources Research*, 32(8), 2441–2451. doi: 10.1029/96WR01268
- Hendricks, S. P., & White, D. S. (2000). Stream and Groundwater Influences on Phosphorus Biogeochemistry. *Streams and Ground Waters*, 221–235. doi: 10.1016/B978-012389845-6/50010-7
- Houzé, C., Durand, V., Mügler, C., Pessel, M., Monvoisin, G., Courbet, C., & Noûs, C. (2022). Combining experimental and modelling approaches to monitor the transport of an artificial tracer through the hyporheic zone. *Hydrological Processes*, 36(2), e14498. doi: 10.1002/HYP.14498
- Isaak, D. J., Young, M. K., Luce, C. H., Hostetler, S. W., Wenger, S. J., Peterson, E. E., Ver Hoef, J. M., Groce, M. C., Horan, D. L., & Nagel, D. E. (2016). Slow climate velocities of mountain streams portend their role as refugia for cold-water biodiversity. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 113(16), 4374–4379. doi: 10.1073/PNAS.1522429113
- Jennings, S., & Reynolds, J. D. (2007). Chapter Fourteen: Body size, exploitation and conservation of marine organisms. *Body Size: The Structure and Function of Aquatic Ecosystems*. Retrieved from <https://login.proxy.lib.duke.edu/login?url=https://search.proquest.com/docview/19661339?accountid=10598>
- Kaufman, M. H., Cardenas, M. B., Buttle, J., Kessler, A. J., & Cook, P. L. M. (2017). Hyporheic hot moments: Dissolved oxygen dynamics in the hyporheic zone in response to surface flow perturbations. *Water Resources Research*, 53(8), 6642–6662. doi: 10.1002/2016WR020296
- Kaufman, M. H., Ghosh, R. N., Grate, J., Shooltz, D. D., Freeman, M. J., Ball, T. M., Loloee, R., McIntire, C. W., Wells, J., Strickland, C., Vermeul, V., Rod, K. A., Mackley, R., Lin, X., Ren, H., Goldman, A., & Stegen, J. (2022). Dissolved oxygen sensor in an automated hyporheic sampling system reveals biogeochemical dynamics. *PLOS Water*, 1(4), e0000014. doi: 10.1371/journal.pwat.0000014
- Keller, G. V. (1988). 2. Rock and Mineral Properties. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, 12–51. doi: 10.1190/1.9781560802631.CH2
- Krause, S., Tecklenburg, C., Munz, M., & Naden, E. (2013). Streambed nitrogen cycling beyond the hyporheic zone: Flow controls on horizontal patterns and depth distribution of nitrate and dissolved oxygen in the upwelling groundwater of a lowland river. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 118(1), 54–67. doi: 10.1029/2012JG002122
- Kumar, C. P. (2015). *Impact of Climate Change on Groundwater Resources*. 196–221. doi: 10.4018/978-1-4666-8814-8.CH010
- Larsen, L. G., Harvey, J. W., & Maglio, M. M. (2014). Dynamic hyporheic exchange at intermediate timescales: Testing the relative importance of evapotranspiration and flood pulses. *Water Resources Research*, 50(1), 318–335. doi: 10.1002/2013WR014195
- Lefebvre, S., Marmonier, P., Pinay, G., Bour, O., Aquilina, L., & Baudry, J. (2005). Nutrient dynamics in interstitial habitats of low-order rural streams with different bedrock geology. *Archiv Fur Hydrobiologie*, 164(2), 169–191. doi: 10.1127/0003-9136/2005/0164-0169
- Leigh, C., Stubbington, R., Sheldon, F., & Boulton, A. J. (2013). Hyporheic invertebrates as bioindicators of ecological health in temporary rivers: A meta-analysis. *Ecological Indicators*, 32, 62–73. doi: 10.1016/J.ECOLIND.2013.03.006

- Li, G., Li, X. Sen, & Li, C. (2017a). Measurement of Permeability and Verification of Kozeny-Carman Equation Using Statistic Method. *Energy Procedia*, 142, 4104–4109. doi: 10.1016/j.egypro.2017.12.332
- Li, G., Li, X. Sen, & Li, C. (2017b). Measurement of Permeability and Verification of Kozeny-Carman Equation Using Statistic Method. *Energy Procedia*, 142, 4104–4109. doi: 10.1016/j.egypro.2017.12.332
- Malzone, J. M., Anseeuw, S. K., Lowry, C. S., & Allen-King, R. (2016). Temporal Hyporheic Zone Response to Water Table Fluctuations. *Groundwater*, 54(2), 274–285. doi: 10.1111/GWAT.12352
- Mansoor, N., Slater, L., Artigas, F., & Auken, E. (2006). High-resolution geophysical characterization of shallow-water wetlands. *Geophysics*, 71(4). doi: 10.1190/1.2210307
- Marmonier, P., Delettre, Y., Lefebvre, S., Guyon, J., & Boulton, A. J. (2004a). A simple technique using wooden stakes to estimate vertical patterns of interstitial oxygenation in the beds of rivers. *Archiv Fur Hydrobiologie*, 160(1), 133–143. doi: 10.1127/0003-9136/2004/0160-0133
- Marmonier, P., Delettre, Y., Lefebvre, S., Guyon, J., & Boulton, A. J. (2004b). A simple technique using wooden stakes to estimate vertical patterns of interstitial oxygenation in the beds of rivers. *Archiv Fur Hydrobiologie*, 160(1), 133–143. doi: 10.1127/0003-9136/2004/0160-0133
- Marzadri, A., Dee, M. M., Tonina, D., Bellin, A., & Tank, J. L. (2017). Role of surface and subsurface processes in scaling N₂O emissions along riverine networks. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 114(17), 4330–4335. doi: 10.1073/pnas.1617454114
- Masson, M., Richard, L., & Gruat, A. (2021). *Recommandations techniques pour la mesure de la distribution granulométrique des sédiments et matières en suspension de cours d'eau*.
- Mbonimpa, M., A., M., C., & R. P., & B. B. (2000, October). *Développement de fonctions hydriques utilisant...* - Google Scholar. Retrieved from https://scholar.google.com/scholar?hl=fr&as_sdt=0%2C5&q=D%C3%A9veloppement+de+fonctions+hydriques+utilisant+les+propri%C3%A9t%C3%A9s+g%C3%A9otechniques+de+base.+&btnG=#d=gs_cit&t=1688659359288&u=%2Fscholar%3Fq%3Dinfo%3Aam-KtFFNoWkYJ%3Ascholar.google.com%2F%26output%3Dcite%26scirp%3D0%26hl%3Dfr
- Mbonimpa, M., Aubertin, M., Chapuis, R. P., & Bussière, B. (2002). Practical pedotransfer functions for estimating the saturated hydraulic conductivity. *Geotechnical and Geological Engineering*, 20(3), 235–259. doi: 10.1023/A:1016046214724/METRICS
- McNeill, J. D. (1980). *Electromagnetic terrain conductivity measurements at low induction numbers*. GEONICS Tech. Note TN6., Mississauga, Ont., Canada, Geonics.
- Merg, M. L., Dézerald, O., Kreutzenberger, K., Demski, S., Reyjol, Y., Usseglio-Polatera, P., & Belliard, J. (2020). Modeling diadromous fish loss from historical data: Identification of anthropogenic drivers and testing of mitigation scenarios. *PLOS ONE*, 15(7), e0236575. doi: 10.1371/JOURNAL.PONE.0236575
- Merill, L., & Tonjes, D. J. (2014). A review of the hyporheic zone, stream restoration, and means to enhance denitrification. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 44(21), 2337–2379. doi: 10.1080/10643389.2013.829769
- Murdoch, L. C., & Kelly, S. E. (2003). Factors affecting the performance of conventional seepage meters. *Water Resources Research*, 39(6). doi: 10.1029/2002WR001347

- Namour, P., Pons, M.-N., Zhang, Y., Adouani, N., Breil, P., Marmonier, P., Vienney, A., Guérol, F., Wagner, P., Montarges-Pelletier, E., Hissler, C., Iffly, J.-F., & Guibaud, G. (2016). *Caractérisation des profils de disponibilité en oxygène dans les zones hyporhéiques de petits cours d'eau*.
- Newbold, J. D., Mulholland, P. J., Elwood, J. W., & O'Neill, R. V. (1982). Organic Carbon Spiralling in Stream Ecosystems. *Source: Oikos*, 38(3), 266–272. Retrieved from <https://www.jstor.org/stable/3544663>
- O'Connor, B. L., Harvey, J. W., & McPhillips, L. E. (2012). Thresholds of flow-induced bed disturbances and their effects on stream metabolism in an agricultural river. *Water Resources Research*, 48(8). doi: 10.1029/2011WR011488
- O'Connor, B. L., Harvey, J. W., & McPhillips, L. E. (2012). Thresholds of flow-induced bed disturbances and their effects on stream metabolism in an agricultural river. *Water Resources Research*, 48(8). doi: 10.1029/2011WR011488
- OPP La Sélune. (2013). Retrieved from <https://selune.hypotheses.org/2328>
- Orghidan, T. (1959). *Ein neuer Lebensraum des unterirdischen Wassers, der hyporheische Biotop*. *Archiv für Hydrobiologie*. 55-392e414.
- Ostroumov, S. (1998). Biological filtering and ecological machinery for self-purification and bioremediation in aquatic ecosystems: towards a holistic view. *Rivista Di Biologia*. doi: 10.1400/22745
- Peralta-Maraver, I., Reiss, J., & Robertson, A. L. (2018). Interplay of hydrology, community ecology and pollutant attenuation in the hyporheic zone. In *Science of the Total Environment* (Vols. 610–611, pp. 267–275). Elsevier B.V. doi: 10.1016/j.scitotenv.2017.08.036
- Richardson, J., & Jowett, I. G. (2002). Effects of sediment on fish communities in East Cape streams, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 36(2), 431–442. doi: 10.1080/00288330.2002.9517098
- River, B., & Annan, W. A. K. (2006). *A comparison of techniques for investigating groundwater-surface water interactions along the*.
- Rivière, A., Flipo, N., Goblet, P., Cucchi, K., Berrhouma, A., Scheifer, J., Marlot, L., Ansart, P., Blanchouin, A., & Mouchel, J.-M. (2019). Réseau de suivi “MONitoring LOcal des échanges NAppe Rivière” du bassin de l’Orgeval. *Working Papers*. Retrieved from <https://ideas.repec.org/p/hal/wpaper/hal-02492144.html>
- Rosenberry, D. O., Labaugh, J. W., & Hunt, R. J. (2008). *Use of Monitoring Wells, Portable Piezometers, and Seepage Meters to Quantify Flow Between Surface Water and Ground Water Chapter 2 of Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water Techniques and Methods Chapter 4-D2*.
- Rosenberry, D. O., López, J. M. N., Webb, R. M. T., & Müller, S. (2020). Variable Seepage Meter Efficiency in High-Permeability Settings. *Water* 2020, Vol. 12, Page 3267, 12(11), 3267. doi: 10.3390/W12113267
- Runkel, R. L., McKnight, D. M., & Rajaram, H. (2003). Modeling hyporheic zone processes. *Advances in Water Resources*, 26(9), 901–905. doi: 10.1016/S0309-1708(03)00079-4
- Sarriquet, P. E., Delettre, Y. R., & Marmonier, P. (2006). Effects of catchment disturbance on stream invertebrates: Comparison of different habitats (vegetation, benthic and interstitial) using bio-ecological groups. *Annales de Limnologie*, 42(4), 205–219. doi: 10.1051/LIMN/2006022

- Sawyer, A. H., Bayani Cardenas, M., & Buttles, J. (2011). Hyporheic exchange due to channel-spanning logs. *Water Resources Research*, 47(8), 8502. doi: 10.1029/2011WR010484
- Sepia conseils. (2002). *ETUDE DU DEVENIR DES BARRAGES DE LA SELUNE RAPPORT DE PHASE 1-ETAT DES LIEUX*.
- Shahzad. (2005). *MASTERS THESIS 2005:67 Clay Conductivity and Water Saturation Models*.
- Stanford, J. A., & Ward, J. v. (1988). The hyporheic habitat of river ecosystems. *Nature*, 335(6185), 64–66. doi: 10.1038/335064A0
- Stanford, Jack A., & Ward, J. V. (1993). An Ecosystem Perspective of Alluvial Rivers: Connectivity and the Hyporheic Corridor. *Journal of the North American Benthological Society*, 12(1), 48–60. doi: 10.2307/1467685
- Steve Buss. (2009). *The Hyporheic Handbook A handbook on the groundwater-surface water interface and hyporheic zone for environment managers*. Retrieved from <http://publications.environment->
- Story, A., Moore, R. D., & Macdonald, J. S. (2003). Stream temperatures in two shaded reaches below cutblocks and logging roads: Downstream cooling linked to subsurface hydrology. *Canadian Journal of Forest Research*, 33(8), 1383–1396. doi: 10.1139/X03-087
- Syndicat Mixte du Bassin de la Sélune. (2017). *Etat des lieux révisé du bassin de la Sélune*. 1–121.
- Triska, F. J., Kennedy, V. C., Avanzino, R. J., Zellweger, G. W., & Bencala, K. E. (1989). Retention and transport of nutrients in a third-order stream in northwestern California; hyporheic processes. *Ecology*, 70(6), 1893–1905. doi: 10.2307/1938120
- Triska, Frank J., Duff, J. H., & Avanzino, R. J. (1993). The role of water exchange between a stream channel and its hyporheic zone in nitrogen cycling at the terrestrial—aquatic interface. *Nutrient Dynamics and Retention in Land/Water Ecotones of Lowland, Temperate Lakes and Rivers*, 167–184. doi: 10.1007/978-94-011-1602-2_20
- Valdes-Parada, F. J., Ochoa-Tapia, J. A., & Alvarez-Ramirez, J. (2009). Validity of the permeability Carman-Kozeny equation: A volume averaging approach. *Physica A: Statistical Mechanics and Its Applications*, 388(6), 789–798. doi: 10.1016/j.physa.2008.11.024
- Vervier, P., Gibert, J., Marmonier, P., & Dole-Olivier, M.-J. (1992a). A Perspective on the Permeability of the Surface Freshwater-Groundwater Ecotone. <https://doi.org/10.2307/1467886>, 11(1), 93–102. doi: 10.2307/1467886
- Vervier, P., Gibert, J., Marmonier, P., & Dole-Olivier, M.-J. (1992b). A Perspective on the Permeability of the Surface Freshwater-Groundwater Ecotone. *Journal of the North American Benthological Society*, 11(1), 93–102. doi: 10.2307/1467886
- Villeneuve, V., Légaré, S., Painchaud, J., & Vincent, W. (2006). Dynamique et modélisation de l’oxygène dissous en rivière Dynamics and modelling of dissolved oxygen in rivers. *Journal of Water Science*, 19(4), 259–274. doi: 10.7202/014414ar
- Wang, X., Chen, Y., Yuan, Q., Xing, X., Hu, B., Gan, J., Zheng, Y., & Liu, Y. (2022). Effect of river damming on nutrient transport and transformation and its countermeasures. *Frontiers in Marine Science*, 9, 2398. doi: 10.3389/FMARS.2022.1078216/BIBTEX
- Ward, A. S. (2016). The evolution and state of interdisciplinary hyporheic research. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 3(1), 83–103. doi: 10.1002/WAT2.1120

- Waxman Member, M. H., Me, A. /, & Smits, L. J. M. (1968). *Electrical Conductivities in Oil-Bearing Shaly Sands*. 107–122. Retrieved from <http://onepetro.org/spejournal/article-pdf/8/02/107/2153330/spe-1863-a.pdf/1>
- Wentworth, C. K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Source: The Journal of Geology*, 30(5), 377–392. Retrieved from <https://www.jstor.org/stable/30063207>
- White, D. S. (1993). Perspectives on Defining and Delineating Hyporheic Zones. *Journal of the North American Benthological Society*, 12(1), 61–69. doi: 10.2307/1467686
- Williams, D., Febria, C., Williams, D. D., Febria, C. M., & Wong, J. C. Y. (2010). *Ecotonal and other properties of the Hyporheic Zone With 11 figures*. doi: 10.1127/1863-9135/2010/0176-0349
- Winsauer, W. O., Shearin, H. M., Masson, P. H., & Williams, M. (1952). Resistivity of Brine-Saturated Sands in Relation to Pore Geometry. *AAPG Bulletin*, 36(2), 253–277. doi: 10.1306/3D9343F4-16B1-11D7-8645000102C1865D
- Woessner, W. W. (2017). Hyporheic Zones. *Methods in Stream Ecology: Third Edition*, 1, 129–157. doi: 10.1016/B978-0-12-416558-8.00008-1
- Wood, P. J., Boulton, A. J., Little, S., & Stubbington, R. (2010). Is the hyporheic zone a refugium for aquatic macroinvertebrates during severe low flow conditions? *Fundamental and Applied Limnology*, 176(4), 377–390. doi: 10.1127/1863-9135/2010/0176-0377

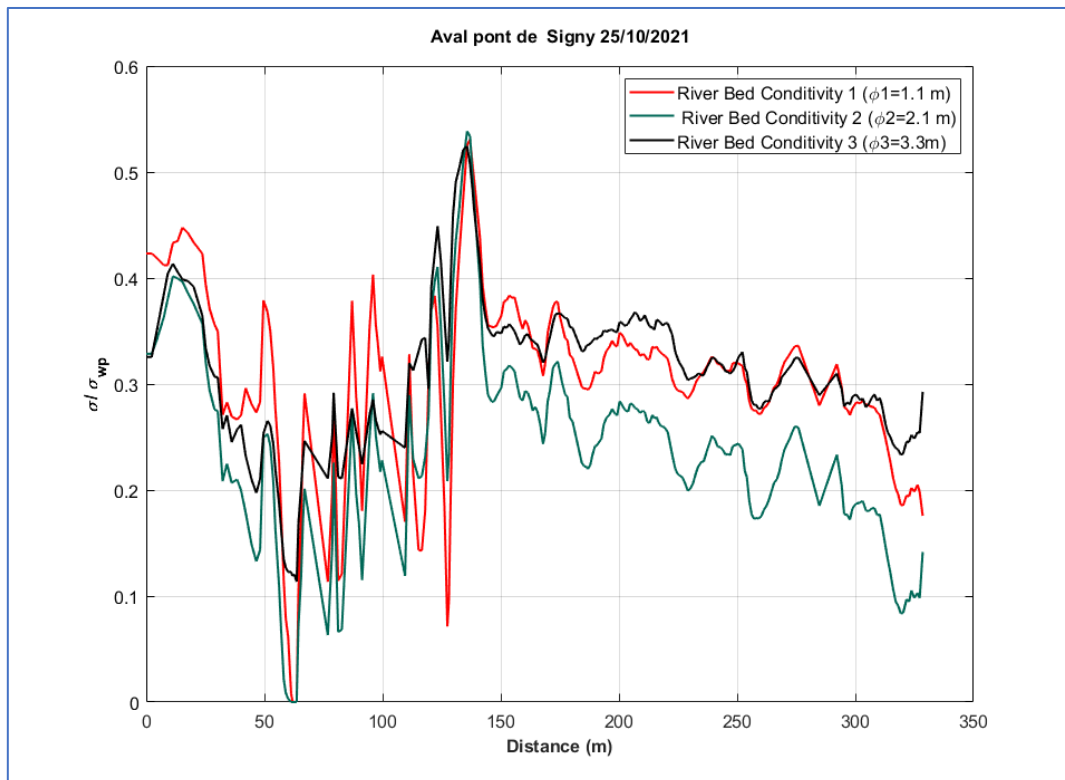
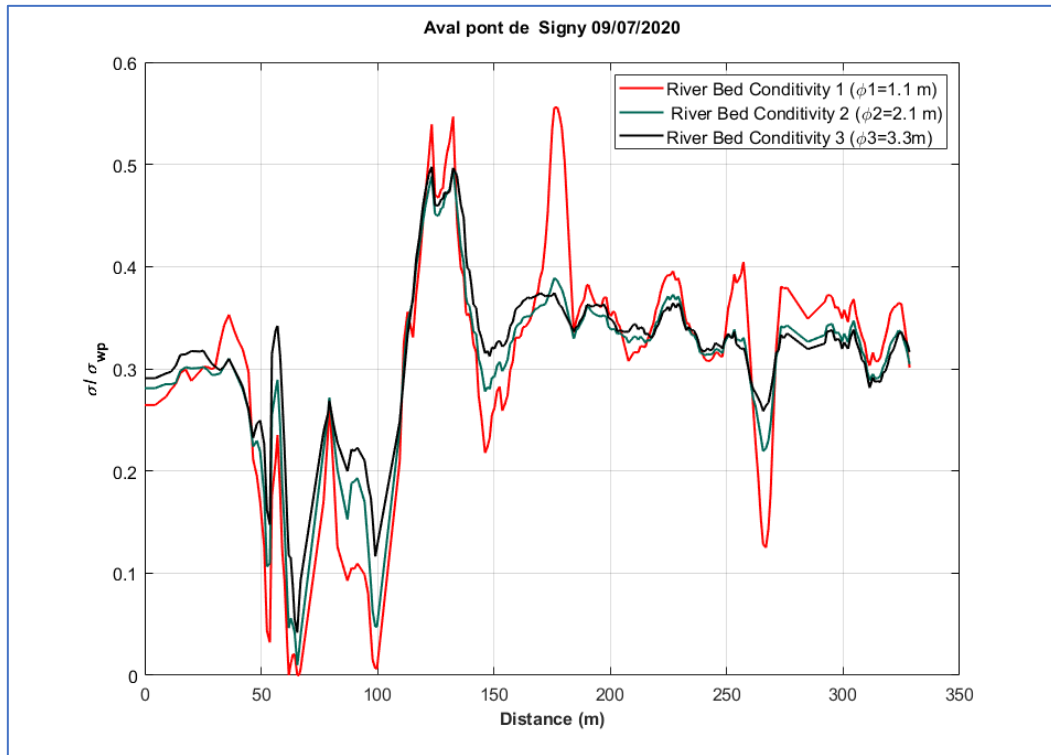
Annexe

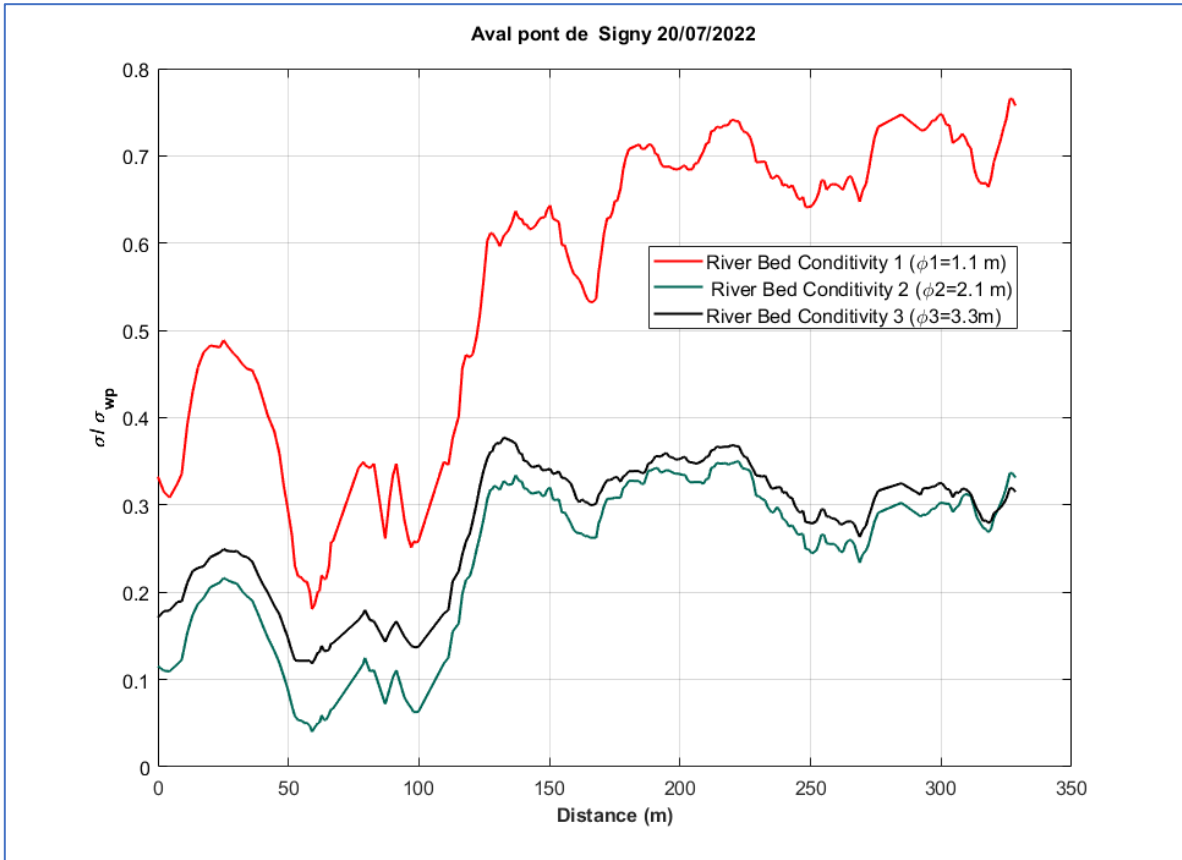
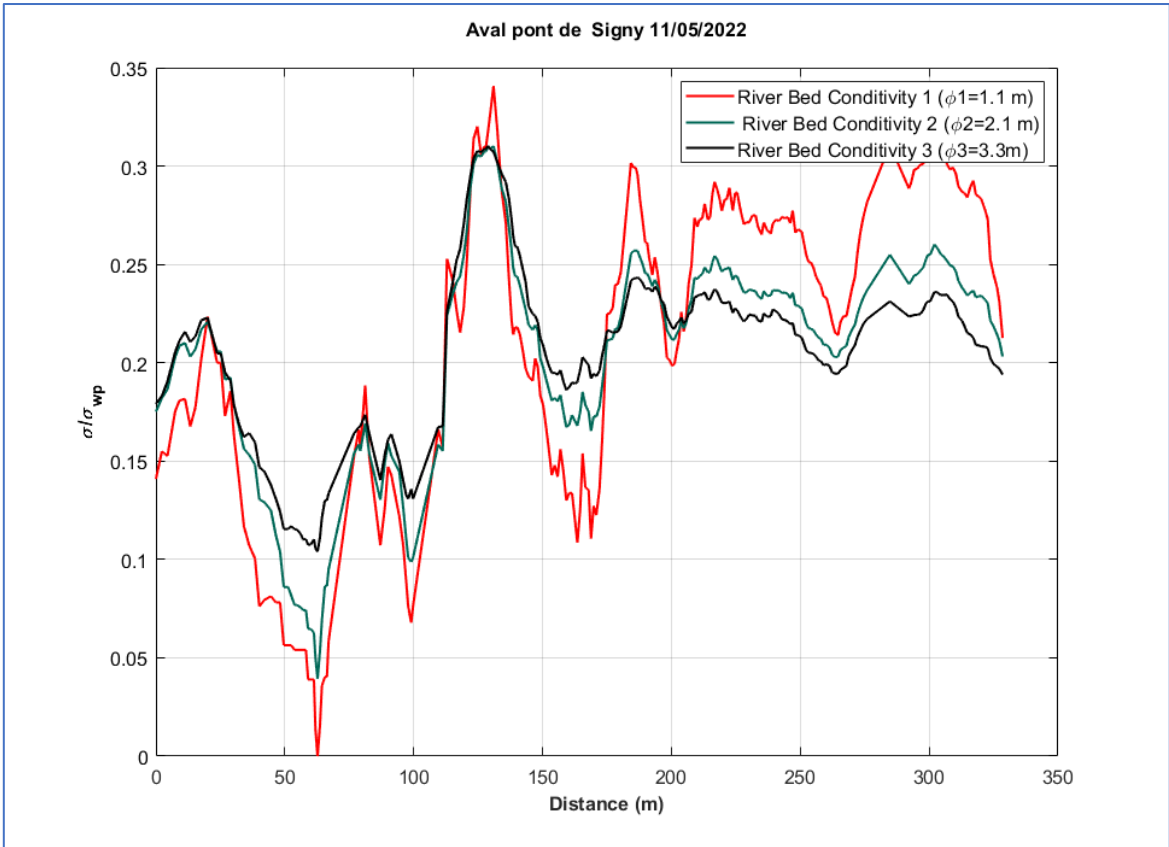
Annexe 1 : Tableau caractéristique des sondes installées sur le site d'étude

Index	Capteurs	Paramètres	Précision	Résolution	Plage	Sites
1	Prosensor U20L-01	Niveau d'eau + Température	±0,1% de l'échelle complète, 1,0 cm d'eau ; jusqu'à ±0,2% de l'échelle complète, 2,0 cm d'eau	<0,21 cm d'eau	69 à 207 kPa, 0°C à 40°C	Virey/Poi
2	Prosensor U24-001	Conductivité électrique + Température	3% de la mesure ou 5µS/cm	1µS/cm	Faible : 0 à 1 000 µS/cm ; Élevé : 0 à 10 000 µS/cm	Virey/Poi
3	Prosensor U26-001	Oxygène dissous + Température	0,2 mg/L : 0 à 8 mg/L ; 0,5 mg/L : 8 à 20 mg/L	0,02 mg/L	0 à 30 mg/L	Virey/Poi
4	In-Situ Inc. Rugged TROLL 100	Niveau d'eau + Température	±0,05% : de -5°C à 50°C	±0,01% de l'échelle complète	9 à 18 m	Virey/Poi
5	In-Situ Inc. Rugged Baro TROLL	Pression barométrique + Température	±0,05% : de -5°C à 50°C	±0,01% de l'échelle complète	0,5 à 2 bar	Virey/Poi
6	STS TM/N - Sonde de niveau passive	Niveau d'eau + Température	≤ ±0,50 / 0,25% de l'échelle complète		1 à 250 mH2O	Signy
7	WiSens CTD 50 Enregistreur de données autonome	Conductivité électrique + Température	0,04 mS/cm		0 à 70 mS/cm	Signy
8	Ponsel OPTOD Capteur optique numérique d'oxygène dissous	Oxygène dissous + Température	+/- 0,1 mg/L	0,01 mg/L	0 à 20 mg/L	Signy
9	Capteur de pression LOMO-mini 26PCA	Pression différentielle	+/-0,25%		0 à 0,7 m	Signy/Virey/Poi
10	PT100	Température	±0,3°C		-50 à +250°C	Signy/Virey/Poi

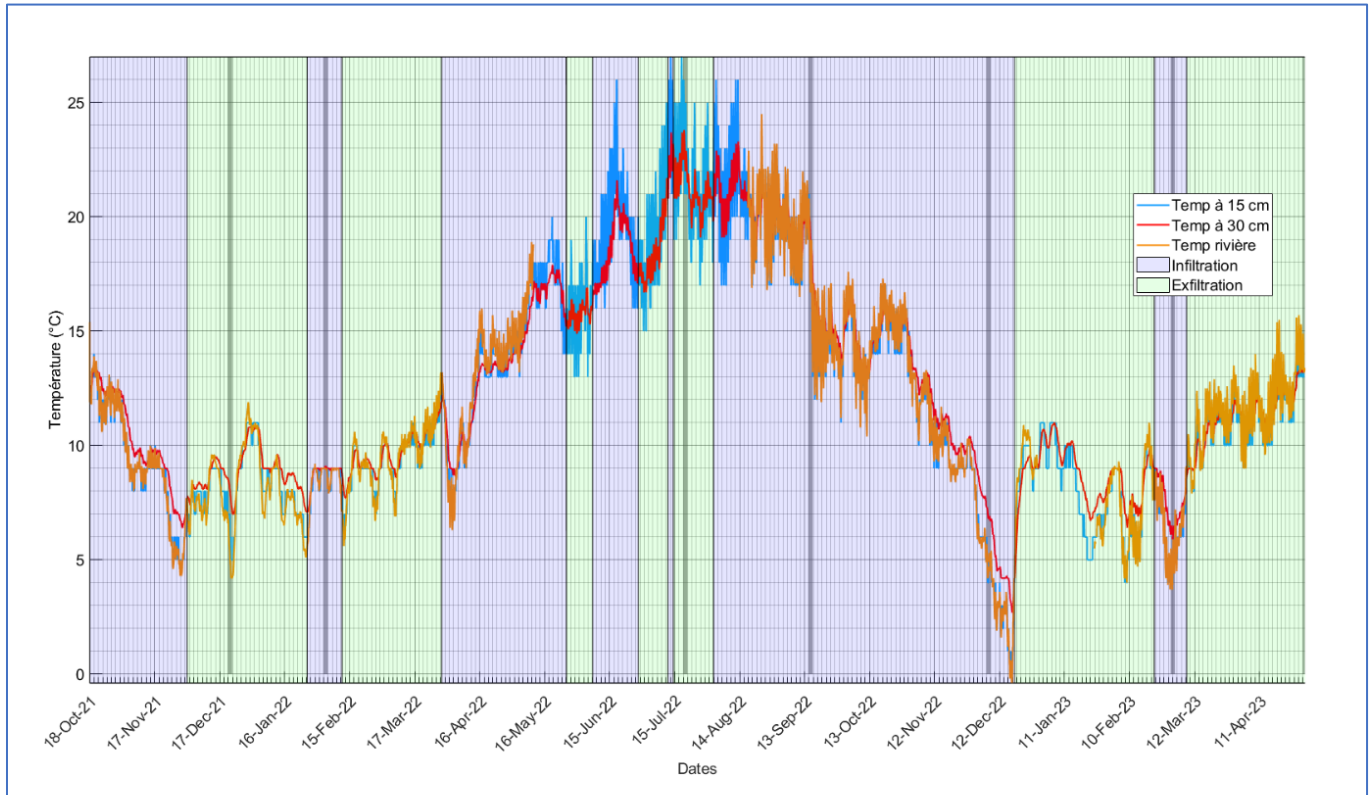
11	Station OTT PLS	Pression	$\leq \pm 0,05\%$ de l'échelle complète	0,1 mbar	0 à 10 bar	Signy/Virey/Poi
12	Aqualabo Ponsel Capteur	Conductivité électrique	$\pm 0,1\%$ de l'échelle complète	0,01 à 1 $\mu\text{S}/\text{cm}$	0 à 2 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$	Signy/Virey/Poi
13	Capteur Hach Solitax	Turbidité	$\pm 0,01$ FNU/NTU	0,001–4000 FNU/NTU		Signy/Virey/Poi

Annexe 2 : Mesure de conductivités électriques à Signy entre 2020 et 2022





Annexe 3 : variation de la température entre 18 octobre 2021 et 2 mai 2023 à Signy



Titre : Dynamique des interactions physico-chimiques en zone hyporhéique :
Influence des crues et de la suppression des barrages

Mots clés : Echanges nappe rivière, Processus biogéochimiques, Transport réactif, Oxygène dissous, Arasement de barrage

Résumé : Dans le contexte de la rivière Sélune en France, où deux barrages sont en cours de retrait pour rétablir la continuité hydro-sédimentaire de la rivière, cette thèse s'est fixée pour objectif de comprendre les impacts potentiels de ces changements sur la dynamique de la zone hyporhéique. Cette zone, cruciale dans les cycles hydrologiques ainsi que pour la reproduction de certaines espèces de poisson, demeure mal comprise du fait du faible nombre de données disponibles. Pour pallier à ce problème, un réseau de capteurs autonomes mesurant différentes variables physico-chimiques a été déployé à partir d'octobre 2021, sur une durée de 2 ans.

La méthodologie de cette étude repose sur l'analyse des gradients physico-chimiques verticaux dans les sédiments du lit de la rivière, en se penchant sur l'oxygène et la conductivité électrique. L'hétérogénéité de la perméabilité a également été examinée grâce à des mesures de conductivité électrique. Les résultats ont révélé des variations spatiales significatives de la perméabilité du lit. En particulier, l'impact du flux sédimentaire lié à l'arasement des barrages a été observé, provoquant une diminution de la perméabilité dans certaines zones.

En ce qui concerne l'oxygène dissous, les variations observées sont liées aux régimes d'infiltration et d'exfiltration, avec possiblement des baisses temporaires dues à l'activité microbienne en réponse à l'apport de matière organique. De plus, l'arrivée de sédiments en mai 2022 semble avoir entraîné une période prolongée d'anoxie, avec potentiellement des conséquences majeures pour la faune aquatique.

Cette recherche a contribué à une meilleure compréhension de la zone hyporhéique et a souligné l'impact significatif du flux sédimentaire sur la perméabilité, la dynamique de l'oxygène et le phénomène de colmatage. Elle a également ouvert de nouvelles perspectives pour l'analyse des propriétés hydrothermiques du lit de la rivière, des flux d'eau et l'utilisation de mesures de conductivité électrique pour estimer la profondeur des échanges nappe-rivière, ainsi que le développement de modèles théoriques pour prédire le transport des éléments dissous et leur dégradation.

Title: Dynamics of Physicochemical Interactions in the Hyporheic Zone:
Impact of Floods and Dam Removal

Keywords: Surface-subsurface transfers, Biogeochemical processes, Reactive transport
, Dissolved oxygen Dam removal

Résumé : In the context of the Selune River in France, where two dams are currently being removed to restore hydro-sedimentary continuity in the river, this thesis aimed at understanding the potential impacts of these changes on the dynamics of the hyporheic zone. This zone, crucial for the reproduction of certain species and economic activities, requires in-depth monitoring. To achieve this, a network of autonomous sensors measuring various physicochemical variables was deployed starting in October 2021, for a duration of 2 years. The methodology of this study is based on the analysis of vertical physicochemical gradients in the riverbed sediments, focusing on oxygen and conductivity. The heterogeneity of permeability was also examined through measurements of electrical conductivity. The results revealed significant spatial variations in bed permeability. Specifically, the impact of sediment transport released by the dam removal was observed, causing a decrease in permeability in certain areas.

Regarding dissolved oxygen, local variations were related to infiltration and exfiltration regimes, with temporary decreases due to microbial activity in response to organic matter input. Furthermore, the arrival of sediments in May 2022 led to an extended period of anoxia, with potentially significant consequences for aquatic fauna. This research has contributed to a better understanding of the hyporheic zone and emphasized the significant impact of sediment transport on permeability, oxygen dynamics, and clogging phenomena. It has also opened new perspectives for the analysis of hydrothermal properties of the riverbed, water flow, and the use of electrical conductivity measurements to estimate the depth of groundwater-river exchanges, as well as the development of theoretical models to predict the transport and degradation of dissolved elements.