

Compréhension du fonctionnement hydrologique et géochimique d'une zone humide riparienne : cas du marais de Jarcy (Essonne, France)

Adrien Renaud

▶ **To cite this version:**

Adrien Renaud. Compréhension du fonctionnement hydrologique et géochimique d'une zone humide riparienne : cas du marais de Jarcy (Essonne, France). Interfaces continentales, environnement. Université Paris-Saclay, 2023. Français. ⟨NNT : 2023UPASJ009⟩. ⟨tel-04066482⟩

HAL Id: tel-04066482

https://theses.hal.science/tel-04066482v1

Submitted on 12 Apr 2023

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.



HAL Authorization

université PARIS-SACLAY

Compréhension du fonctionnement hydrologique et géochimique d'une zone humide riparienne : cas du marais de Jarcy (Essonne, France)

Hydrological processes and geochemical implications within a riparian wetland : case study of the Jarcy fen (Essonne, France)

Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n°579, sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMaG)
Spécialité de doctorat : géosciences
Graduate School : Géosciences, climat, environnement et planètes. Référent : Faculté des sciences d'Orsay

Thèse préparée dans les unités de recherche **GEOPS (Université Paris-Saclay, CNRS)** et **LSCE (Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ)**, sous la direction de **Claude MÜGLER**, Directrice de recherche, et le co-encadrement de **Véronique DURAND**, Maître de conférences.

Thèse soutenue à Paris-Saclay, le 21 février 2023, par

Adrien RENAUD

Composition du jury

Membres du jury avec voix délibérative

Alexandra COURTIN Professeure, Université Paris-Saclay - GEOPS	Présidente
Benjamin BELFORT Maître de conférences, Université de Strasbourg - ITES	Rapporteur & Examinateur
Catherine BERTRAND Maîtresse de conférences, Université de Franche-Comté - LCE	Rapporteur & Examinatrice
Sophie AYRAULT Directrice de recherche, CEA - LSCE	Examinatrice
Laurie BOITHIAS Physicienne-adjointe, CNAP - GET	Examinatrice
Isabelle BRAUD Directrice de recherche INRAE - RiverLy	Examinatrice

THESE DE DOCTORAT
NNT : 2023UPASJ009

université PARIS-SACLAY
ÉCOLE DOCTORALE
Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMAG)

Titre : Compréhension du fonctionnement hydrologique et géochimique d'une zone humide riparienne : cas du marais de Jarcy (Essonne, France).
Mots clés : zone humide, riparien, hydrologie, géochimie, modélisation, battement de nappe.

Résumé : Les zones humides ripariennes ont un potentiel écologique important tant dans le maintien de la biodiversité, de la qualité des cours d'eau qui les longent ou encore comme réservoirs de carbone. Parmi la typologie de ces environnements très diversifiés, les tourbières sont des milieux fragiles qui reposent sur l'équilibre entre conditions hydrologiques saturées en eau et production primaire importante. Des variations de niveaux d'eau répétées peuvent être à l'origine de leur transformation. L'objectif de cette thèse est d'établir le fonctionnement hydrologique de ce type de milieu, à l'échelle d'un site pilote, et d'en comprendre les implications sur les cycles biogéochimiques. L'approche développée dans ce travail est multi-disciplinaire : suivi piézométrique à haute fréquence (10 min) sur un réseau d'une dizaine de puits d'observation installés de façon distribuée sur le site, campagnes de prélèvements géochimiques bimestrielles sur ces ouvrages, prospections géophysiques par tomographie de résistivité électrique, analyse d'échantillons non-remaniés issus de carottages, et enfin modélisation hydrologique sur un transect 2D à l'aide du code HydroGeoSphere (HGS). Le couplage de ces différentes méthodes a permis de comprendre les processus qui pilotent les dynamiques de nappes observées sur le site : elles ont pour moteur le cycle annuel de croissance intensive de la végétation, et sont contrôlées par des apports d'eau latéraux de la rivière et circulant rapidement dans une couche de surface caractérisée par une forte conductivité hydraulique. Ces dynamiques sont à l'origine d'une transformation pédologique de la zone de battement de nappe par la stimulation de la dégradation de la matière organique, qui a pour effet l'augmentation de la minéralisation des eaux souterraines et participe à la distinction de deux horizons aux propriétés très différentes. Les niveaux piézométriques en basses eaux jouent ainsi le rôle de frontière à la fois pédologique, hydrologique et aussi géochimique.

Title : Hydrological processes and geochemical implications within a riparian wetland : case study of the Jarcy fen (Essonne, France).
Keywords : wetland, riparian, hydrology, geochemistry, modelling, water table dynamics.

Abstract : Riparian wetlands are environments of high ecological interest as biodiversity reactors, natural river purifiers and carbon sinks. Among the numerous types of wetlands, peatlands are sensitive environments that rely on the brittle balance between high primary production and waterlogging conditions. Seasonal water table fluctuations can initiate major changes in their structure. The objective of this thesis is to understand the hydrological processes of these specific environments, at the site scale, and to seize how they affect the biogeochemical cycles within the peat body. The method developed in this work to address this issue is multidisciplinary : high-frequency water table monitoring (10 min) using about ten observation wells distributed over the studied wetland, bimonthly groundwater sampling within this piezometer network, geophysical investigations using the electrical resistivity tomography method (ERT), analyses of undisturbed soil samples, and hydrological modeling using the numerical tool HydroGeoSphere (HGS). The coupling of all these methods led to understand the processes at the origin of the observed water table dynamics : they are the consequences of the vegetation cycles, with intensive growth from June to October, and are controlled by the lateral flow, in particular that of the river, boosted by a high permeable surface layer. These dynamics are behind the pedological changes observed in soil samples from the periodically unsaturated zone. They stimulate the organic matter biodegradation, which increases at the same time the groundwater mineralization, and lead to a bi-layer system of different properties. Water levels at maximum drawdown thus act as a pedological, hydrological and geochemical boundary within the peat body.

Remerciements

Je souhaite tout d'abord remercier les membres du jury d'avoir pris le temps de lire ce manuscrit, y avoir fait des commentaires pertinents, et d'avoir fait vivre ma soutenance : Alexandra Courtin, Benjamin Belfort, Catherine Bertrand, Sophie Ayrault, Laurie Boithias et Isabelle Braud. Je tiens aussi à remercier Martin Sahaghian d'avoir répondu à notre invitation, et surtout de nous avoir permis de travailler sur le marais de Jarcy, pièce centrale de ce travail.

Je remercie également mes directrices de thèse, Claude, Véronique, merci encore de m'avoir proposé ce sujet et de m'avoir accompagné pendant ces trois ans. Je sais que la rédaction de ces lignes ne marque pas la fin de notre collaboration.

Je tiens à remercier l'école doctorale SMEMaG de m'avoir fait confiance en m'accordant la bourse qui a financé mes trois années de recherche.

Je remercie bien évidemment l'ensemble des personnes qui ont œuvré de près comme de loin à ce travail de thèse, que ce soit par leur participation aux campagnes de terrain, aux mesures en laboratoire ou encore pour l'aide au traitement et à l'interprétation des données. La liste est exhaustive et certains, je m'en excuse, seront peut-être oubliés. Merci à Aurélie, Gaël, Christelle, Emmanuel, Marc, Irène, Titouan, Joshua, Sarah, Yassir, Nathalie, Bruno, Christophe, Lohan, Deograssias…

Merci aussi à Mathilde qui a mis à disposition le carottier de l'IRSN et grâce à qui les carottes ont pu être extraites du sol.

Je tiens à remercier l'ensemble du personnel de GEOPS et du LSCE, notamment Mylène et Georgette qui m'ont aidé dans toutes les démarches administratives.

À mes proches, je dirai peu, ils savent déjà tout. Merci.

Enfin, je finirai en vous remerciant, Chers lecteurs, de continuer à faire vivre ce travail.

Table des matières

Introduction 9

1 Matériel et méthodes 11

1.1 Contexte général . . . 12
1.1.1 Contexte géologique . . . 14
1.1.2 Contexte hydrologique et hydrogéologique . . . 17
1.1.3 Contexte climatique . . . 20
1.2 Outils expérimentaux . . . 24
1.2.1 Suivi et analyse des eaux souterraines . . . 24
1.2.2 Caractérisation du milieu poreux . . . 33
1.2.3 Prospection géophysique . . . 39
1.2.4 Caractérisation hydrodynamique . . . 42
1.3 Outils de modélisation . . . 46
1.3.1 Généralités . . . 46
1.3.2 Outil numérique : le code HydroGeoSphere . . . 47
1.3.3 Méthode de calibration des paramètres du modèle . . . 59

2 Caractérisation du site du marais de Jarcy 63

2.1 Généralités sur les zones humides . . . 64
2.1.1 Définitions . . . 64
2.1.2 Les tourbières, des zones humides particulières . . . 65
2.1.3 Le modèle de développement des tourbières : acrotelm - catotelm . . . 66
2.2 Prospection géophysique : caractérisation de la structure de l'aquifère . . . 68
2.2.1 Structure à grande échelle . . . 68
2.2.2 Structure à l'échelle du marais . . . 70
2.3 Caractérisation pédologique . . . 72
2.3.1 Description des carottes . . . 72
2.3.2 Analyses sur échantillons non-remaniés . . . 78
2.4 Caractérisation hydrodynamique . . . 87
2.4.1 Description des essais . . . 87
2.4.2 Présentation des résultats . . . 89
2.5 Synthèse sur la caractérisation du site . . . 91

3 Compréhension du fonctionnement hydrologique du marais **93**
3.1 Suivi temporel des niveaux de nappe . . . 94
3.1.1 Dynamique du marais depuis 2014 . . . 94
3.1.2 Dynamique intra-marais . . . 97
3.1.3 Dynamique micro-événementielle . . . 100
3.1.4 Cas particulier du piézomètre PZ13 . . . 104
3.1.5 Calculs de bilan d'eau . . . 105
3.1.6 Conclusion . . . 106
3.2 Traçage par les isotopes stables de la molécule d'eau . . . 109
3.2.1 Généralités . . . 109
3.2.2 Résultats du suivi isotopique . . . 113
3.2.3 Fonctionnement hydrologique . . . 118
3.2.4 Conclusion . . . 122
3.3 Modélisation hydrologique du marais de Jarcy . . . 125
3.3.1 Construction du modèle . . . 125
3.3.2 Calibration manuelle des paramètres du modèle . . . 130
3.3.3 Calibration automatique . . . 134
3.3.4 Interprétation de la modélisation . . . 145
3.3.5 Analyse de sensibilité . . . 150
3.3.6 Bilan de la simulation . . . 160
3.4 Synthèse du fonctionnement hydrologique . . . 162

4 Compréhension du fonctionnement géochimique du marais **163**
4.1 Généralités . . . 164
4.1.1 La matière organique . . . 164
4.1.2 Le carbone inorganique dissous . . . 165
4.1.3 L'azote . . . 166
4.1.4 Le soufre . . . 167
4.1.5 Les halogènes . . . 168
4.1.6 Effet isotopique . . . 169
4.2 Géochimie du marais de Jarcy . . . 172
4.2.1 Faciès des eaux, minéralisation et physico-chimie . . . 172
4.2.2 Chroniques des éléments majeurs . . . 177
4.2.3 Isotopes stables du soufre . . . 193
4.2.4 Analyse statistique . . . 194
4.2.5 Conclusion . . . 203
4.3 Fonctionnement géochimique . . . 204
4.3.1 Cycle du carbone et sulfato-réduction . . . 204
4.3.2 Chlorures et zone non saturée . . . 211
4.3.3 Effet d'accumulation . . . 216
4.3.4 Effet sur les autres éléments . . . 218
4.3.5 Une nappe stratifiée . . . 221
4.4 Synthèse de l'étude géochimique . . . 222

Conclusion **225**

Annexes **257**

I Photographies des carottes avant dépouillement 258
II Calibration des âges Carbone 14 260
III Interprétation des essais par *slug test* 267
IV Calculs de bilans hydriques 282
V Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle 2D 285
VI Matrice des corrélations 298

Introduction

Depuis les années 2000, la gestion de la ressource en eau au niveau européen est entrée dans un nouveau paradigme avec la création de la Directive Cadre sur l'Eau. Ce texte fixe des objectifs concrets notamment sur la protection et la restauration de la qualité des eaux et des milieux aquatiques en posant comme principe fondamental :

> *« L'eau n'est pas un bien marchand comme les autres mais un patrimoine qu'il faut protéger, défendre et traiter comme tel »*
>
> Directive 2000/60/CE du 23 octobre 2000 , art. (1)

L'ambition au moment de son application était de parvenir à l'horizon 2015 et au plus tard 2027 au « bon état des eaux de surface et des eaux souterraines dans toute la Communauté ». Une des retranscriptions de la directive dans le Code de l'environnement français vise ainsi au rétablissement de la continuité écologique, définie *"par la libre circulation des espèces biologiques et par le bon déroulement du transport naturel des sédiments"* (Article R214-1, code de l'Environnement). Ainsi est considéré comme obstacle à la continuité écologique tout ouvrage limitant ces deux processus naturels. En France, ce sont plus de 100 000 obstacles qui sont ainsi recensés dans la base de données de l'Office Française de la Biodiversité [1]. Cette notion d'obstacle concerne évidemment la dimension amont-aval, avec les barrages, les seuils ou encore les moulins, mais aussi latérale, avec les digues ou les aménagements de berges, qui ont pour problématique le maintien des connexions aux réservoirs biologiques ripariens (Article R214-109 du code de l'Environnement). Ainsi la rivière n'est pas considérée uniquement du point de vue restrictif du cours d'eau mais dans son intégration au sein d'un continuum hydrologique plus large.

Les zones humides ripariennes font pleinement partie de ce continuum et constituent des écosystèmes au potentiel écologique très important en tant que zone refuge pour la biodiversité (Convention on Wetlands, 2021) et épurateurs naturels limitant l'eutrophisation des cours d'eau (Land et al., 2016; Gilliam, 1994) mais aussi en tant que réservoirs de carbone (Kayranli et al., 2010). Le fonctionnement de ces environnements repose principalement sur des niveaux d'eau dans les sols proches de la surface permettant le développement d'une végétation active et surtout la mise en place de conditions biogéochimiques spécifiques, pauvres en oxygène, permettant l'accumulation de matière organique et favorisant le stockage de nutriments (Bowden, 1987; Hefting et al., 2004). Un changement de régime hydrologique avec des niveaux de nappes fluctuants peut avoir un impact très important sur ces zones humides

1. source : https://naturefrance.fr

en modifiant les équilibres biogéochimiques sur lesquels elles reposent par l'alternance de conditions oxiques et anoxiques dans le milieu. L'effet d'une telle dynamique a déjà été étudié dans la littérature pour la plupart des cycles biogéochimiques concernés (soufre : Urban et al. (1989), Warren et al. (2001), De Ridder (2012) ; azote (Rubol et al., 2012; Hefting et al., 2004) ; carbone (Blodau, 2001)). En revanche, comme l'ont noté Griffiths et al. (2019), cette problématique est rarement abordée sur le long terme ou de façon exhaustive spatialement à l'échelle du site, alors même que ce sont des environnements très hétérogènes (Johnes et al., 2020). De plus, seules quelques études ont réalisé un couplage entre suivi géochimique et suivi hydrologique, mais souvent centré sur un seul élément, comme par exemple Clément et al. (2002) et Hefting et al. (2004) avec l'azote ou Ng et al. (2017) avec le soufre.

Le site du marais de Jarcy est à la croisée de ces problématiques. Cette zone humide riparienne située sur la rive droite de l'Essonne a fait l'objet entre 2014 à 2018 d'un suivi piézométrique dans le cadre d'un projet de restauration de la continuité écologique visant la destruction d'un ouvrage hydraulique en aval proche. Ce suivi, limité à deux points d'observation, a montré une dynamique de nappe très marquée avec des amplitudes de battement pouvant atteindre plus d'un mètre. Ce réseau d'observation a été densifié en 2018 avec l'ajout de 8 piézomètres répartis sur les 4,6 ha sur lesquels s'étend le site. Une première année de suivi couplant mesures piézométriques et géochimiques a montré pour ces deux aspects un système très hétérogène avec des dynamiques saisonnières contrastées. Ce site était donc particulièrement pertinent pour étudier de façon intégrée les fonctionnements hydrologique et géochimique de ce type d'environnement riparien dans toute sa complexité spatiale et temporelle. Pour y parvenir, ce travail de thèse s'est articulé autour de trois axes :

(1) Caractérisation de l'hydrosystème du marais de Jarcy ;
(2) Étude hydrologique par une approche multi-disciplinaire ;
(3) Analyse de l'effet de la dynamique de nappe sur la géochimie des eaux souterraines.

Ce manuscrit a ainsi été structuré suivant ces trois thématiques. Un premier chapitre présente brièvement le site d'étude ainsi que toutes les méthodes mises en place et utilisées pendant ce travail de thèse. Le deuxième chapitre correspond au premier axe et permet de caractériser l'hydrosystème du marais de Jarcy, les propriétés physiques du sol qui le constitue, son extension géométrique et ses paramètres hydrodynamiques. Le troisième chapitre est consacré à la compréhension hydrologique du marais, avec une analyse des données piézométriques à plusieurs échelles de temps couplée à une analyse isotopiques de la molécule d'eau, pour tracer les différents pôles d'alimentation du marais. Ces analyses de données expérimentales sont complétées par un travail de modélisation numérique qui permet de comprendre les processus à l'origine des variations temporelles importantes. Le quatrième chapitre est centré sur les dynamiques géochimiques dans le marais avec la présentation de l'ensemble des résultats des quatre années de suivi puis leur discussion avec comme approche l'effet de la dynamique de nappe saisonnière. Enfin, la conclusion fait la synthèse de la compréhension du système et des perspectives de recherche qui en découlent. L'état de l'art des thématiques abordées dans ce manuscrit et les concepts utilisés seront présentés dans la première partie de chacun de ces chapitres.

Partie 1

Matériel et méthodes

Ce chapitre a pour objectif de présenter à la fois l'objet d'étude, le site du marais de Jarcy, ainsi que tous les outils et méthodes mis en œuvre pour répondre à la problématique soulevée dans ce travail de thèse.
Une première partie s'attache donc à localiser géographiquement le marais de Jarcy et à décrire l'environnement dans lequel il s'inscrit : la région du plateau de Beauce. Cette description est d'abord abordée du point de vue géologique, avec une présentation générale des formations constitutives de cette sous-unité du bassin de Paris ainsi que plus localement de celles attendues au droit du site. Ensuite, du point de vue hydrogéologique, c'est le système aquifère de Beauce, une des plus grandes unités hydrogéologiques de France, qui est présenté ainsi que le réseau hydrographique associé, et notamment celui du bassin versant de l'Essonne. Enfin, une synthèse météorologique régionale présente l'évolution des paramètres de pluviométrie, température et Evapo-Transpiration Potentielle (ETP) sur ces 50 dernières années.
L'ensemble des investigations réalisées pendant ce travail de thèse est détaillé dans une seconde partie, avec la présentation des ouvrages d'observation utilisés pour le suivi piézométrique et géochimique, les campagnes de prélèvements et les analyses en laboratoire réalisées sur les eaux souterraines, mais aussi pour caractériser les propriétés physiques et hydrodynamiques du sous-sol ainsi que les méthodes utilisées pour déterminer la géométrie de l'aquifère superficiel du marais, et notamment son extension verticale.
Enfin, la troisième et dernière partie de ce chapitre est consacrée à la présentation de l'outil numérique utilisé pour la modélisation du fonctionnement hydrologique du marais de Jarcy avec le détail de son implémentation.

1.1 Contexte général

Le marais de Jarcy est situé en Ile-de-France, sur la commune de Boutigny-sur-Essonne (91), à 50 km au sud de Paris. Il est localisé le long d'une rivière, l'Essonne, affluent de la Seine en amont de Paris. Le site fait l'objet d'une fiche ZNIEFF (Zone d'Intérêt Ecologique, Faunistique et Floristique) depuis 1991 (Identifiant national : 110001514). Sa superficie officielle indiquée est de 17 ha mais la zone étudiée dans ce travail de thèse a été réduite à la zone riparienne orientale telle que délimitée sur la Figure 1.1, soit 4,6 ha. C'est la zone qui a historiquement le moins changé, relativement à l'image la plus ancienne disponible datée de 1946 (cf. Figure 1.2), contrairement à la rive gauche, d'abord cultivée en peupleraie puis aménagée en camping, ou la zone sud, actuellement traversée par une départementale, ou encore la zone nord occupée par des jardins d'habitations. Elle correspond aussi a une certaine unité floristique qui n'a pas beaucoup évolué, majoritairement peuplée de roseaux communs (*Phragmites Australis*), par rapport à la partie la plus à l'est aujourd'hui totalement boisée. Enfin, sa topographie y est plane avec une altitude moyenne de 57,84 mNGF et des différences maximales inférieures à 0,5 m (cf. Table 1.1).

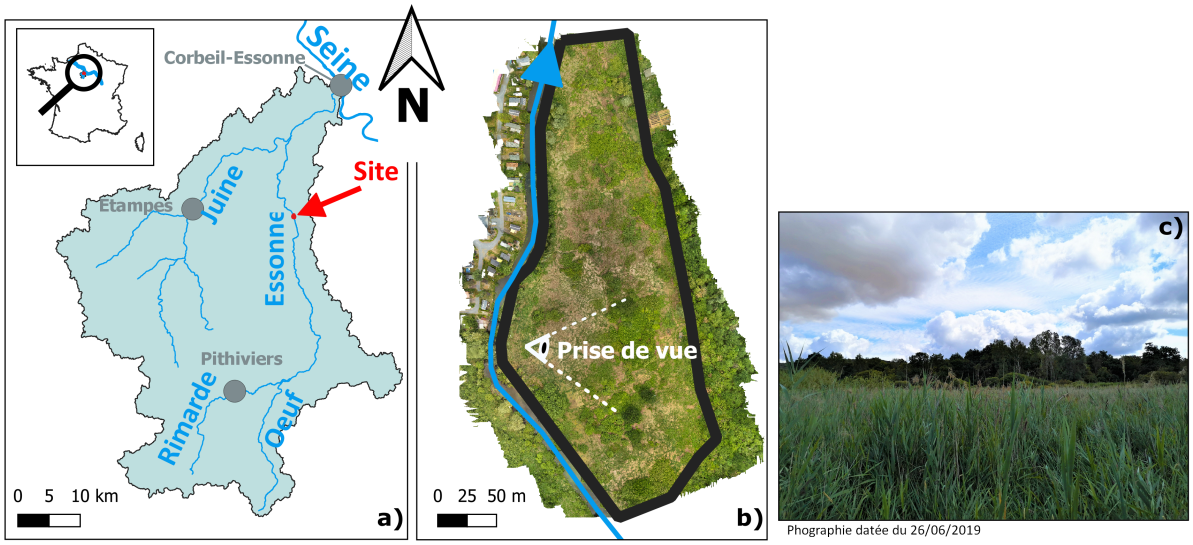


Figure 1.1 – Localisation du site : (a) Bassin versant de l'Essonne (b) Vue aérienne (prise par drone en mai 2022, Léger (2022)) du marais de Jarcy avec sa limite telle que définie dans ce travail de thèse (ligne noire), le tracé et la direction d'écoulement de la rivière Essonne (ligne bleue), et le point de prise de vue de la photographie (c).

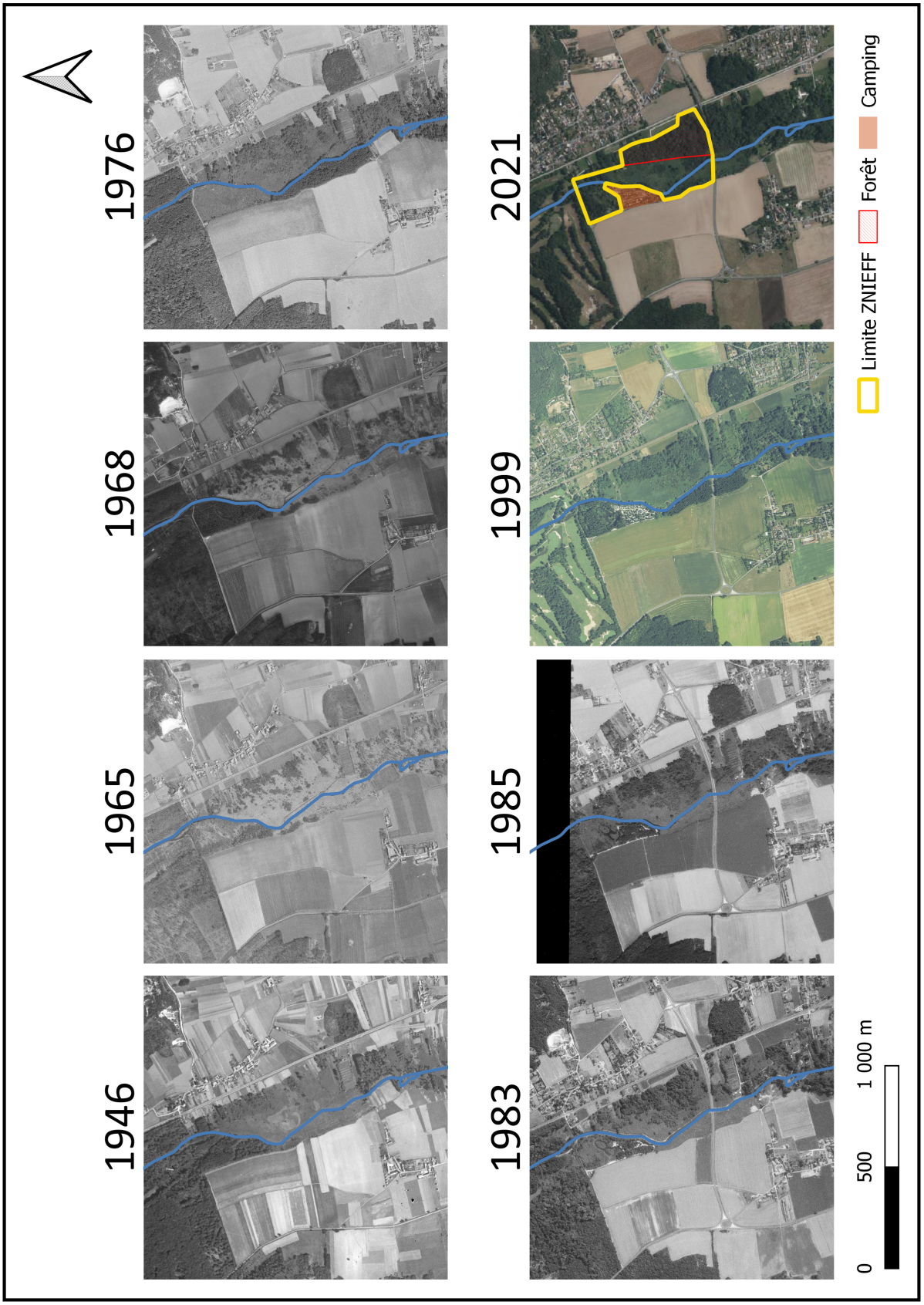


Figure 1.2 – Evolution du marais et de ses alentours depuis 1946 (source : https ://remonterletemps.ign.fr).

1.1.1 Contexte géologique

Géologie régionale

Le marais de Jarcy est situé dans la partie nord-est du bassin sédimentaire tertiaire de la Beauce (Figure 1.3), sous-unité la plus récente du bassin de Paris. Les formations qui la composent se sont déposées sur une période s'étalant de l'Yprésien (Eocène inférieur, -53 Ma) à l'Aquitanien (Miocène inférieur, -20 Ma), rythmées par l'alternance de conditions lacustres, d'intrusions et de retraits marins. Le substratum de cette unité multicouche est constitué par la craie du Turonien – Sénonien (Crétacé supérieur) et par son horizon d'altération composé d'argiles à silex. La Figure 1.4 présente une coupe schématique des principaux étages géologiques du bassin de la Beauce, décrits ci-dessous selon leur ordre de dépôt à partir de la notice de la carte géologique d'Etampes (n°257, http ://infoterre.brgm.fr).

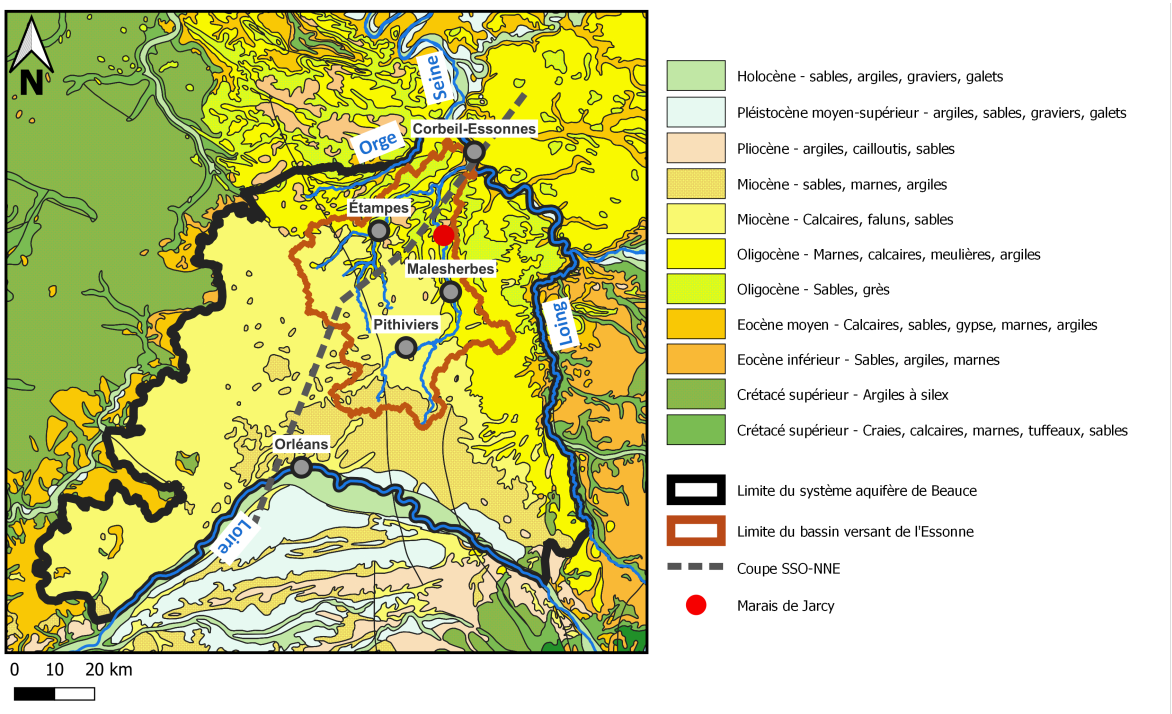


Figure 1.3 – Carte géologique du plateau de Beauce (source des données : BRGM - `http://infoterre.brgm.fr`).

Craie (Crétacé supérieur) : vaste unité géologique s'étalant sur une grande partie du bassin parisien, elle résulte d'une première intrusion marine débutée au Crétacé inférieur. Sa puissance moyenne est de 300 m, et peut atteindre localement plus de 400 m.

Argiles à silex (Crétacé supérieur) : résultat de l'altération de la craie suite à un premier retrait marin à la fin du Crétacé. D'épaisseur très variable (de quelques mètres, voire absence au niveau de Pithiviers, à plusieurs dizaines de mètres), elles constituent une couche imperméable séparant l'aquifère de Beauce du substratum constitué par les formations secondaires.

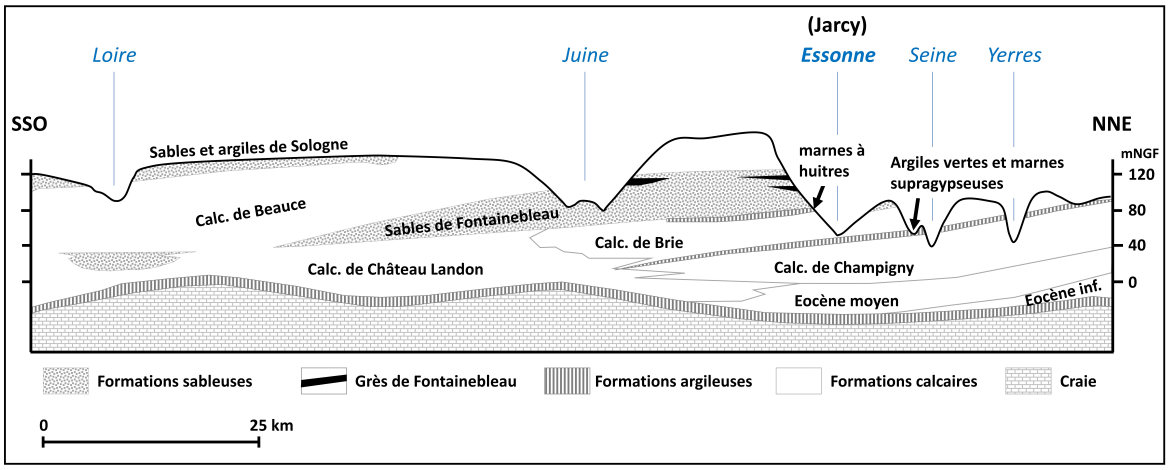


Figure 1.4 – Coupe géologique simplifiée d'après Thiry (2001) (localisation de la coupe en Figure 1.3).

Calcaires Éocène (Éocène moyen) : représentés par les calcaires de Château-Landon sur la partie méridionale du bassin, ils deviennent calcaires de Champigny au nord de Malesherbes quand ils sont recouverts par les marnes et argiles supragypseuses (cf. Figure 1.4). Ces derniers évoluent d'un faciès de calcaires durs à fissurés à l'est à des marnes avec quelques bancs calcaires à l'ouest, vers leur limite d'extension. Ils peuvent atteindre jusqu'à 90 m de puissance.

Marnes supragypseuses (Éocène moyen) : cette formation comprend plusieurs faciès, des marnes bleues d'Argenteuil aux marnes blanches de Pantin. D'une épaisseur comprise entre 10 et 15 m, elles sont retrouvés dans la partie nord du bassin, dans les vallées de l'Essonne et de la Juine, même si leur extension vers le sud n'est pas bien délimitée.

Argiles vertes de Romainville (Oligocène) : elles séparent les formations Éocène et Oligocène principalement sur la zone nord du bassin, dans les vallées de la Juine et de l'Essonne, où elles peuvent alors affleurer. Elles atteignent jusqu'à 10 m d'épaisseur. Leur limite d'extension au sud se situerait d'après Mégnien (1979) aux alentours de Pithiviers et à l'ouest vers Étampes (cf. Figure 1.6).

Calcaires de Brie (Oligocène) : ils ont un faciès de calcaire compact, pouvant présenter une forte fissuration, jaunâtre à grisâtre avec des passages marneux. Ils sont surmontés de blocs voire des bancs de meulières dans la région de Corbeil-Essonnes. Leur épaisseur peut atteindre 12 m. Au niveau de leur limite d'extension méridionale, ils se confondent avec les calcaires de Champigny et les calcaires de Château-Landon à la disparition des argiles vertes et marnes supragypseuses.

Marnes à huitres (Oligocène) : marnes gris-bleutées à verdâtres, parfois sableuses, elles contiennent de nombreux fossiles d'ostréidés. De faible épaisseur en moyenne (quelques mètres), elles peuvent atteindre 8 m de puissance et sont surtout présentes sur la partie nord-est de la Beauce.

Sables de Fontainebleau (Oligocène) : sables blancs et fins siliceux, ils peuvent atteindre jusqu'à 75 m d'épaisseur et présentent d'abondants blocs gréseux. Ils sont localisés sur la partie nord-est de la Beauce, de Pithiviers au sud jusqu'à la vallée de la Seine au nord, et affleurent surtout dans les vallées ou en flanc de vallée. Leur épaisseur moyenne est de 70 m, celle-ci diminuant progressivement vers la limite d'extension au sud.

Calcaires de Beauce (s.l.) [1](Miocène) : cette appellation comprend les calcaires de Pithiviers et ceux d'Étampes. Calcaires lacustres, ils s'étendent sur l'ensemble de la plaine de Beauce et affleurent sur toute leur zone d'extension excepté dans la forêt de l'Orléanais où ils sont recouverts par les formations Mio-Pliocène des sables et argiles de l'Orléanais (ou de Sologne). Leur épaisseur est variable, de 20 à plus de 100 m.

Sables et argiles de Sologne (Miocène) : série détritique d'origine fluviatile composée de matériaux très divers allant des sables aux argiles. Localisée sur le territoire de la forêt de l'Orléanais, elle peut atteindre au total une épaisseur de 20 m.

Alluvions anciennes (Pleistocène moyen supérieur) : ces formations sont principalement présentes en fond de vallée et constitutives des terrasses de l'Essonne et de la Seine. Elles sont souvent un mélange sableux à graveleux, parfois calcaires, d'une épaisseur d'environ 2 m.

Alluvions récentes (Holocène) : elles recouvrent les alluvions anciennes en fond de vallée. Elles correspondent à des dépôts parfois sableux, parfois limoneux, et parfois tourbeux, notamment dans la basse vallée de l'Essonne, avec des épaisseurs généralement entre 3 et 4 m et pouvant atteindre localement 8 m.

Géologie locale

Parmi les nombreux ouvrages existant sur ce territoire dans la Banque du Sous-Sol du BRGM (`http://infoterre.brgm.fr`), un sondage est répertorié à proximité du site avec un log géologique validé. C'est le sondage BSS000TZJH localisé à moins d'1 km au nord-ouest du marais de Jarcy sur la rive gauche de l'Essonne (cf. Figure 1.9b.). Ce sondage a été réalisé jusqu'à 52 m de profondeur et est décrit de la façon suivante :

- de 0 à 0,7 m : remblais ;
- de 0,7 à 9 m : colluvions et calcaires de Brie ;
- de 9 à 27,5 m : marnes vertes et supragypseuses ;
- de 27,5 à 52 m : calcaires de Champigny et de Saint-Ouen.

La deuxième formation correspond à un mélange entre les alluvions anciennes et les calcaires de Brie (0,7 à 9 m). Ensuite sont retrouvées les argiles vertes de Romainville ainsi que les marnes supragypseuses (9 à 27,5 m). Puis les calcaires de Champigny ont été rencontrés jusqu'à la base du sondage (52 m). Ces informations sont cohérentes avec la description géologique régionale réalisée précédemment.

1. Sensu Lato

En revanche, ce log ne fait pas état de formations tourbeuses même si c'est le type de sol qui pourrait être rencontré au droit du site. En effet, les zones humides de la basse vallée de l'Essonne sont reconnues pour être des tourbières qui ont, pour certaines d'entre elles, fait l'objet d'une exploitation par l'homme depuis le Moyen-Âge. Leur épaisseur est généralement de 5 m mais peut localement atteindre 15 m (Lefroy, 1812).

1.1.2 Contexte hydrologique et hydrogéologique

Hydrogéologie de l'aquifère de Beauce

Le marais de Jarcy est situé dans le bassin versant de l'Essonne qui est une sous-unité hydrographique du système aquifère multi-couche de Beauce qui s'étend sur une surface de près de 9 000 km² et est délimité :

- au nord par la vallée de la Seine ;
- à l'est par la vallée du Loing ;
- au sud par la vallée de la Loire ;
- à l'ouest par la limite d'affleurement des calcaires de Beauce.

Parler de système aquifère signifie que le réservoir est constitué de plusieurs couches géologiques différentes mais inter-connectées du point de vue hydrogéologique.

En reprenant les descriptions présentées au §1.1.1, les argiles à silex représentent la limite inférieure du système, isolant sur presque toute sa surface le système de l'aquifère de la Craie sous-jacent. Il existe toutefois des zones où la série lacustre reposerait directement sur la Craie au droit de Pithiviers notamment et au droit des formations des sables et argiles de Sologne (Mégnien, 1979) entre l'Oeuf et la Loire (cf. Figure 1.1 et Figure 1.3).

Si chacune des formations géologiques décrites précédemment constitue une unité hydrogéologique particulière, prise dans son ensemble la nappe de Beauce est considérée libre sur la presque intégralité de son extension. Ce continuum hydrologique est en effet rompu par la présence de formations imperméables, notamment sur la partie est-nord-est du système, au niveau des vallées de la Juine, de l'Essonne, du Loing et de l'Orge (cf. Figure 1.3) où s'étendent les argiles vertes de Romainville et les marnes supragypseuses. Ces dernières jouent le rôle d'aquitard et isolent la sous-unité hydrogéologique des calcaires Éocènes qui se retrouve ainsi confinée. Des études de l'hydrogéologie de la Beauce entreprises par le BRGM (BRGM, 1994; M, 2003) ont permis de réaliser des cartes piézométriques comme celles présentées sur les Figures 1.5 et 1.6. Ces cartes ont été dessinées à partir de mesures piézométriques réalisées sur 1 216 points répartis sur toute la surface du système aquifère de Beauce, sur une période de 20 jours entre octobre et novembre 1994 (période de basses eaux). La première correspond à la partie libre de la nappe de Beauce, alors que la seconde correspond à la masse captive des calcaires Éocènes.

La nappe de Beauce est drainée par deux grands bassins hydrographiques français différents : celui de la Seine au nord, et de la Loire au sud. La ligne de partage des eaux est orientée

selon un axe nord-ouest / sud-est, bien visible sur la carte piézométrique présentée sur la Figure 1.5.
Dans la partie orientale, incluant la vallée de l'Essonne et qui appartient au bassin hydrographique de la Seine, le système est divisé en deux sous-unités distinctes, comme expliqué précédemment : une libre correspondant à l'aquifère Oligocène (calcaires de Brie), et la seconde, captive, correspondant à l'aquifère Eocène (calcaires de Champigny). Les cartes piézométriques réalisées distinctement dans les deux aquifères en 1994 (Figure 1.6) montrent un comportement différent, avec un aquifère superficiel drainé par les différentes vallées (Orge, Juine, Essonne), en direction de la Seine au nord-est, et un aquifère profond indépendant de ces cours d'eau jusqu'à sa transition vers une nappe libre à l'affleurement des formations dans la partie nord du bassin, proche de la Seine. D'un point de vue des charges hydrauliques, le gradient vertical est positif de l'aquifère Oligocène superficiel vers l'aquifère Eocène captif, impliquant un sens de drainance de la surface vers la profondeur. Cela est notamment visible vers Malesherbes où les niveaux piézométriques de la nappe de l'Oligocène sont d'environ 70 mNGF alors qu'ils sont d'à peine 60 mNGF dans la nappe des calcaires Éocène.

Hydrologie de la Beauce

Le réseau hydrologique est présent principalement dans la partie orientale de la Beauce et appartient au système hydrographique de la Seine. Si l'Essonne prend sa source en aval de la confluence de la Rimarde et de l'Oeuf sur les formations semi-imperméables des sables et argiles de Sologne, la Juine a pour origine une résurgence naturelle de la nappe des calcaires de Beauce. L'ensemble de ce réseau hydrographique draine ensuite les différentes formations aquifères quand celles-ci affleurent en fond de vallée (BRGM, 1994).

Le bassin versant de l'Essonne s'étend sur près de 2 000 km² (Figure 1.1). Il est principalement recouvert par des terrains agricoles, même si son urbanisation s'intensifie vers l'aval à l'approche de la banlieue parisienne, au nord de la confluence avec la Juine. D'après les données disponibles (https ://www.iau-idf.fr/), le département de l'Essonne, sous-ensemble pourtant le plus urbanisé du bassin versant, présente un territoire occupé à plus de 70% par des espaces boisés (23%) ou agricoles (49%). L'Essonne, comme d'autres cours d'eau de la Beauce, a été fortement anthropisée pour répondre à la demande des différentes activités notamment agricoles, avec principalement la création de biefs pour l'alimentation de nombreux moulins, aujourd'hui pour la plupart abandonnés. Ce sont ainsi plus de 50 sites qui détournent et régulent le niveau de l'Essonne sur les 98 km de son tracé (SIARCE, 2016), et notamment les barrages de Moulin-Neuf et de Belesbat situés respectivement à l'amont et à l'aval du site d'étude (cf. Figure 1.9).

Le gradient d'écoulement de l'Essonne est en moyenne inférieur à 1‰, même s'il peut atteindre localement 2,4‰ en tête de bassin (BRGM, 1984).

Enfin, l'exploitation de la tourbe en fond de vallée a aussi laissé de multiples dépressions où affleure la nappe, créant aujourd'hui de nombreux étangs notamment à l'aval de la confluence avec la Juine.

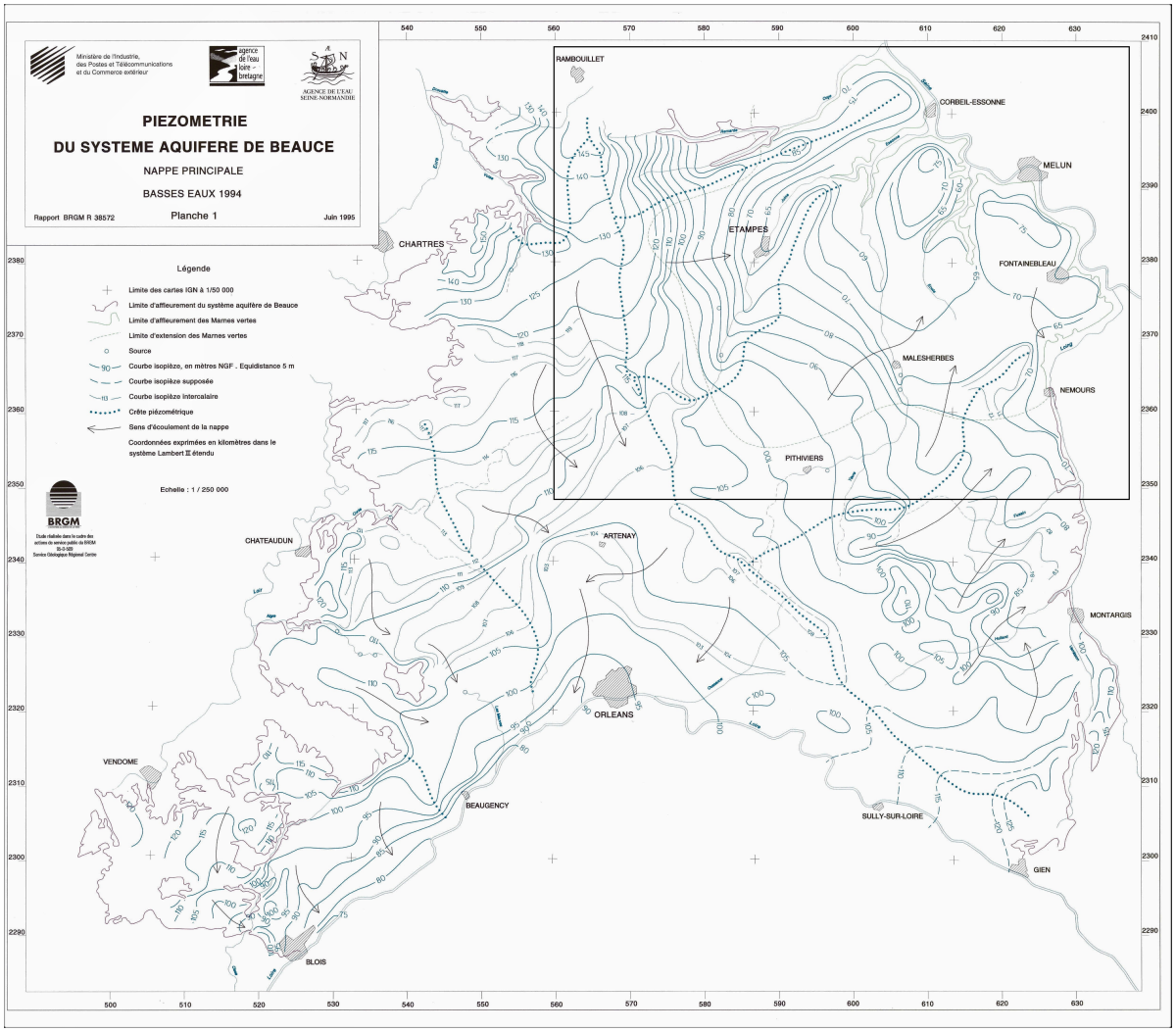


Figure 1.5 – Carte piézométrique en basses eaux de l'aquifère libre de Beauce réalisée en octobre 1994 à partir de 1 216 points de mesures (source : BRGM (1994)).

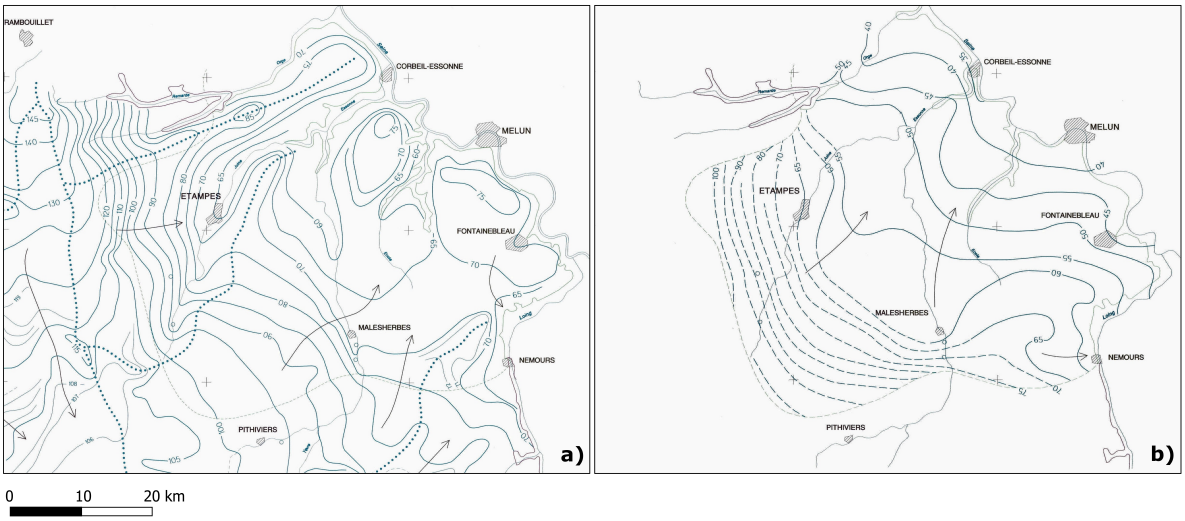


Figure 1.6 – Cartes piézométriques de l'aquifère de l'Oligocène (a) et celui de l'Eocène (b) réalisées en Octobre 1994. La zone réduite correspond à la limite d'extension des argiles vertes et marnes supragypseuses (pointillés gris) qui constituent une séparation imperméable entre les deux aquifères confondus en amont sous l'appellation *Calcaires de Château-Landon* (cf. Figure1.4).

1.1.3 Contexte climatique

Météorologie régionale

La Figure 1.7 présente l'évolution des températures, des précipitations ainsi que de l'évapotranspiration potentielle (ETP) depuis 1970, par année hydrologique (septembre à septembre), à la station d'Orléans (cf. Figure 1.3). D'autres stations plus proches du site auraient pu être choisies, Pithiviers ou Orly, mais la première ne disposait pas des données d'ETP sur une aussi longue période, et la seconde, bien que plus proche du site que la station d'Orléans (30 km vs 70 km), n'est pas véritablement située en Beauce. De plus, le fait que les pluies mesurées à Orléans et à Pithiviers soient plutôt bien corrélées entre elles (r=0.78) laisse supposer une similitude des comportements annuels.

Le graphique des températures (cf. Figure 1.7a) présente à la fois l'évolution des températures moyennes mensuelles (en jaune), leurs valeurs minimale et maximale annuelles (respectivement en vert et rouge) et des moyennes annuelles (en bleu, second axe des ordonnées), ces dernières étant calculées sur les années hydrologiques, pour être cohérent avec les graphiques pluies/ETP (Figures 1.7b et c). Les températures moyennes mensuelles varient sur la période entre -1 et 23°C. Les températures moyennes annuelles sont passées de 10°C en 1971 à plus de 12°C ces cinq dernières années, l'année hydrologique 2019-2020 ayant été particulièrement chaude (12,9°C), tendance qui semble un peu plus prononcée ces 10 dernières années. Les variations des températures annuelles moyennes sont de plus corrélées avec les températures maximales et minimales annuelles, sans que la relation soit très forte même si significative (respectivement $r = 0.52$ et $r = 0.60$, avec $p < 0.05$). En revanche, ni les minima, ni

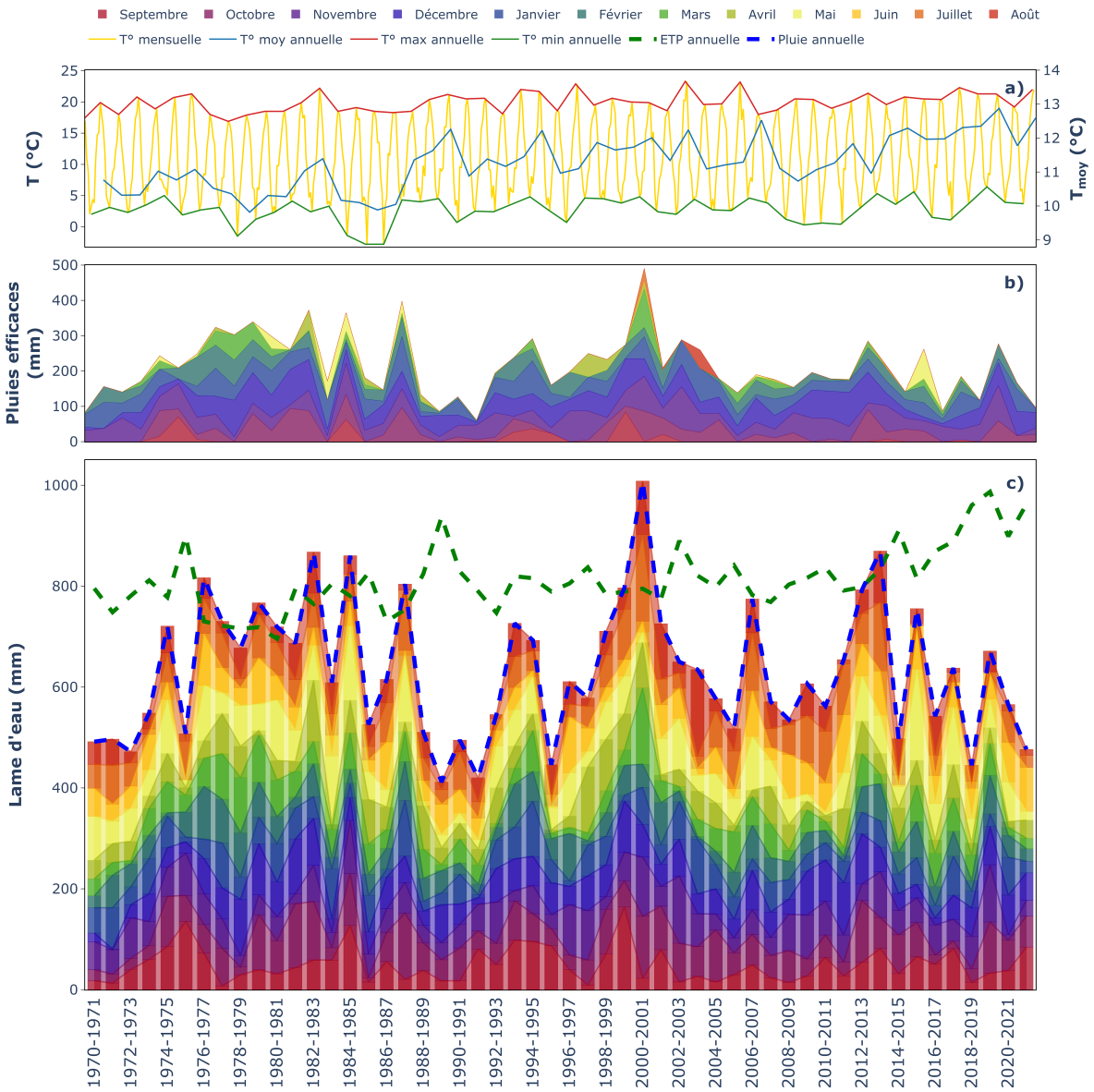


Figure 1.7 – Evolution de la température (a), des pluies efficaces (P-ETP) (b) ainsi que la pluie et l'ETP annuelles mesurées à la station d'Orléans entre 1970 et 2022 (c).

les maxima de températures moyennes annuelles n'augmentent de façon significative sur la période (respectivement $r = 0.35$ et $r = 0.25$, $p > 0.05$). Cela montre que l'augmentation des températures moyennes annuelles n'est pas seulement un effet de valeurs extrêmes, mais bien de conditions globalement plus chaudes.

Concernant la pluie, la pluviométrie annuelle moyenne en Beauce est de l'ordre de 500 mm.an^{-1}, ce qui en fait une région plutôt sèche comparée à la moyenne annuelle en France métropolitaine qui est de 830 mm.an^{-1} (`http://education.meteofrance.fr/`, période 1981-2010). Elle est toutefois très variable sur les 50 dernières années avec des valeurs comprises entre 400 et 1000 mm, la majorité étant comprise entre 500 et 720 mm (cf. Figure 1.7c). Sur les tendances à basse fréquence, elle évolue entre périodes humides pouvant durer une dizaine d'années (1976-1985, 1993-2004) et périodes plus sèches relativement plus courtes (1985-1993 et 2017-2022), avec trois années notamment très peu pluvieuses entre 1988 et 1991.

La Figure 1.8, qui propose une représentation sous la forme de "boîtes à moustaches" des pluies et ETP annuelles, ne montre pas d'évolution des pluies annuelles, ni à l'augmentation, ni à la diminution, les valeurs ne présentant aucune organisation temporelle autour de la médiane. À plus petite échelle de temps, d'une année à l'autre, les quantités de pluie peuvent varier en dents de scies de plusieurs centaines d'unités, comme par exemple entre les années 1985 et 1988 ou entre les années 2013 et 2020. À une échelle de temps encore plus petite, celle du mois, les pluies sont relativement bien réparties sur toute l'année (environ 50 mm en moyennes mensuelles interannuelles), même si la variabilité est grande (écart-type entre 25 et 35 mm), avec les mois de février, mars, avril, août, les moins pluvieux, et les mois de mai, juillet, octobre et décembre les plus pluvieux.

Concernant l'ETP, les valeurs présentées ici correspondent à une ETP calculée par la formule de Pennman (données Meteo-France). Celle-ci varie entre 700 et 1000 mm.an^{-1}. Elle est logiquement bien corrélée avec les températures moyennes annuelles ($r = 0,70$), montrant ainsi aussi une tendance à la hausse sur ces 50 dernières années, et plus encore sur ces 10 dernières années. Cette tendance est visible sur la Figure 1.8 où les valeurs d'ETP élevées correspondent au 5 dernières années.

Si la pluviométrie est sensiblement la même sur l'ensemble des mois, le bilan hydrique est positif majoritairement sur la période d'octobre à mars, avec un maximum entre novembre et décembre. En revanche, il est difficile de statuer d'une baisse des pluies efficaces (P-ETP) sur la période 1970-2022 ($r = -0.12$, $p > 0.05$) (cf. Figure 1.7b).

En résumé, les données météorologiques à Orléans montrent une augmentation des températures moyennes annuelles sur les cinquante dernières années, corrélée à une augmentation de l'ETP annuelle. Les données pluviométriques sont très variables d'une année à l'autre et ne montrent en revanche pas de tendance nette sur la période analysée.

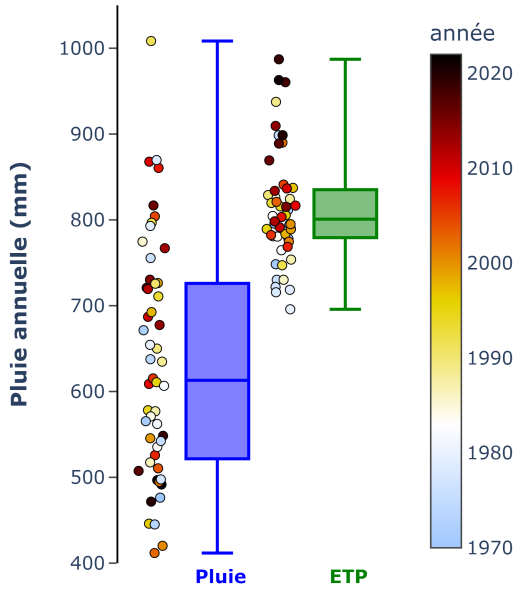


Figure 1.8 – Boîtes à moustaches des pluies et ETP annuelles. Chaque boite est définie telle que : Les tirets extérieurs représentent la valeur minimale et maximale de l'échantillon; la hauteur de la boite correspond à l'écart inter-quartile; la bar centrale à la médiane; le nuage de points à gauche correspond à l'échantillon.

Données utilisées

Dans la suite de ce travail, les données météorologiques locales utilisées sont extraites de la publithèque de Météo-France (https ://publitheque.meteo.fr/). Les données de pluviométrie ont été choisies au pas de temps horaire et journalier et proviennent de la station météorologique de Courdimanche, située à 1 km au sud-ouest du marais (cf. Figure 1.9). Les données au format journalier fournies par Météo-France correspondent à la somme des données horaires entre 6h du matin et 6h du matin suivant.
Les données d'ETP ne sont disponibles qu'au format journalier. Ce sont des données spatialisées calculées d'après la formule de Pennman-Monteith sur des mailles d'environ 12 km de côté à partir des données mesurées par les 5 stations les plus proches de cette maille.

1.2 Outils expérimentaux

Cette partie présente l'ensemble des méthodes expérimentales utilisées dans ce travail de thèse.

1.2.1 Suivi et analyse des eaux souterraines

Un des objectifs de cette thèse était de comprendre le fonctionnement hydrogéologique du marais de Jarcy. Afin de répondre à cette question, un réseau de piézomètres a été mis en place, lesquels ont permis d'une part de suivre les niveaux d'eau au cours du temps, et, d'autre part, de réaliser des campagnes de prélèvements pour analyses géochimiques. Cette partie s'attache donc à décrire ces ouvrages ainsi que les mesures réalisées au sein de ce réseau.

Réseau de piézomètres

Les emplacements des différents piézomètres sont indiqués sur la Figure 1.9a. Les piézomètres PZ01 et PZ03 ont été installés par le SIARCE en 2014 et 2015 à environ 2 m de profondeur. Ils consistent chacun en un tube en PVC de 4,3 cm de diamètre percé sur toute sa hauteur. Neuf piézomètres ont ensuite été installés par le laboratoire GEOPS entre 2018 et 2020. Les forages ont été réalisés à la tarière manuelle jusqu'à 2 m de profondeur environ. Des tubes en Polyéthylène de deux mètres de long et de 5 cm de diamètre externe ont ensuite été enfoncés dans les trous nus. Chaque tube a été préalablement percé de 40 trous de 1 cm de diamètre faisant office de crépine, équitablement répartis entre 0,5 et 1,8 m de profondeur environ. Seul PZ13 a été implanté jusqu'à rencontrer la base de la tourbe (4,5 m au droit de sa position), avec une crépine de 1 m entre 3,5 et 4,5 m de profondeur. Un piézomètre appelé PZF a également été installé dans la partie boisée proche, à l'est du marais, à 2 m de profondeur (cf. Figure 1.9b). Le piézomètre NB2 (cf. Figure 1.9b) a été mis en place par le SIARCE en 2014 et intercepte l'aquifère de l'Oligocène (calcaires de Brie, cf. §1.1.1) de 6 m à 16,6 m de profondeur (BSConsultants, 2014).

Chaque piézomètre a été nivelé et géoréférencé deux à trois fois (entre 2018 et 2019) à l'aide d'un GPS différentiel d'une précision maximale de 0,05 m en vertical et 0,02 m en latéral. Les données sont présentées dans le Tableau 1.1. La moyenne de l'altitude absolue obtenue pour chacun des piézomètres est exprimée selon le Nivellement Général de France (NGF) avec son écart-type quand plusieurs mesures sont disponibles.

Table 1.1 – Détails d'implantation des piézomètres.

Piézomètre	Altitude de la margelle mNGF	Altitude au sol mNGF
PZ01	58.40 ±0.005	57.96 ±0.006
PZ03	58.08 ±0.02	57.69 ±0.01
PZ05	58.13 ±0.02	57.85 ±0.003
PZ06	58.31 ±0.02	57.95 ±0.03
PZ07	58.14 ±0.05	57.74 ±0.004
PZ08	58.10 ±0.03	57.75 ±0.02
PZ09	58.20 ±0.03	57.80 ±0.03
PZ10	58.42 ±0.13	58.15 ±0.08
PZ11	58.36 ±0.024	57.85 ±0.01
PZ12	58.27 ±0.01	57.86 ±0.03
PZ13	58.36	57.96
PZF	58.13	58.02 ±0.02

Suivi piézométrique

Des sondes de type TD-Diver (Van Essen) mesurant pression et température ont été installées dans 9 des 12 piézomètres. La pression obtenue étant une pression absolue, qui additionne la pression exercée par la colonne d'eau dans le piézomètre et la pression atmosphérique, une sonde de type Baro-Diver (Van Essen) a été installée sur site, à l'abri du vent et du soleil, pour mesurer les variations barométriques et pouvoir soustraire ce signal à celui mesuré dans les piézomètres.
Les sondes TD-Diver et Baro-Diver donnent des valeurs de pression directement exprimées en cmH_2O, c'est-à-dire en hauteur de colonne d'eau, et non en Pascal. La conversion d'une unité à l'autre se fait en considérant le poids de cette colonne d'eau par unité de surface, en supposant la masse volumique de l'eau constante et égale à 1000 $kg.m^{-3}$, et en prenant l'accélération gravitationnelle g égale à 9,80665 $m.s^{-2}$ (https ://www.vanessen.com/) :

$$1\,\text{cmH}_2\text{O} = 0,0980665\,\text{kPa}$$

La précision des sondes est de 0,5 cmH_2O ($\sim$ 0,05 kPa). Les sondes ont été programmées pour effectuer un enregistrement de pression et de température toutes les 10 minutes, de façon synchrone. La Figure 1.10 indique les périodes d'enregistrement des sondes pour chacun des piézomètres. Certains n'en ont jamais été équipés (PZ08, NB2), ou seulement pendant un temps très court (PZ06), même si les mesures manuelles permettent d'avoir quelques niveaux d'eau. D'autres présentent des discontinuités d'enregistrement suite à des pannes (PZ03, PZ05, PZ09, PZ13).

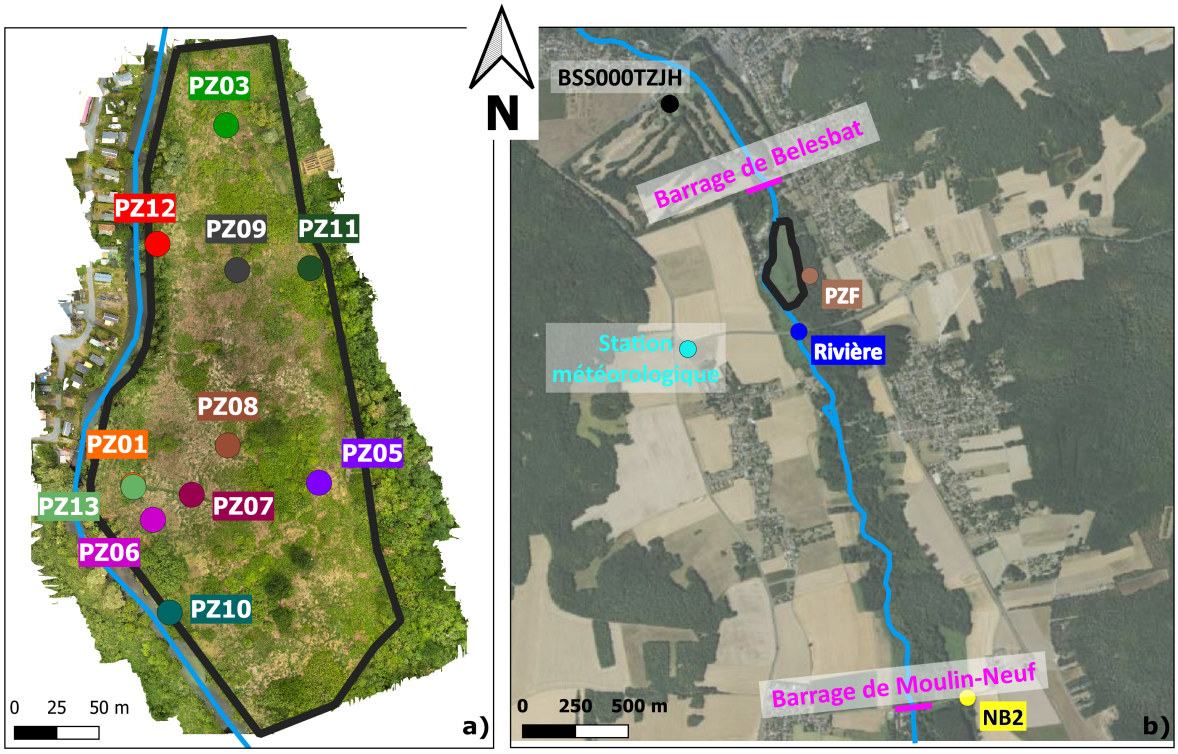


Figure 1.9 – Plans de localisation des ouvrages de suivi dans le marais (a) et autour (b), ainsi que du point de prélèvement dans la rivière.

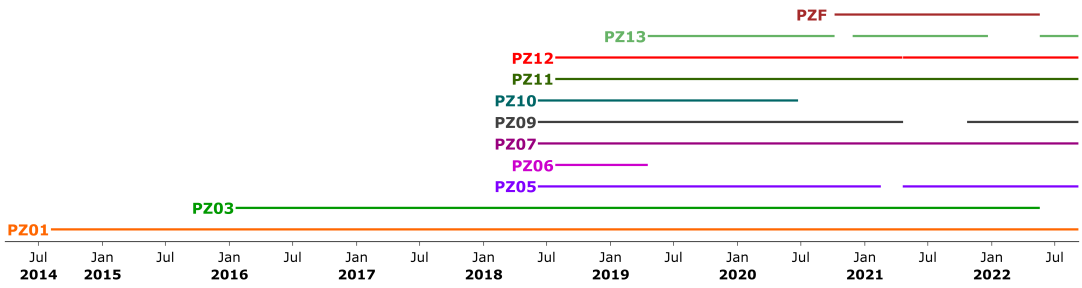


Figure 1.10 – Périodes d'enregistrement des niveaux d'eau pour chacun des piézomètres.

Les niveaux de rivière proviennent de données fournies par le SIARCE obtenues à l'aide de deux sondes de pression installées au niveau des barrages de Moulin-Neuf et de Belesbat, respectivement à 2600 m en amont et 220 m en aval du site (distances mesurées en linéaire de rivière, cf. Figure 1.9b).

Suivi géochimique

Stratégie d'analyse

L'objectif du suivi géochimique était d'une part de caractériser chimiquement les eaux du marais, afin d'identifier des comportements différents, en lien avec l'évolution des niveaux d'eau notamment, d'où la nécessité d'avoir une distribution des mesures à la fois spatiale, avec plusieurs points d'observation, et temporelle avec des campagnes de prélèvements régulières et répétées. D'autre part, l'objectif était de comprendre l'origine de l'eau dans le marais, principalement en lien avec la rivière, l'aquifère régional Oligocène sous-jacent ainsi que la nappe alluviale hors-marais.

Pour répondre à ces questions, des campagnes de prélèvements ont été réalisées en moyenne tous les deux mois pendant ces trois années de thèse avec comme objectifs d'analyser les ions majeurs, les isotopes stables de la molécule d'eau et en moindre mesure les isotopes stables des sulfates.

Plusieurs raisons ont poussé à ces analyses. Les ions majeurs tout d'abord sont indispensables pour la compréhension de la minéralisation d'une eau naturelle, ceux-ci représentant en général plus de 90% des éléments en solution. Ce sont pour les anions les chlorures (Cl^-), les sulfates (SO_4^{2-}), les bicarbonates (HCO_3^-), les nitrates NO_3^-), et pour les cations le sodium (Na^+), le potassium (K^+), le calcium (Ca^{2+}) et le magnésium (Mg^{2+}).

Du fait de leur caractère réactif, les ions majeurs sont peu souvent utilisés comme traceurs des mélanges entre masses d'eaux, exception faite des chlorures, même si dans certaines conditions eux aussi peuvent réagir avec la matrice poreuse (cf. §4.1.5). Parmi les meilleurs traceurs utilisés en hydrogéologie, les isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^{2}H) figurent en tête car directement liés à la molécule d'eau. Les rapports isotopiques $^{18}O/^{16}O$ et $^{2}H/^{1}H$ ne varient que lors de changements de phases. Dans le milieu souterrain, ces changements étant assez limités, chaque masse d'eau a donc une signature particulière qui permet de quantifier la part de chacune. Plus de détails sur les méthodes de traçage sont donnés aux §3.2.1 et §4.1.6.

En complément des ions majeurs, les fluorures (F^-) et les bromures (Br^-) ont également été analysés.

Campagnes de prélèvements et protocole d'échantillonnage

24 campagnes de prélèvements des eaux souterraines ont été réalisées entre le 01/06/2018 et le 31/05/2022. Ces prélèvements concernaient l'ensemble des piézomètres installés dans le marais (Figure 1.9a) ainsi que le piézomètre en forêt (PZF), le piézomètre de l'aquifère du Brie (NB2) et la rivière en amont du site (Figure 1.9b).

Les eaux ont été prélevées à l'aide d'une pompe péristaltique Eijkelkamp 12 VDC permettant des débits assez faibles (maximum 2 L.min^{-1}), excepté pour le piézomètre de l'aquifère du Brie (NB2) où une pompe immergée GRUNDFOS MP1 a été utilisée pour des débits plus importants (autour de 2 m^3.h^{-1}). La rivière a été prélevée depuis un pont à l'aide d'un échantillonneur d'eau PVC de type *bailer*. Afin d'avoir des échantillons les plus représentatifs de la nappe, avant chaque prélèvement, l'eau dans les piézomètres a été renouvelée d'un volume supérieur à 3 fois celui de la colonne d'eau quand cela était possible, et jusqu'à stabilisation des paramètres physico-chimiques (pH, température de l'eau, conductivité électrique) mesurés pendant le pompage à l'aide d'un boitier multi-paramètres (Multi 3630 IDS de WTW) équipé d'une sonde spécifique pour chacun des paramètres.

Avant échantillonnage, l'eau prélevée a été filtrée sur le terrain à l'aide de filtres en acétate de cellulose de 0,45 μm puis directement stockée dans 2 tubes en Polypropylène de 10 mL pour les analyses cations/anions majeurs, un flacon en verre ambré de 10 mL pour les analyses d'isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^{2}H) et un flacon en Polypropylène de 50 mL pour la mesure d'alcalinité. À la fin de chaque journée d'échantillonnage, les flacons à destination des analyses cations ont été acidifiés à l'aide d'acide nitrique (HNO_3) concentré (une goutte d'acide à 69% par 10 mL) afin de limiter toute précipitation secondaire.

Enfin, les prélèvements ponctuels pour analyses isotopiques des sulfates (^{34}S et ^{18}O) ont été réalisés à l'aide de bouteilles PEHD de 500 à 2000 mL en fonction du point d'échantillonnage (et de la connaissance a priori de la concentration en sulfates), et chaque flacon a été acidifié juste après prélèvement à l'acide chlorhydrique (HCl) ultrapur (68%) jusqu'à un pH de 2. Chaque bouteille était utilisée d'une campagne à l'autre mais sans changer de point de prélèvement et rincée 3 fois à l'eau déminéralisée puis 3 fois à l'eau milliQ. Pendant les journées de prélèvements, les échantillons étaient stockés dans une glacière jusqu'à leur arrivée au laboratoire où ils étaient placés au réfrigérateur jusqu'à leur analyse.

Analyses géochimiques

Toutes les analyses listées ci-dessous ont été réalisées au laboratoire GEOPS.

Cations et anions

Les mesures de concentration en anions ont été réalisées par chromatographie ionique sur un système Dionex ICS-1000. Les mesures de concentration en cations ont été réalisées pour une part sur un Spectromètre d'Absorption Atomique AAS 240 FS Varian (jusqu'en 2020) puis par chromatographie sur un second système Dionex ICS-1000.

Les échantillons étaient dilués entre 3 et 10 fois afin d'éviter la sursaturation des colonnes chromatographiques et celle du capteur de l'absorption atomique. La précision a été évaluée à chaque séquence d'analyses à l'aide d'échantillons témoins ayant des concentrations en éléments connues. Elle était de l'ordre de 1% pour tous les éléments sauf pour les fluorures et les bromures qui présentaient les concentrations les plus faibles (ordre de grandeur du ppb), avec des erreurs ne dépassant toutefois pas les 10%.

Carbone inorganique dissous

Les espèces chimiques correspondant au carbone inorganique dissous (H_2CO_3, HCO_3^- et CO_3^{2-}) ne peuvent pas être mesurées de la même façon que les autres anions sur la colonne chromatographique. La méthode utilisée dans ce travail pour déterminer leur concentration a été de passer par la mesure d'alcalinité.

L'alcalinité peut être définie comme "la capacité d'un système aqueux à neutraliser l'acidité" (Ribolzi et al., 1993). Elle correspond ainsi à l'excès en accepteurs de protons d'une eau et est définie comme la somme des accepteurs de protons moins la somme des donneurs de protons potentiels (Munhoven, 2013) :

$$\begin{aligned} A_t =& [HCO_3^-] + 2\times[CO_3^{2-}] + [B(OH)_4^-] + [HPO_4^{2-}] + 2\times[PO_4^{3-}] + [H_3SiO_4^-] + [NH_3] \\ &+ [HS^-] + [OH^-] - [H^+] - [HSO_4^-] - [HF] - [H_3PO_4] - [HNO_2] \end{aligned} \tag{1.1}$$

Le carbone inorganique dissous étant dans la grande majorité des cas l'espèce dominante dans les eaux souterraines carbonatées, l'expression de l'alcalinité totale (A_t) peut ainsi être limitée au système du carbone :

$$A_t = [HCO_3^-] + 2\times[CO_3^{2-}] + [OH^-] - [H^+] \tag{1.2}$$

A l'équilibre chimique, les concentrations des différentes formes du carbone inorganique dissous peuvent être déterminées à partir des constantes d'équilibre de leurs réactions de dissolution et dissociation respectives : Éq. 1.3 pour la dissolution du CO_2 aqueux, Éq. 1.4 pour la dissociation de l'acide carbonique H_2CO_3, Éq. 1.5 pour la dissociation du bicarbonate HCO_3^-.

$$K_{CO_2} = \frac{[H_2CO_3]}{P_{CO_2}} \tag{1.3}$$

$$K_1 = \frac{[H^+][HCO_3^-]}{[H_2CO_3]} \tag{1.4}$$

$$K_2 = \frac{[H^+][CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]} \tag{1.5}$$

Ainsi, à partir de la mesure d'alcalinité et du pH, il est possible d'estimer les concentrations des différentes formes du carbone inorganique dissous.

Les méthodes de détermination de l'alcalinité consistent à doser à l'aide d'un acide fort les accepteurs de protons en excès. Dans ce travail, deux méthodes ont été utilisées. La première est une méthode de terrain par dosage colorimétrique grâce à un titrateur manuel Hach, d'un agent colorant associant vert de bromocrésol et rouge méthyle et d'une solution titrante d'acide sulfurique de concentration d'environ 1.6 N (mesurée précisément à chaque campagne) conditionnée dans une seringue spécifique au titrateur manuel. La seconde est une méthode en laboratoire, par titrage potentiométrique utilisant la méthode de Gran à l'aide d'un titrateur automatique (Metler-Excellence T5) et d'une solution titrante d'acide chlorhydrique de concentration 0,998 N. Dans les deux cas, ces analyses portaient sur un échantillon d'eau de 25 mL.

L'incertitude sur la mesure d'alcalinité dépend exclusivement de la combinaison entre la concentration de la solution titrante et le volume minimum admis par le titrateur : dans le cas de la méthode appliquée sur le terrain, la précision est de l'ordre de 0,08 mmol.L^{-1}, et dans le cas de la méthode appliquée en laboratoire de 0,02 mmol.L^{-1}. L'incertitude sur les concentrations en carbonates calculées est difficile à déterminer directement car elle dépend principalement de la précision de la mesure de pH qui est le paramètre physico-chimique le plus difficile à mesurer *in-situ* du fait du rééquilibrage des eaux vis-à-vis du CO_2 avec l'atmosphère lors du pompage. À défaut de pouvoir estimer cette incertitude, la vérification de la justesse du calcul des concentrations en carbonates a été faite à partir de la balance ionique de chaque échantillon. Une solution aqueuse devant toujours respecter la règle d'électro-neutralité, la somme de ses charges électriques doit toujours être nulle : i.e. la différence entre les concentrations des cations et des anions exprimées en équivalents (concentrations molaires pondérées par la valence des ions, soit une quantité de charge) doit être égale à 0. La balance ionique est exprimée sous forme d'erreur, en pourcentage de la quantité de charge totale (Éq. 1.6).

$$EBI = \frac{\sum(C_{cations} \times Z_{cations}) - \sum(C_{anions} \times Z_{anions})}{\sum(C_{cations} \times Z_{cations}) + \sum(C_{anions} \times Z_{anions})} \times 100 \quad (1.6)$$

où :

EBI : Erreur sur la Balance Ionique

C : Concentration molaire (mol.L^{-1})

Z : Valence de l'ion considéré.

Ainsi, une balance ionique positive présentera un excès en cations (ou un déficit en anions) et vice versa. Une analyse avec une balance ionique supérieure à 5% en valeur absolue est considérée comme mauvaise. Dans la mesure du possible, les analyses anions/cations sont alors refaites pour l'échantillon concerné. Si après ré-analyse l'erreur est toujours supérieure à 5%, cela signifie alors qu'il y a un problème de mesure d'alcalinité, souvent en lien avec la mesure de pH (Macpherson, 2004).

Isotopes stables de l'eau

Les analyses sur les isotopes stables de la molécule d'eau ont été réalisées par spectrométrie d'absorption (TLWIA-45-EP : Triple Liquid Water Isotope Analyser).
La précision des analyses des isotopes stables de l'eau est inférieure à 0,6‰ VSMOW pour le rapport isotopique du deuterium $\delta^{2}H$, et 0,2‰ VSMOW pour le rapport isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$. Plus de détails sur la signification de ces rapports isotopiques seront donnés au §3.2.1.

Isotopes stables des sulfates

Les analyses des isotopes stables des sulfates ont été réalisées par spectrométrie de masse (VG SIRA 10). La précision des analyses est de l'ordre de 0.6‰ V-CDT pour la mesure du $\delta^{34}S$ et du $\delta^{18}O$. Plus de détails sur la signification de ces rapports isotopiques seront donnés au §4.1.6.

Analyse statistique des données

Les données de géochimie ont été analysées à l'aide de deux méthodes statistiques basées sur l'étude des covariances entre variables : une analyse de corrélations croisées, et une analyse en composantes principales (ACP).

Analyse de corrélations croisées

L'analyse de corrélations croisées consiste à associer deux par deux chacune des variables d'intérêt, ici chaque donnée géochimique, afin de chercher des relations linéaires entre elles suivant la méthode des moindres carrés. Le critère objectif de l'intensité de la relation linéaire, si elle existe, est le coefficient de corrélation r tel que défini dans l'Éq. 1.7 pour deux variables X et Y. Ce coefficient est compris entre -1 et 1, son signe indiquant le sens de la relation : anti-corrélée si négative, corrélée si positive. Sa valeur absolue indique quant à elle l'intensité de la relation : si $|r|$ tend vers 0, la relation entre les deux variables est faible et inversement si $|r|$ tend vers 1.

$$r = \frac{COV(X,Y)}{\sqrt{VAR(X)VAR(Y)}} \tag{1.7}$$

avec :

COV(X,Y) : covariance entre les variables X et Y ;

VAR(X) : variance de X.

Afin de déterminer le seuil à partir duquel la relation devient significative, un test statistique de Student est réalisé sur le paramètre de coefficient linéaire. En effet, ce dernier suit une loi de probabilité t de Student telle que définie par l'Éq. 1.8 (LSCQA, 2008).

$$r_0 = \frac{t_\alpha}{\sqrt{n-2+t^2}} \tag{1.8}$$

Dans cette équation, t_α représente le quantile d'ordre α de la loi t de Student, et n le nombre d'échantillons de la variable aléatoire étudiée, ici le nombre d'observations géochimiques utilisées dans l'analyse de corrélation. Ainsi, r sera significativement non-nul si sa valeur est supérieure au r_0 calculé avec l'Éq. 1.8 pour un risque α (ou une confiance à (1-α)). Une autre notation est d'indiquer directement la probabilité associée au r calculé, sous la forme de *p-value*. Une des limites de cette méthode est que r_0 diminue avec le nombre d'observations, ce qui peut induire un biais dans l'analyse des résultats ainsi obtenus. C'est pourquoi il est toujours important de coupler ces méthodes statistiques à une représentation graphique pour déceler ces biais.

Analyse en Composantes Principales

L'analyse en composantes principales (ACP) est une méthode descriptive multidimensionnelle permettant de produire des représentations simplifiées de jeux de données complexes à partir d'une analyse statistique multivariée basée sur les covariances.

Le jeu de données à analyser est structuré en une matrice à n individus et p paramètres. Si l'analyse des corrélations projette n individus dans un espace à 2 dimensions (x,y), il faudrait un repère à p dimensions pour pouvoir observer le nuage de points dans sa totalité. Le principe de l'ACP est de réduire ce nombre de dimensions en déterminant p combinaisons linéaires appelées composantes principales (C_k) entre les p variables du jeu de données. Les coefficients de ces combinaisons linéaires définissent ainsi une nouvelle base de l'espace des paramètres, constituée de p vecteurs propres (Δ_k), tous orthogonaux les uns aux autres, et donc indépendants, expliquant chacun une part de la variance totale du nuage de points initial. Ces parts de variance expliquée sont appelées valeurs propres (λ_k) et leur somme est égale à 1, ce qui signifie que l'espace défini par les p vecteurs propres permet d'expliquer toute la variance de l'échantillon initial, et de le décrire sans perte d'informations.

Toutefois le but ici est justement de réduire le nombre de dimensions. Il est ainsi possible de créer un nouveau repère composé d'un couple de deux vecteurs propres Δ_i et Δ_j qui permettra d'expliquer ($\lambda_i + \lambda_j$) de la variance totale du nuage de points. Dans la pratique, seuls les axes portant le plus de variance expliquée sont explorés, car ce sont eux qui permettent de décrire au mieux le nuage de points sans trop le déformer. Ensuite, chacune des variables est projetée dans ce nouveau repère, leur position étant alors dépendante de leur degré de corrélation avec chacun des deux axes. Cette représentation est appelée cercle des corrélations et permet d'identifier le rôle de chacune des variables dans la définition des nouveaux axes et des relations qui les lient dans ce nouveau repère. De la même façon, il est possible d'y projeter l'ensemble des individus, permettant de définir des typologies selon leur position sur chacun des axes.

Dans le cas des données géochimiques, chaque prélèvement constitue un individu et chaque analyse un paramètre. L'idée derrière ce travail est de vérifier s'il existe des relations entre les différentes variables et/ou individus que l'analyse de corrélations n'aurait pas décelées.

1.2.2 Caractérisation du milieu poreux

Pour comprendre le fonctionnement hydrogéologique du marais, il est nécessaire de caractériser la matrice poreuse dans laquelle l'eau circule, ici la tourbe, que ce soit ses paramètres hydrophysiques ou la géométrie du milieu. Une étude de sol a donc été entreprise, consistant en des prélèvements d'échantillons non-remaniés à partir de carottes et d'analyses en laboratoire.

Carottage

Une campagne de carottage a été réalisée en octobre 2020. Elle a permis l'extraction de 7 carottes de 1 m de longueur en trois différents points de prélèvements : SC1, SC5 et SC7, à proximité respective des piézomètres PZ1, PZ5 et PZ7 sur un transect est-ouest à travers le marais. Les détails sont présentés dans le Tableau 1.2 et la localisation des points sur la Figure 1.14. Les sondages ont été réalisés avec un carottier double, permettant l'utilisation d'une gaine PVC (Ø46 mm) pour la récupération de carottes non-remaniées, battu à l'aide d'un marteau à percussion portatif avec moteur thermique. Les carottes ont été scellées directement après récupération de la gaine à l'aide de ruban adhésif en PVC afin de limiter au maximum la perte d'eau par évaporation. Elles ont ensuite été stockées en chambre froide (8°C) en attendant leur ouverture. Celle-ci a été réalisée à l'aide d'une disqueuse électrique et le dépouillement des carottes (description du sol et sélection des échantillons) a été effectué juste après afin de limiter au maximum la perte d'eau par évaporation.

Sélection des échantillons

Deux stratégies d'échantillonnage différentes ont été choisies. Pour les carottes récupérées en SC1 et SC5, les échantillons, espacés au maximum de 10 cm les uns des autres, ont été sélectionnés à chaque changement net de lithologie afin de décrire au mieux les variations de structure du sol. Pour les carottes prélevées en SC7, l'échantillonnage a été systématique, avec un intervalle de 2 cm.

Analyses de sol

Les différentes analyses réalisées sur les échantillons de sol sont présentées dans les paragraphes suivants.

Masse volumique apparente

La masse volumique apparente ρ_d est la masse de matériau sec d'un échantillon de sol rapportée à un volume unitaire et est définie par la formule suivante :

$$\rho_d = \frac{m_s}{V_a} \tag{1.9}$$

où :

m_s : masse de l'échantillon sec [M] ;

Table 1.2 – Tableau récapitulatif des sondages et carottes récupérées.

Sondage	Carotte	Profondeur
SC1	SC1 0-1	0 à 1 m
	SC1 1-2	1 à 2 m
SC5	SC5 0-1	0 à 1 m
	SC5 1-2	1 à 2 m
	SC5 2-3	2 à 3 m
SC7	SC7 0-1	0 à 1 m
	SC7 1-2	1 à 2 m

V_a : volume initial de l'échantillon [L^3].

Afin d'obtenir la masse sèche de l'échantillon, ce dernier est passé au minimum 24h à l'étuve à une température de 40°C. S'il est admis qu'une température de 105°C est optimale pour évaporer la phase aqueuse porale d'un échantillon de sol inorganique, pour les sols organiques il n'y a pas encore de consensus dans la communauté scientifique (O'Kelly and Sivakumar, 2014). L'incertitude provient de la volatilité de certains composés organiques à des températures seulement supérieures à 60°C, rendant difficile la différenciation entre perte en eau et perte en carbone organique dans la perte de masse totale. De la même façon, le temps de séchage est un paramètre important, et va dépendre à la fois du type de sol et de la température de séchage.

Afin de quantifier a minima l'incertitude liée à la température et le temps de séchage optimal, un séchage séquentiel a été réalisé sur les premiers échantillons analysés, décrit par le protocole suivant :

- Séchage de l'échantillon à 40°C avec pesées intermédiaires jusqu'à stabilisation de la masse de l'échantillon (variation < 1%) ;
- Récupération d'un sous-échantillon séché à 40°C (masse stabilisée) et séchage du sous-échantillon à une température de 105°C avec pesées intermédiaires jusqu'à stabilisation de la masse.

Ce protocole permet donc deux choses :

- Déterminer la durée de séchage optimale à 40°C pour les différents horizons pédologiques rencontrés ;
- Estimer la perte en masse résiduelle entre un séchage à 40°C et un autre à 105°C.

En revanche, il ne permet pas de différencier l'origine de la perte de masse à 105°C, entre perte en eau résiduelle ou perte en composé organique.

Teneur en eau

La teneur en eau d'un échantillon correspond à la quantité d'eau rapportée à l'échantillon, soit par volume (volume d'eau rapporté au volume total de l'échantillon), soit par masse (masse d'eau rapportée à la masse totale de l'échantillon). Cette distinction peut être très importante dans le cas d'un sol gonflant, le volume de l'échantillon étant dépendant du volume d'eau qu'il contient. Ici, c'est la teneur en eau massique θ_m qui a été mesurée, définie par la formule suivante :

$$\theta_m = \frac{m_w}{m_e} \tag{1.10}$$

où :

m_w : masse d'eau contenue dans l'échantillon [M] ;

m_e : masse totale de l'échantillon [M].

La masse d'eau m_w est obtenue après le passage à l'étuve prévu pour la détermination de la masse volumique apparente, par soustraction de la masse de l'échantillon avant et après séchage.

Porosité

La porosité Φ est la proportion volumique de vide d'un échantillon de sol et est définie par la formule suivante :

$$\Phi = \frac{V_v}{V_t} \tag{1.11}$$

où :

V_v : volume de vide [L^3] ;

V_t : volume total de l'échantillon [L^3].

A saturation, le volume de vide est entièrement rempli d'eau (supposant un remplissage monophasique et une porosité entièrement connectée). Il est alors possible dans la zone saturée d'approximer la porosité totale en remplaçant le volume de vide V_v de la formule (1.11) par le volume d'eau V_w déterminé à partir de la masse d'eau m_w mesurée par dessiccation, ce qui donne la relation suivante, où ρ_w la masse volumique de l'eau :

$$\Phi = \frac{m_w / \rho_w}{V_t} \tag{1.12}$$

Carbone organique et inorganique

Parmi toutes les méthodes qui existent pour différencier et quantifier le carbone organique du carbone inorganique d'un échantillon de sol, la plus simple à mettre en oeuvre reste la perte au feu (LOI de l'anglais *Lost On Ignition*). Cette méthode consiste à oxyder par combustions successives la matière organique puis les carbonates et à mesurer à chaque fois la perte de masse de l'échantillon. Ainsi, ce n'est pas directement la masse de carbone organique ou inorganique qui est mesurée mais la masse des composés organiques ou inorganiques dans lesquels il est lié. Pour exprimer le résultat en masse de carbone, il est donc nécessaire d'isoler le carbone des autres éléments auxquels il est lié.

Pour le carbone inorganique, la perte de masse se fait par dégazage de CO_2 (Éq. 1.13). Il est donc aisé d'en déduire une masse de carbone connaissant la masse molaire du carbone (12 g.mol^{-1}) et celle de l'oxygène (16 g.mol^{-1}). En revanche, pour le carbone organique, il faut connaître la composition exacte de la matière organique, c'est-à-dire la proportion de chacun des composés afin de pouvoir déterminer la part du carbone dans la perte de masse (Éq. 1.14). Un facteur de conversion de 0,58 entre matière organique et carbone organique a été admis dans la communauté depuis le XIX^{me} siècle (établi par le chimiste néerlandais Jakob van Bemmelen), même si rien ne semble justifier son utilisation (Pribyl, 2010). Dans ce travail, les résultats seront donc présentés bruts : en part de matière organique (%) et de carbonates (%).

$$CaCO_{3(s)} \longrightarrow CaO_{(s)} + CO_{2(g)} \tag{1.13}$$

$$C_xH_yO_{z(s)} + O_{2(g)} \longrightarrow nCO_{2(g)} + mH_2O_{(g)}\ ^{2} \tag{1.14}$$

Comme pour la dessiccation, il n'y a pas vraiment de consensus scientifique sur les températures de combustion optimales. Que ce soit la température minimale d'oxydation de la matière organique, et la transition entre matière organique et inorganique (carbonates), de grandes plages de valeurs peuvent être trouvées dans la littérature. Il n'a pas été envisagé ici d'entamer une étude poussée sur la détermination de ce paramètre et le choix s'est fait en se basant sur l'étude de Wang et al. (2011a). Ces auteurs ont comparé diverses méthodes de détermination du carbone organique et inorganique de différents échantillons, notamment de tourbe, avec des combustions selon plusieurs températures et temps de combustion afin d'établir des optimums pour chacun des échantillons analysés. Concernant la tourbe, il semblerait que la température de 410°C soit la plus à même d'oxyder toute la matière organique sans entamer le réservoir des carbonates. Pour ce dernier, une température de 800°C serait suffisante pour tout oxyder.

2. Cette formulation est la plus simple. Il peut en effet y avoir d'autres éléments minéraux dans la composition de la matière organique (azote, soufre, etc...), et donc d'autres produits à droite de la réaction.

Cependant, Heiri et al. (2001) et Wang et al. (2011a) ont montré que cette méthode était dépendante de la taille de l'échantillon. Aussi, Heiri et al. (2001) conseillent d'utiliser toujours la même masse pour les échantillons. Wang et al. (2011a), quant à eux, ont obtenu la meilleure reproductibilité des résultats avec une masse d'échantillon de 3 g. Le protocole utilisé dans ce travail a donc été le suivant pour calibrer le temps de chauffe :

- Environ 3 g d'échantillon sont placés dans un creuset ;
- Première chauffe à 105°C dans une étuve pour éliminer l'eau résiduelle ou provenant de la ré-hydratation de l'échantillon jusqu'à stabilisation de la masse ;
- Seconde chauffe à 410°C dans un four à moufle pour oxyder la matière organique jusqu'à stabilisation de la masse ;
- Troisième chauffe à 910°C dans un four à moufle pour oxyder les carbonates jusqu'à stabilisation de la masse.

Cette calibration du temps de chauffe a été réalisée sur trois échantillons les plus représentatifs des faciès rencontrés. Entre chaque manipulation hors du four, que ce soit en attendant leur refroidissement avant pesée ou les changements de température du four, les échantillons ont été placés dans un dessiccateur pour limiter leur réhydratation.

Les limites de cette méthode sont les suivantes (Wang et al., 2011a) :

- la surestimation du carbone du fait de l'oxydation des oxy-hydroxydes métalliques (> 550°C) ou de la déshydratation du gypse (190°C) ;
- le changement de masse de certains composés après chauffage ;
- la superposition des plages d'oxydation des composés organiques et inorganiques, induisant une incertitude non-quantifiable sur les valeurs obtenues.

Toutefois, les résultats étant rapportés à la masse de l'échantillon, plus le sol analysé est riche en carbone, plus ces incertitudes sont faibles.

Analyse radio-chronologique : datation au Carbone 14

La datation au ^{14}C est largement utilisée dans un grand nombre de domaines. La méthodologie se base sur la loi de décroissance de l'isotope radioactif du carbone de numéro atomique 14. Ce dernier est naturellement produit dans la haute atmosphère dans la proportion de $1/10^{12}$ par rapport aux isotopes stables (Clark and Fritz, 1998) et s'oxyde pour former du CO_2. Celui-ci va pouvoir ensuite précipiter sous forme de carbonates ou être utilisé par les êtres vivants, notamment les plantes dans la photosynthèse, et ainsi piéger les atomes radioactifs de ^{14}C. Ces atomes vont décroître suivant un temps de demi-vie de 5730 ans par désintégration β^- pour former des atomes stables d'azote 14. Il est donc possible, connaissant le rapport $^{14}C/C_{total}$ dans l'atmosphère au moment de la formation du carbone contenu dans un échantillon, de déterminer son âge. Cette méthode est cependant limitée à des âges de 50 000 ans environ, au-delà l'activité du ^{14}C est trop faible pour être précise.

Les rapports $^{14}C/C_{total}$ ont été déterminés par spectrométrie de masse par accélérateur (SMA ARTEMIS, laboratoire LSCE). Les résultats sont donnés en *pMC* (percent of Modern Carbon) qui est une expression de l'activité en ^{14}C par rapport à un standard. Ce dernier correspond à 95% de l'activité du ^{14}C contenu dans un échantillon d'acide oxalique de 1950 du Bureau National des Standard (NBS). Ainsi, les valeurs de *pMC* devraient varier entre 0 (absence de ^{14}C dans l'échantillon) et 100%. Toutefois, le rapport $^{14}C/C_{total}$ dans l'atmosphère n'est pas constant dans le temps, avec des cycles naturels liés à l'activité neutronique dans l'atmosphère (oscillations de Suess) et aussi, ces dernières années, avec l'avènement de l'ère industrielle et le rejet massif de carbone dans l'atmosphère, ainsi que le pic d'essais nucléaires post 1954 qui a stimulé la formation de ^{14}C (Huneau, 2000).

De nombreux modèles ont été mis au point pour prendre en compte ces variations du rapport $^{14}C/C_{total}$ et donner des âges dits calibrés exprimés en âge *BP cal* (*Before Present calibrate*). Dans ce travail, c'est le modèle *IntCal20* (Reimer et al., 2020) qui a été choisi pour calibrer les âges radiocarbone. Ainsi, un âge de 150 *BP cal* correspond à un âge calibré, antérieur de 150 ans à la date de 1950 (année du standard). Il est alors possible de convertir cet âge *BP cal* dans le référentiel calendaire (AD pour *Anno Domini*), ce qui, dans l'exemple précédent, daterait l'échantillon à 1800 AD.

1.2.3 Prospection géophysique

Une méthode de prospection géophysique électrique a été utilisée afin de déterminer la géométrie des formations géologiques au droit du site.
Cette méthode consiste à injecter dans le sol, à l'aide d'un générateur, un courant électrique au travers d'électrodes dites d'injection (A et B, cf. Tableau 1.3) et de mesurer la réponse de celui-ci à l'aide d'électrodes dites de mesure (M et N, cf. Tableau 1.3). Dans sa configuration la plus simple, cette méthode nécessite donc 4 électrodes. La différence de potentiel mesurée en réponse va dépendre principalement du courant d'injection et surtout de la résistivité associée au volume de sol investigué. Tout l'intérêt réside dans le fait que cette valeur dépend directement du type de roche/sol traversé par le courant d'injection et de sa teneur en eau (Figure 1.11).

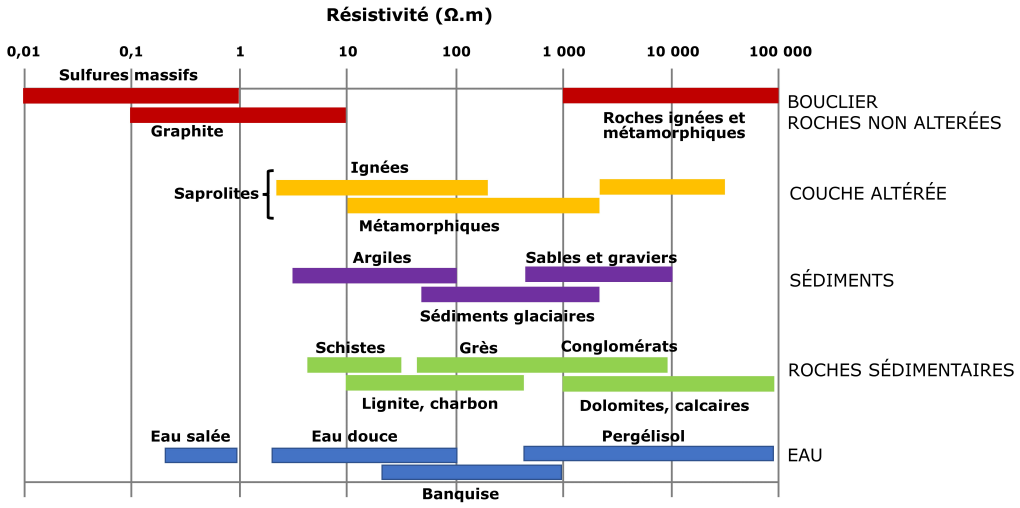


Figure 1.11 – Gamme de résistivités en fonction du type de roche. D'après Palacky, 1988.

La valeur de résistivité obtenue est une valeur de résistivité dite apparente car elle considère le volume de sol investigué comme homogène et non comme ce qu'il est vraiment : une composition de textures et de propriétés hétérogènes. Le volume investigué, quant à lui, dépend d'un facteur géométrique lié au schéma de placement des électrodes, appelé dispositif (cf. Tableau 1.3). Le choix du dispositif dépend principalement du type de structures recherchées, leur principale différence étant leur sensibilité aux variations horizontales ou verticales de résistivité. La profondeur maximale d'investigation va surtout dépendre de la distance maximale entre les électrodes : plus cette distance est grande, plus la profondeur investiguée l'est aussi. La valeur de résistivité apparente mesurée intègre donc les propriétés des différents sols traversés, de la surface jusqu'à cette profondeur maximale d'investigation, qui, pour un même espacement inter-électrodes, est différente d'un dispositif à l'autre. Le dispositif Wenner a par exemple une plus faible profondeur d'investigation que les dispositifs Wenner-Schlumberger ou Dipôle-Dipôle (cf. Tableau 1.3). En répétant les mesures avec des espacements entre électrodes différents le long d'un même transect, il est donc possible

d'obtenir une tomographie de résistivité apparente en 2D (Figure 1.12).

L'information y est en partie redondante, du fait de la superposition des volumes investigués, mais c'est à partir de cette redondance qu'il est possible, par résolution d'un problème inverse, de retrouver des résistivités réelles, ceci en tout point du profil. Les outils de résolution utilisent des modèles maillés (Figure 1.12) dont le but est de reconstruire les variations spatiales de résistivités. Ces modèles sont optimisés de façon itérative par comparaison entre les résistivités calculées et mesurées, jusqu'à maximiser (ou minimiser) la fonction objectif choisie. La solution n'est pas l'image réelle des résistivités du sous-sol mais bien la meilleure solution au problème posé d'après la fonction objectif.

De plus, comme le montre la Figure 1.11, plusieurs roches ont la même signature de résistivité, et pour un même type de roche, l'état d'hydratation et la minéralisation de l'eau interstitielle influent fortement sur la valeur de résistivité mesurée. Ce sont donc des contrastes de résistivité qui sont interprétés en premier lieu. Il convient ensuite de contraindre au mieux le modèle à l'aide d'observations directes de terrain (sondage, fosse, profondeur de nappe, log de forage, etc...) pour éviter tout biais d'interprétation.

Dans le cadre de ces travaux, un profil électrique de 715 m (Figure 1.14, ERT 5 m) a été réalisé au printemps 2021 à l'aide d'un système SYSCAL composé d'un boîtier alliant générateur de courant et programmateur, et de deux câbles de 120 m permettant de brancher indépendamment 48 électrodes séparées de 5 m les unes des autres. Ce système permet d'utiliser tous les dispositifs électriques possibles, avec un espacement maximal entre électrodes de 235 m. Les profondeurs d'investigations minimales et maximales sont donc respectivement de 1 et 50 m environ. Afin d'atteindre les 715 m de profil, la méthode dite de *roll along* a été utilisée, consistant en la réalisation de plusieurs profils juxtaposés qui sont ensuite traités avec le même modèle d'inversion (Figure 1.13). Celui-ci a été réalisé grâce au logiciel BERT (Boundless Electrical Resistivity Tomography) qui utilise la bibliothèque Python pyGIMLi.

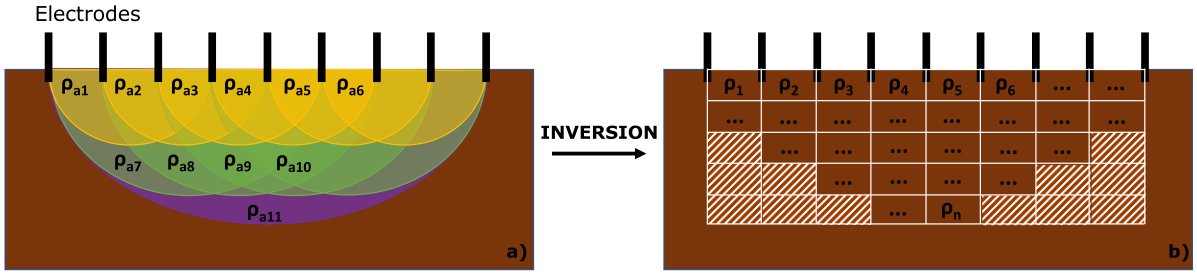
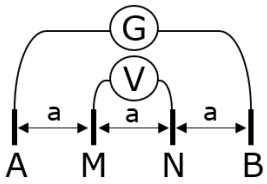
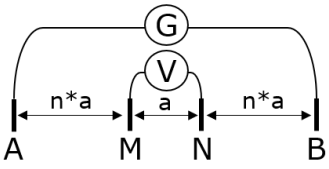
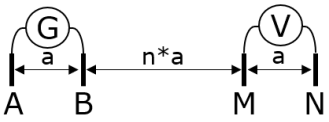


Figure 1.12 – Principe de la tomographie de résistivité électrique. (a) Schéma simplifié des différents sondages électriques, les volumes de sols investigués et les résistivités apparentes correspondantes ρ_{an}. (b) Représentation d'un modèle discrétisé d'inversion avec résistivités "réelles" ρ_n calculées ("pseudo-section").

Table 1.3 – Principaux dispositifs utilisés pour le sondage électrique en géophysique.

Nom	Dispositif	Profondeur d'investigation	Sensibilité
Wenner		0,173 × [AB]	Verticale
Wenner-Schlumberger		0,191 × [AB]	Verticale et horizontale
Dipôle-dipôle		0,198 × [AN]	Horizontale

Un deuxième profil a été réalisé dans le marais dans le cadre d'un stage de Master 1 (Assebai, 2018). Les données ont été obtenues au printemps 2018 à l'aide du système SYSCAL à partir d'un dispositif Wenner à 48 électrode espacées de 1 m (Figure 1.14, ERT 1 m). 5 profils ont ainsi été réalisés en mode *roll along*, pour une longueur totale de 139 m. La profondeur maximale d'investigation pour ce type de dispositif est d'environ 10 m, pour une résolution de 0,2 m.

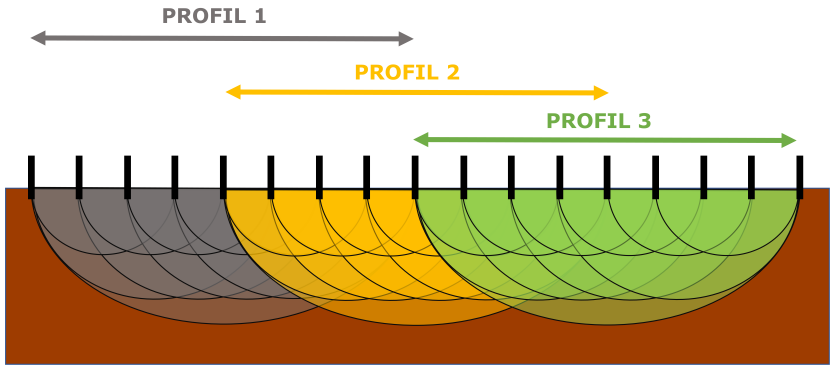


Figure 1.13 – Principe de la méthode *roll along*.

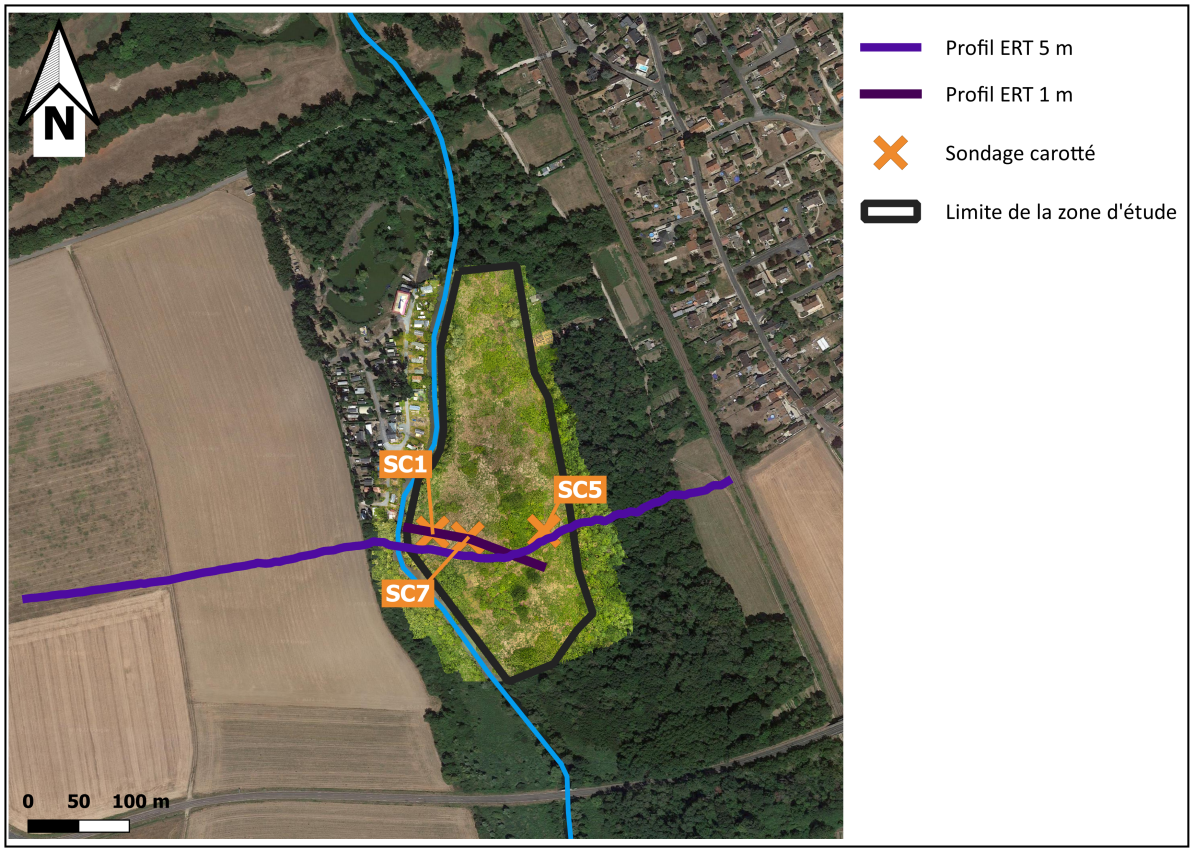


Figure 1.14 – Localisation des différentes investigations de sol réalisées sur site.

1.2.4 Caractérisation hydrodynamique

La caractérisation hydrodynamique consiste à déterminer les paramètres contrôlant les écoulements d'un fluide, ici l'eau, dans le milieu poreux. Il existe un très grand nombre de tests réalisables soit en laboratoire, sur des échantillons de sols en général non-remaniés, soit directement sur le terrain. Dans le cadre de ces travaux, ce sont des essais *in-situ* qui ont été faits afin de déterminer la conductivité hydraulique de la tourbe à partir du réseau de piézomètres déjà en place (cf. Figure 1.9). Le choix de la méthode s'est porté sur la méthode dite du *slug test* (choc hydraulique) dont le protocole ainsi que les avantages et les limites vont être décrits dans ce paragraphe.

Les *slugs tests* font partie de la famille des tests hydrauliques permettant de déterminer le paramètre de conductivité hydraulique d'un aquifère. C'est le test le plus facile à mettre en place car il ne nécessite qu'un seul piézomètre contrairement à l'essai par pompage qui nécessite un doublet de piézomètres (un puits de pompage et un puits d'observation) qui doivent par ailleurs intercepter toute la hauteur de l'aquifère pour respecter les hypothèses d'application des méthodes d'interprétation, ce que ne nécessite pas la méthode de *slug test*. Enfin, c'est un protocole expérimental qui ne requiert que très peu de matériel.

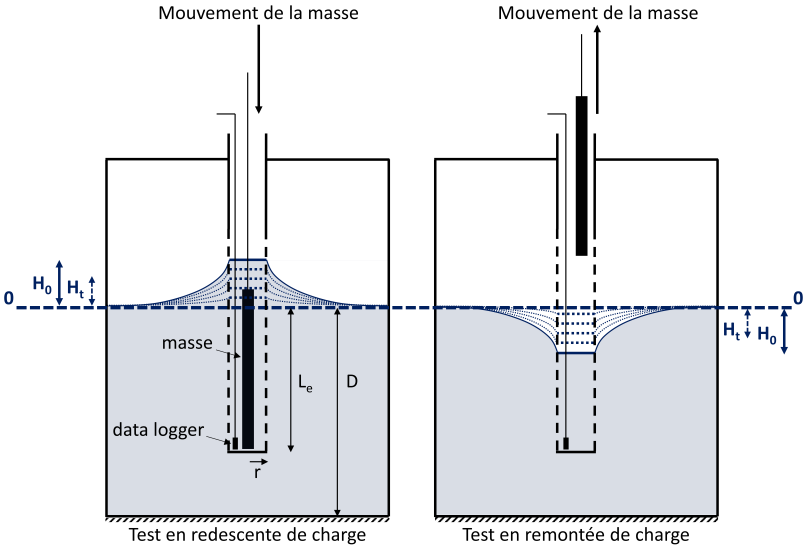


Figure 1.15 – Schéma explicatif du principe du *slug test* avec ses principaux paramètres.

Le principe est de réaliser un changement brutal de niveau d'eau dans le piézomètre et d'enregistrer la réponse du système à cette impulsion. Ce changement peut être soit positif, par une augmentation du niveau d'eau, soit négatif en abaissant ce dernier. Le retour à l'état initial, c'est-à-dire à l'équilibre hydrostatique dans le piézomètre, dépend des propriétés hydrodynamiques de l'aquifère aux environs du piézomètre, et principalement de la conductivité hydraulique. Afin de simuler l'ajout d'un volume d'eau, le plus simple à réaliser est d'utiliser le principe de poussée d'Archimède en immergeant d'un seul coup une masse dans le piézomètre. Une fois le niveau d'eau stabilisé, retirer la masse permet d'avoir l'effet inverse (cf. Figure 1.15).

Au cours du *slug test*, la loi de conservation de la masse à travers la surface crépinée du piézomètre pour une volume unitaire donné s'écrit :

$$-\nabla q = \frac{\partial \theta_v}{\partial t} \tag{1.15}$$

avec :

q : flux de Darcy [L][T$^{-}1$] ;

θ_v : la teneur en eau volumique [L^3][L^{-3}]

En considérant un écoulement radial et une conductivité hydraulique radiale isotrope K_r :

$$K_r \frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{K_r}{r}\frac{\partial h}{\partial r} + K_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \tag{1.16}$$

avec :

K_r : conductivité hydraulique radiale [L][T^{-}1] ;

K_z : conductivité hydraulique verticale [L][T^{-}1] ;

h : charge hydraulique dans l'aquifère [L] ;

r : distance radiale depuis le centre du puits [L].

La résolution de l'équation (1.16) va dépendre à la fois du type d'aquifère, de la géométrie de l'ouvrage de pompage et aussi de la façon dont il a été installé dans l'aquifère. Dans le cas de ce travail, le périmètre d'utilisation de la technique s'est limité à un aquifère libre, avec des piézomètres qui n'atteignent pas la base de l'aquifère, et donc qui n'interceptent pas l'intégralité de la hauteur de la nappe. Ainsi, parmi tous les modèles qui ont été développés pour résoudre cette équation, c'est la solution donnée par Bouwer and Rice pour le cas d'une nappe libre, telle que formulée par Butler (Butler Jr, 2019) qui a été choisie :

$$K_r = \frac{r^2 ln(R_e/r_w^*)}{2L_e t} ln\left[\frac{H(t)}{H_0}\right] \tag{1.17}$$

avec :

t : temps écoulé depuis le début du test [T] ;

r_c : rayon du piézomètre [L] ;

R_e : rayon équivalent [L] ;

r_w : rayon effectif du piézomètre [L] ;

L_e : hauteur mouillée [L] ;

H_0 : charge hydraulique dans le puits après immersion/extraction de la masse [L] ;

$H(t)$: charge hydraulique dans le puits pendant le test [L].

Le temps t est pris sur l'intervalle [0 ;+∞[, t_0 étant l'instant du changement de niveau d'eau dans le piézomètre, et H_0 la hauteur d'eau par rapport au niveau de référence avant perturbation (cf. Figure 1.15).

Plusieurs simplifications ont été réalisées pour passer de l'Éq.1.16 à l'Éq.1.17. La première consiste à considérer l'épaisseur de l'aquifère comme constante et son extension latérale infinie (à l'échelle du puits) et la nappe est considérée avant perturbation comme à l'équilibre hydrostatique (régime permanent). Ensuite, les effets capacitifs liés au coefficient d'emmagasinement de l'aquifère sont négligés. De plus, le changement de niveau d'eau dans le piézomètre est considéré comme instantané. Enfin, la zone non saturée n'est pas considérée et donc les effets de rétention ou de drainage liés à celle-ci sont négligés.
Le terme en logarithme dans le premier terme de droite de l'Éq.1.17 correspond au paramètre de géométrie du puits, R_e étant le rayon équivalent, ou rayon d'influence de l'essai et r_w^* un rayon de puits équivalent défini par :

$$r_w^* = r_w \left(\frac{K_z}{K_r}\right)^{0.5} \tag{1.18}$$

où r_w est le rayon effectif du piézomètre, équivalent à son rayon externe équipement compris (massif filtrant). Dans le cas des piézomètres implantés à Jarcy, $r_w \approx r_c$ car les tubes ont été foncés directement dans le sol, sans massif filtrant.
Enfin, dans le cas où le rayon du puits est négligeable par rapport à la hauteur mouillée L_e dans le piézomètre, le rayon R_e correspond à la hauteur de crépine interceptant la nappe (Binkhorst and Robbins (1998), cité dans Fabbri et al. (2012)).

L'Éq.1.17 peut s'écrire sous la forme :

$$ln\left[\frac{H(t)}{H_0}\right] = A \times t \tag{1.19}$$

avec :

$$A = \frac{2L_e}{r^2 ln(R_e/r_w^*)} K_r \tag{1.20}$$

Tracée sur une échelle logarithmique, l'Éq.1.19 est donc linéaire et le calcul de la pente permet de remonter à la conductivité hydraulique. Dans la réalité, la linéarité n'est pas toujours strictement observée car d'autres effets, notamment ceux qui ont été négligés dans les hypothèses simplificatrices, peuvent intervenir (Butler Jr, 2019).

1.3 Outils de modélisation

1.3.1 Généralités

Les modèles numériques en hydrologie, et en géosciences en général, ont deux utilités principales : la compréhension et la prédiction de processus. Dans les deux cas, un modèle se base sur une représentation plus ou moins simplifiée d'un système avec comme objectif de reproduire des comportements qui y sont observés. Pour y arriver, il existe trois grandes familles de modèles (Devia et al., 2015) :

- les modèles dits empiriques, qui se basent sur la recherche d'un lien mathématique abstrait, ou fonction de transfert, entre la grandeur à modéliser et une ou plusieurs grandeurs d'entrée, ou variables explicatives. Par définition, la relation établie est spécifique au jeu de données utilisé, et se base généralement sur des analyses statistiques. C'est le cas par exemple d'un modèle de régression linéaire ;
- les modèles dits conceptuels, qui se basent sur une représentation simplifiée des processus qu'ils cherchent à simuler. Cette représentation est constituée d'équations mathématiques empiriques qui lui sont propres et qui s'articulent autour de paramètres qui n'ont pas forcément de réalité physique. Ainsi, ces modèles ne sont pas spécifiques à un jeu de données mais s'adaptent à tout système équivalent (régi par les mêmes processus) via la modification de ces paramètres ;
- les modèles à base physique, ou modèles mécanistes qui, comme leur nom l'indique, reposent sur les équations mathématiques qui décrivent la physique des processus modélisés. Chaque processus est donc défini par une ou plusieurs équations auxquelles correspondent des paramètres généralement liés à une propriété physique du système modélisé. Comme les modèles conceptuels, ils sont généralisables à tout système équivalent.

Une des difficultés qui existe en géosciences est la grande hétérogénéité des systèmes étudiés, autant dans la diversité des matériaux qui les structurent que dans la multitude des processus qu'ils abritent (Peel and McMahon, 2020). Ainsi, pour pouvoir prendre en compte ces hétérogénéités, certains de ces modèles ont été développés de façon distribuée. Le système à modéliser est alors découpé en sous-systèmes inter-connectés, sur lesquels est appliqué le modèle mais avec des contraintes différentes traduisant ces hétérogénéités. La dimension de ces sous-éléments conditionne la qualité de la simulation, de par la quantité d'hétérogénéités du système prise en compte, mais avec des contreparties qui sont la complexité de la paramétrisation, notamment le besoin d'exhaustivité des données d'entrée des modèles, et un allongement des temps de calculs.

Le choix du type de modèle dépend donc fortement du problème posé, des grandeurs à modéliser et des données à disposition. Dans ce travail, l'objectif était de modéliser les variations temporelles à haute fréquence des charges hydrauliques dans un système riparien soumis à des flux météoriques (pluie et ETP) induisant une importante fluctuation saisonnière des niveaux de nappes liée à une végétation active en été. Parmi les trois types de modèles décrits précédemment, le choix s'est tourné vers un modèle à base physique, HydroGeoSphere

(HGS), pour bien différencier l'importance de chacun des processus du cycle de l'eau dans le fonctionnement hydrologique du système.

1.3.2 Outil numérique : le code HydroGeoSphere

HydroGeoSphere (Therrien et al., 2010) est un modèle distribué à base physique permettant de modéliser les écoulements de surface et de subsurface de façon couplée. Il intègre pour cela l'ensemble des processus du cycle de l'eau (cf. Figure 1.16) :

- les précipitations **(1a)** ;
- les écoulements de surface **(1b)** ;
- les écoulements en zone non saturée **(2a)** ;
- les écoulements en zone saturée **(2b)** ;
- l'évaporation **(3a)** et la transpiration de la végétation **(3b)**.

Chaque processus est ensuite classé selon le domaine sur lequel il s'applique : domaine de surface **(1)**, domaine du milieu poreux **(2)** et domaine évapotranspiratoire **(3)**.

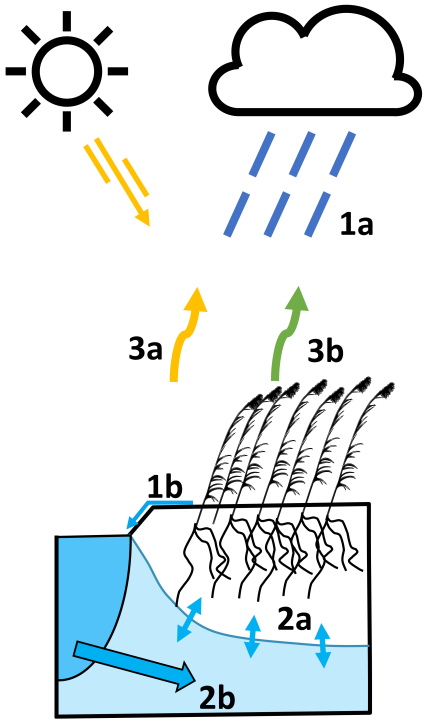


Figure 1.16 – Description des principaux processus décrits dans HGS. 1a) Précipitations. 1b) Écoulements de surface. 2a) Écoulements en zone non saturée. 2b) Écoulements en zone saturée. 3a) Évaporation. 3b) Transpiration.

Écoulements de surface

Les écoulements de surface sont modélisés dans le code HGS par une approximation de l'équation de Saint-Venant dite approximation de l'onde diffusive :

$$\frac{\partial \Phi_o h_o}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x}\left(d_o K_{ox} \frac{\partial h_o}{\partial x}\right) - \frac{\partial}{\partial y}\left(d_o K_{oy} \frac{\partial h_o}{\partial y}\right) + d_o \Gamma_o \pm Q_o = 0 \tag{1.21}$$

avec :

Φ_o : paramètre sans dimension compris entre 0 et 1 décrivant l'encombrement de la surface d'écoulement (végétation, micro-topographie) pouvant limiter le ruissellement ;

d_o : épaisseur de la lame d'eau [L] ;

h_o : élévation de la lame d'eau [L], $h_o = d_o + z_o$ avec z_o, l'élévation du sol ;

K_{oi} : coefficient de conductance exprimant la friction avec les surfaces d'écoulement selon la direction i (x ou y) ;

Γ_o : terme d'échange avec le domaine de subsurface ;

Q_o : terme source ou puits.

Les coefficients de conductance sont exprimés selon la formulation de Manning :

$$K_{oi} = \frac{d_o^{2/3}}{n_i} \frac{1}{[\partial h_o / \partial s]^{1/2}} \tag{1.22}$$

avec :

s : distance dans la direction de la pente maximale [L] ;

n_i : coefficient de rugosité de Manning selon la direction i [$L^{-1/3}T$].

Écoulements de subsurface

Cas général

Les écoulements de subsurface en zone saturée et en zone non saturée sont modélisés dans le code HGS avec l'équation de Richards généralisée :

$$-\nabla \cdot q + \sum \Gamma_{ext} \pm Q = S_s S_w \frac{\partial \psi}{\partial t} + \theta_s \frac{\partial S_w}{\partial t} \tag{1.23}$$

$$\psi = \frac{P}{\rho_w g} \tag{1.24}$$

avec :

Γ_{ext} : terme d'échange de fluide entre le domaine de subsurface et tous les autres domaines (par exemple le domaine de surface) ;

Q : ensemble des termes sources ou puits extérieurs au domaine de modélisation (injection, pompage, etc...) ;

S_w : saturation en eau [-] ;

S_s : coefficient d'emmagasinement [L^{-1}] ;

ψ : potentiel de pression [L] tel que défini dans l'Éq. 1.24 :

P : pression du fluide [$ML^{-1}T^{-2}$] ;

ρ_w : masse volumique du fluide [ML^{-3}] ;

g : accélération de la pesanteur [LT^{-2}].

θ_s : teneur en eau à saturation qui, dans HGS, est supposée égale à la porosité.

Dans l'Éq. 1.23, le flux du fluide dans la matrice poreuse, q, est défini comme un flux de Darcy :

$$q = -K k_r \nabla (\psi + z) \tag{1.25}$$

avec :

K : tenseur de conductivité hydraulique à saturation [LT^{-1}] ;

k_r : coefficient de perméabilité relative dépendant de la saturation ;

z : altitude de l'élément considéré [L].

Le terme $\psi + z$ correspond à la charge hydraulique h.

Écoulements en zone non saturée

La porosité d'un sol peut-être par analogie considérée comme une multitude de capillaires plus ou moins larges dans lesquels circule l'eau. En zone non saturée (ZNS), elle est par définition remplie par une phase liquide et une phase gazeuse. Cela a pour effet d'induire à l'interface entre ces deux phases une force de succion liée aux phénomènes de capillarité et de tension superficielle. Cette force est d'autant plus grande que le capillaire est petit. À ce processus s'ajoute celui d'adsorption des molécules d'eau sur les particules de solides par interaction électro-magnétique. La somme des deux est appelée potentiel matriciel (Lu et al., 2022), noté ψ_m, et correspond au potentiel de pression ψ en zone non saturée. ψ_m est par convention négatif car il s'oppose aux écoulements gravitaires. Il diminue à mesure que les pores se désaturent, des plus larges aux plus petits (cf. Figure 1.17). Mesuré dans le sol il correspond alors à la tension de succion du plus petit pore désaturé.

Il existe ainsi une relation entre état de saturation d'un sol et potentiel matriciel, ce dernier devenant d'autant plus négatif que la teneur en eau diminue. Cette relation est définie par la courbe de rétention du sol et est caractéristique d'un sol donné. Elle va dépendre de nombreux paramètres comme sa texture, la structure de sa porosité ou encore son contenu en matière organique (Wang et al., 2011b). Pour en revenir aux écoulements, ces derniers se font principalement par la phase encore saturée et sont donc vite limités par la taille des pores à mesure que la teneur en eau du sol diminue (Bruand and Coquet, 2005). La conductivité hydraulique non saturée K_{unsat} peut alors être exprimée comme une fonction du degré de saturation du sol S_w. Dans HGS, cela se traduit par le coefficient de perméabilité relative k_r qui pondère la conductivité hydraulique à saturation. C'est cette relation reliant conductivité

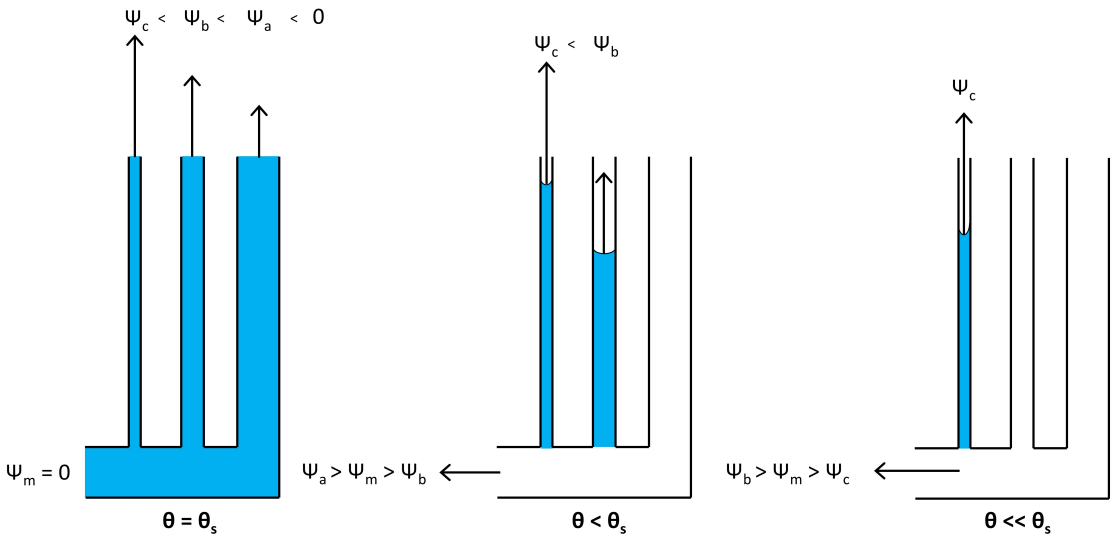


Figure 1.17 – Schéma de l'évolution du potentiel matriciel et de la teneur en eau dans un milieu poreux par analogie avec un réseau de capillaires de différentes tailles.

hydraulique - saturation - potentiel matriciel qui induit de fortes non-linéarités dans l'équation de Richards en zone non saturée et rend difficile sa résolution.

Afin de palier à ce problème, plusieurs modèles empiriques ont été développés permettant de décrire ces relations (Leong and Rahardjo, 1997). Deux d'entre eux, les plus couramment utilisés en modélisation de la ZNS, ont été implémentés dans HGS : le modèle de Brooks-Corey et le modèle de Mualem-Van Genuchten.

Modèle de Brooks-Corey

Le modèle de Brooks-Corey (Brooks and Corey, 1964) exprime la perméabilité relative k_r en fonction de la saturation efficace S_e, de la façon suivante :

$$k_r(\psi) = (S_e(\psi))^{\frac{2+3\lambda}{\lambda}} \tag{1.26}$$

où S_e est elle-même fonction de le potentiel de pression ψ :

$$S_e(\psi) = \frac{S_w - S_r}{1 - S_r} = \left|\frac{h_b}{\psi}\right|^{\lambda} \quad \text{si} \quad \psi < -h_b \leq 0 \tag{1.27}$$

$$= 1 \quad \text{si} \quad \psi \geq -h_b \tag{1.28}$$

avec :

S_r : saturation résiduelle en eau ;

λ : paramètre de distribution des pores ;

h_b : pression d'entrée d'air [L].

La valeur $-h_b$ correspond à la valeur du potentiel de pression ψ au dessous duquel une phase gazeuse continue existe dans le milieu poreux (Brooks and Corey, 1964). Ainsi, si ψ est supérieur à $-h_b$, le modèle considère le milieu comme saturé en eau ($S_e = 1$). Ce n'est que lorsque ψ devient suffisamment négatif et inférieur à $-h_b$ que le modèle considère le milieu poreux comme désaturé en eau. Cela correspond, dans l'analogie du milieu poreux à un réseau de capillaires, à la tension de succion du premier capillaire qui se désature.

Modèle de Mualem-Van Genuchten

Le modèle de Mualem-Van Genuchten (van Genuchten, 1980) propose d'autres formulations pour la perméabilité relative k_r et pour la saturation efficace S_e :

$$k_r(\psi) = S_e^{1/2}\left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{1}{m}}\right)^m\right]^2 \tag{1.29}$$

où comme dans le modèle de Brooks-Corey, S_e est de le potentiel de pression ψ :

$$S_e(\psi) = \frac{1}{(1 + |\alpha\psi|^n)^m} \quad \text{si} \quad \psi < 0 \tag{1.30}$$

$$= 1 \quad \text{si} \quad \psi \geq 0 \tag{1.31}$$

Les paramètres α [L^{-1}], m et n sont appelés paramètres de Van Genuchten et caractérisent le comportement du sol considéré. α est l'inverse de la pression d'entrée d'air ($\alpha \equiv h_b^{-1}$) et $m = 1 - 1/n$.

Contrairement à la formulation de Brooks-Corey (Éq. 1.28), le milieu est ici considéré comme désaturé en eau dès que le potentiel de pression devient négative. La figure 1.18 illustre ces deux comportements différents, chacune des courbes ayant été calculée avec la même pression d'entrée d'air, seul paramètre commun aux deux formulations, même si des travaux ont été réalisés pour essayer de trouver des fonctions de transfert pour les autres paramètres (Morel-Seytoux et al., 1996; Lenhard et al., 1989).

Limites de ces formulations

La limite principale de ces formulations est la non prise en compte des phénomènes d'hysteresis. En effet, la fonction de Van-Genuchten associe à une valeur de potentiel de pression une valeur unique de teneur en eau ou de conductivité hydraulique. Or, l'évolution de ces deux paramètres sont très souvent différentes si le sol est en phase de drainage ou d'imbibition (cf. Figure 1.19). À teneur en eau égale, le potentiel de pression sera plus négatif pendant le processus de désaturation que pendant le processus de re-saturation. Cela est principalement dû au fait que la forme des interfaces eau/air dans les pores à une saturation donnée n'est pas la même selon qu'on imbibe un sol sec ou que l'on draine un sol humide (de Marsily, 1981; Dane and Lenhard, 2005; Léger et al., 2020). D'autres effets comme par exemple la déformation de la matrice solide lors de la dessiccation peuvent aussi jouer et selon le type de sol, ce phénomène d'hystérésis peut-être plus ou moins important.

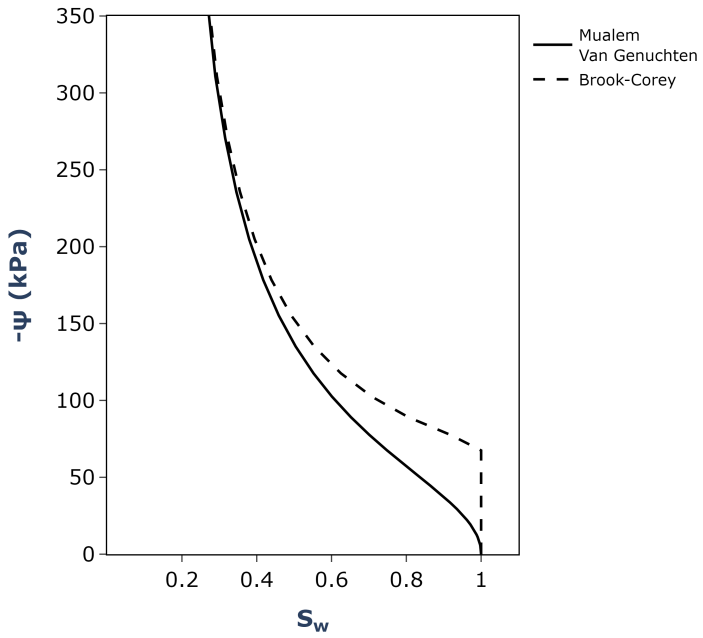


Figure 1.18 – Comparaison des courbes de rétention issues des formulations de Brooks-Corey et de Mualem-Van Genuchten pour une même pression d'entrée d'air (71 kPa), même saturation résiduelle (0,12) et $\lambda = 1,1$ (Brooks-Corey) et $n = 2,1$ (Mualem-Van Genuchten).

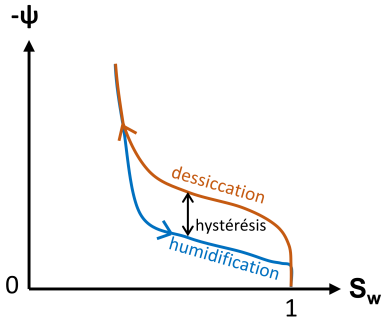


Figure 1.19 – Schéma illustrant le phénomène d'hystéresis sur un graphique potentiel de pression vs saturation.

Couplage entre écoulements de surface et de subsurface

Deux méthodes de couplage ont été implémentées dans HGS. La première suppose la continuité des charges hydrauliques entre domaine de surface et domaine poreux. L'équilibre des charges se fait donc de manière instantanée et le terme d'échange Γ_o de l'Éq. 1.21 n'a pas besoin d'être déterminé pour le calcul des charges. La seconde méthode, quant à elle, suppose l'existence d'une fine couche de matériau poreux à travers laquelle a lieu l'échange d'eau entre la surface et la subsurface. Ce flux d'eau est modélisé comme un flux de Darcy :

$$d_o \Gamma_o = \frac{k_r K_z}{l_{exch}} (h - h_o) \tag{1.32}$$

avec :

K_z : conductivité hydraulique verticale à saturation du milieu poreux [LT^{-1}] ;

l_{exch} : longueur de couplage [L] ;

h : charge hydraulique du milieu poreux [L] ;

h_o : charge hydraulique en surface [L].

Le terme lié à la résistance du milieu aux écoulements comprend le terme de charge hydraulique du milieu poreux pondéré de nouveau par la perméabilité relative k_r et un nouveau terme spécifique au couplage : la longueur de couplage l_{exch}. Le terme k_r n'est pas défini de la même façon selon si l'écoulement se fait de la surface vers la subsurface ou l'inverse (Therrien et al., 2010). Dans le premier cas, il dépend de la hauteur d'eau en surface et dans le second cas, il correspond à la perméabilité relative du milieu poreux (Éqs. 1.26 ou 1.29).

Processus d'evapotranspiration

Le modèle d'évapotranspiration dans HGS ne se base pas sur un calcul du bilan radiatif pour calculer les flux entre surface et atmosphère comme le font par exemple les codes ORCHIDEE (Krinner et al., 2005) ou GEOtop (Rigon et al., 2006) mais prend pour forçage une évaporatranspiration potentielle (ETP) définie par l'utilisateur. Le flux d'évapotranspiration est décomposé en un flux de transpiration de la végétation et un flux d'évaporation du sol.

Transpiration

La transpiration T_p est modélisée d'après les travaux de Kristensen and Jensen (1975) selon la formulation de l'Éq.1.33.

$$T_p = f_1(LAI) f_2(\theta) RDF [ETP - E_{can}] \tag{1.33}$$

avec :

$f_1(LAI)$: fonction de pondération dépendante de l'indice de surface foliaire (LAI, de l'anglais *Leaf Area Index*) ;

$f_2(\theta)$: fonction de pondération dépendante de la teneur en eau du sol ;

RDF (de l'anglais *Root Depth Function*) : fonction de distribution racinaire selon la profondeur ;

ETP : évapotranspiration potentielle ;

E_{can} : évaporation de la canopée.

La transpiration est donc une pondération de l'ETP par plusieurs paramètres liés soit au couvert végétal (*LAI*, E_{can}, RDF), soit à la teneur en eau du sol θ. Le *LAI* est défini comme une surface de feuillages par surface de sol ([L^2 L^{-2}]). Il peut donc prendre n'importe quelle valeur positive. Ce paramètre peut également varier dans le temps pour modéliser par exemple le caractère caduque de certaines plantes.

La fonction $f_1(LAI)$ est définie par l'Éq.1.34. Cette fonction permet de normaliser les valeurs de *LAI* (réel positif) entre 0 et 1 à l'aide de deux paramètres sans dimension, C_1 et C_2.

$$f_1(LAI) = max\,[0, min[1, (C_2 + C_1 LAI)]] \tag{1.34}$$

La fonction $f_2(\theta)$ est représentée sur la Figure 1.20a. Elle dépend d'un paramètre d'ajustement sans dimension C_3 et de teneurs en eau spécifiques : la teneur en eau au point de flétrissement (θ_{wp}), la teneur en eau à la capacité au champ (θ_{fc}), la teneur en eau à la limite oxique (θ_{ox}) et la teneur en eau à la limite anoxique (θ_{an}). Ces teneurs en eau caractérisent à la fois la végétation et la capacité de rétention du sol (Kirkham, 2014). Le point de flétrissement correspond à la teneur en eau d'un sol pour un potentiel matriciel limite au delà duquel la plante n'arrive plus à mobiliser l'eau porale. La valeur de ce potentiel limite dépend normalement des espèces végétales mais est dans la plupart des cas prise égale à -1500 kPa. La capacité au champ est une notion qui a été développée pour essayer de décrire la capacité de rétention d'un sol en parallèle du terme de *réserve utile*. La première définition qui en a été faite est basée sur une observation laissant supposer qu'après quelques jours de drainage naturel, la teneur en eau d'un sol atteint une valeur constante appelée capacité au champ (Kirkham, 2014). Cela correspond donc à la teneur en eau liée à un état d'équilibre hydraulique entre force gravitaire (drainage) et force capillaire (rétention). Dans la fonction $f_2(\theta)$, la capacité au

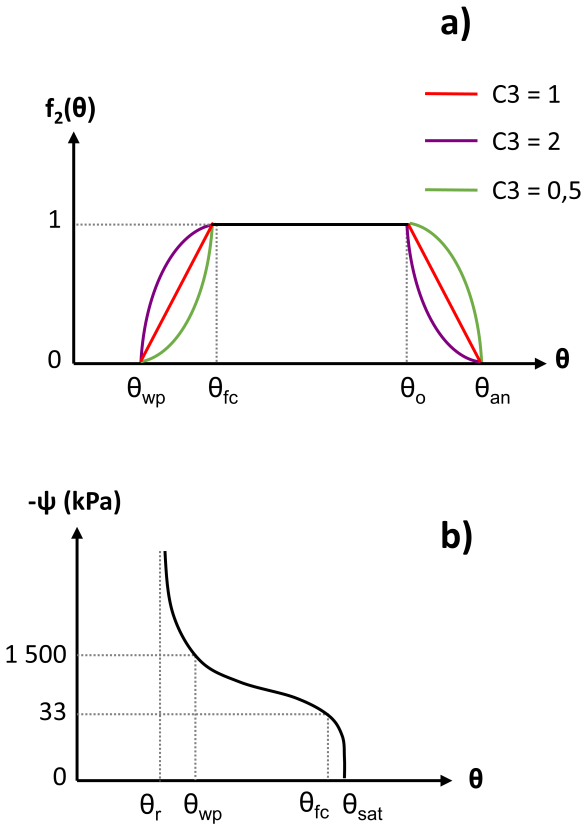


Figure 1.20 – a) Description de la fonction $f_2(\theta)$. b) Explication des teneurs en eau limites sur une courbe de rétention d'eau. Les graphiques ne sont pas à l'échelle.

champ correspond à la teneur en eau au delà de laquelle la transpiration devient maximale. Elle est définie dans la grande majorité des cas comme la teneur en eau pour une succion de -33 kPa.

Les teneurs en eau aux limites oxiques et anoxiques permettent quant à elles de pondérer l'effet de la végétation dans des conditions proches de la saturation, i.e. quand l'oxygène vient à manquer.

Dans HGS, la transpiration est répartie sur toute la profondeur du domaine racinaire selon une fonction de distribution verticale, $RDF(z)$. Différentes fonctions RDF sont disponibles dans HGS : fonctions constante, linéaire, quadratique ou cubique (cf. Figure 1.21). Ces fonctions s'appliquent sur des profondeurs normalisées entre 0 et 1. À part la fonction constante qui applique le même poids sur toute la profondeur racinaire (i.e. densité racinaire constante sur toute la profondeur), les autres fonctions donnent plus de poids à la zone proche de la surface. La fonction RDF permet ainsi de modéliser la diminution avec la profondeur de la densité racinaire (Jung et al., 2019) et de pondérer la répartition verticale de la transpiration.

Dans la modélisation de la transpiration (Éq. 1.33), le terme E_{can} correspond à l'évaporation de la canopée et modélise les processus d'interception de la pluie par le couvert végétal. En effet, lors de précipitations, une partie de l'eau est interceptée par la canopée et ne retombe pas forcément au sol, ce qui peut avoir un effet significatif sur les transferts d'eau dans le milieu poreux (Coenders-Gerrits et al., 2013). Dans HGS, ce processus est modélisé à l'aide d'un réservoir d'interception qui se remplit lors d'évènements pluvieux jusqu'à atteindre son maximum S_{int}^{max} modélisé par l'Éq.1.35.

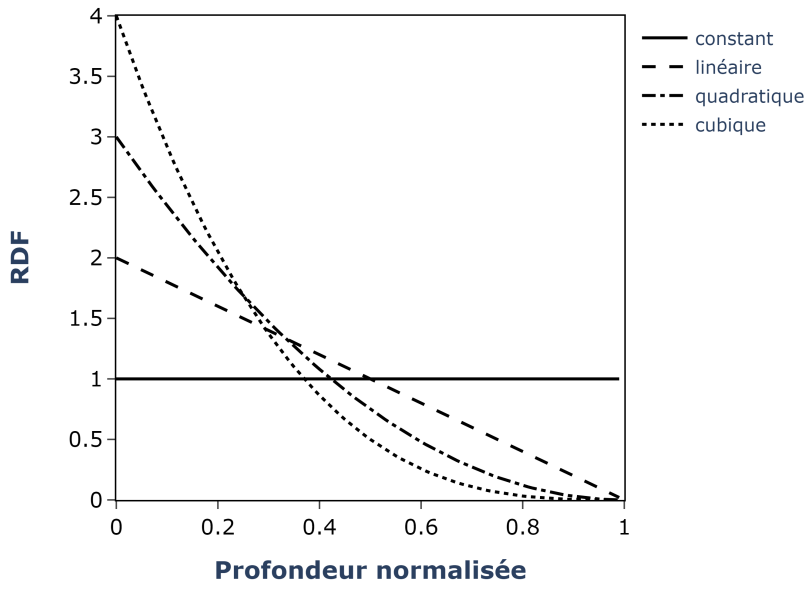


Figure 1.21 – Valeurs de la fonction de distribution racinaire en fonction de la profondeur pour les différents fonctions $RDF(z)$ implémentées dans HGS.

$$S_{int}^{max} = c_{int} LAI \tag{1.35}$$

où c_{int} représente le paramètre de stockage par la canopée [L].

Une fois le réservoir d'interception rempli, le flux pluviométrique peut être transféré au domaine de surface ou de subsurface situé sous la canopée. Le réservoir d'interception ne peut se vidanger que par évaporation et, comme l'indique l'équation 1.33, le modèle d'évapotranspiration fait d'abord contribuer le volume d'eau de ce réservoir avant de puiser dans celui du sol.

Evaporation

Deux modèles d'évaporation E_s sont implémentés dans HGS :

$$E_s = \alpha^*(ETP - E_{can} - T_p)EDF \tag{1.36}$$

$$E_s = \alpha^*(ETP - E_{can})[1 - f_1(LAI)]EDF \tag{1.37}$$

La principale différence entre ces deux modèles est que dans l'un (cf. Éq. 1.36) le processus d'évaporation est modélisé après celui de transpiration, tandis que dans l'autre (cf. Éq. 1.37), ces deux processus sont modélisés simultanément.
Le premier modèle donne un peu plus de poids à l'évaporation car contrairement au deuxième modèle, il intègre dans le terme T_p la fonction $f_2(\theta)$ qui est comprise entre 0 et 1 et a donc tendance à diminuer le poids de la transpiration dans le calcul. Dans l'Éq. 1.37, l'évaporation est pondérée par le terme $[1 - f_1(LAI)]$ pour ne pas avoir une évapotranspiration $E_s + T_p$ plus importante que l'ETP.

Le paramètre α^*, appelé facteur d'humidité, est une fonction de la teneur en eau (cf Figure 1.22). L'évaporation est nulle pour une teneur en eau inférieure à θ_{e2} et maximale pour une teneur en eau supérieure à θ_{e1}.

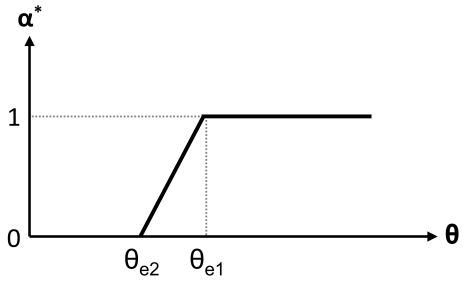


Figure 1.22 – Description de la fonction α^*.

Le paramètre EDF (de l'anglais "Evaporation Depth Function") est la fonction de distribution verticale de l'évaporation. Comme la RDF dont elle est le pendant pour l'évaporation, l'EDF est une fonction de la profondeur qui peut être constante, quadratique ou cubique.

Limites de cette modélisation

La principale contrainte de ce modèle est le paramétrage lié aux teneurs en eau limites. Même si ces paramètres ont une réalité physique qui a besoin d'être transposée dans les modèles numériques, ils ne sont pas forcément bien définis, donc difficiles à mesurer sur le terrain. De plus, le point de flétrissement et la capacité au champ souffrent de la même limitation que les modèles de rétention à propos du phénomène d'hystérésis : il n'y pas de solution unique.

Comme le montre la Figure 1.20b et plus généralement les courbes de rétention, une petite variation du potentiel de pression ψ peut entraîner une grande variation de la teneur en eau à la capacité au champ, et donc de l'allure de la fonction $f_2(\theta)$. Cet effet est moins significatif pour le point de flétrissement, les variations de teneurs en eau étant moins importantes pour les ψ très négatifs (Kirkham, 2014).

Enfin, dans HGS, ces teneurs en eau limites sont associées au type de végétation et non au type de sol. Ceci peut poser un problème si les racines d'un même végétal s'étendent en profondeur dans des zones ayant des propriétés hydrauliques différentes.

Implémentation numérique

Les équations aux dérivées partielles sont résolues en appliquant la méthode des volumes de contrôles en éléments finis. Le milieu poreux 3D est discrétisé à l'aide de prismes à bases triangulaires ou rectangulaires tandis que la surface du domaine est discrétisée avec des éléments 2D triangulaires ou rectangulaires. Les puits, drains ou canaux sont, quant à eux, discrétisés par des éléments 1D linéaires. Les non linéarités des équations de Saint-Venant et de Richards sont résolues à l'aide de la technique de linéarisation de Newton-Raphson. Le pas de temps peut être adaptatif. Le code étant parallélisé (Hwang et al., 2014), des applications à des échelles spatiales et temporelles importantes peuvent être envisagées. Plus de détails sur les schémas numériques sont disponibles dans la documentation d'HGS (Therrien et al., 2010).

Conclusion

Le code 3D intégré à base physique HydroGeoSphere (HGS) est un outil performant pour modéliser les écoulements de surface et de subsurface. Cependant, comme tout modèle à base physique, HGS fait appel à de nombreux paramètres. Le Tableau 1.4 en fait la synthèse, en les classant par domaines et processus (surface, milieu poreux, couplage, évapotranspiration).

Table 1.4 – Liste des paramètres HGS présentés dans le document.

Paramètre	Symbole	Unité
Ecoulements de surface		
Coefficients de conductance $K_{o(x/y)}$		
Manning		
Coefficient de rugosité selon l'axe x	n_x	[$L^{-1/3}T$]
Coefficient de rugosité selon l'axe y	n_y	[$L^{-1/3}T$]
Porosité du domaine de surface Φ_o		
réservoir micro-topographique	h_{ds}	[L]
réservoir d'exclusion	h_{excl}	[L]
Milieu poreux		
Tenseur de conductivité hydraulique à saturation K		
selon l'axe x	K_x	[LT^{-1}]
selon l'axe y	K_y	[LT^{-1}]
selon l'axe z	K_z	[LT^{-1}]
Coefficient de perméabilité relative k_r		
Saturation résiduelle	S_r	s.d.
Modèle de Mualem-Van Genuchten		
Pression d'entrée d'air	$1/\alpha$	[L]
Paramètre empirique	n	s.d.
Modèle de Brooks-Corey		
Pression d'entrée d'air	P_b	[L]
Paramètre empirique	λ	s.d.
Coefficient d'emmagasinement spécifique	S_s	[L^{-1}]
Couplage surface/subsurface		
Longueur de couplage	l_{exch}	[L]
Évapotranspiration		
Transpiration		
LAI		s.d.
Paramètre d'ajustement 1	C_1	s.d.
Paramètre d'ajustement 2	C_2	s.d.

suite...

Table 1.4 – Liste des paramètres HGS présentés dans le document.

Paramètre	Symbole	Unité
Profondeur racinaire	r_d	[L]
Fonction de distribution verticale des racines	RDF	-
Teneur en eau au point de flétrissement	θ_{wp}	s.d.
Teneur en eau à la capacité au champ	θ_{fc}	s.d.
Teneur en eau à la limite oxique	θ_{ox}	s.d.
Teneur en eau à la limite anoxique	θ_{an}	s.d.
Evaporation		
Paramètre d'ajustement 3	C_3	s.d.
Profondeur d'évaporation	e_d	[L]
Fonction de distribution verticale de l'évaporation	EDF	
Teneur en eau à la limite d'évaporation	θ_{e2}	
Teneur en eau à la limite d'optimum évaporatoire	θ_{e1}	
Interception		
Hauteur du réservoir d'interception	c_{int}	[L]

La grande majorité de ces paramètres est mesurable *in-situ* même s'il est souvent difficile de mettre en pratique toutes les méthodes permettant leur acquisition. Il est donc nécessaire de résoudre un problème inverse pour les déterminer : c'est le travail de calibration du modèle.

1.3.3 Méthode de calibration des paramètres du modèle

Généralités

La calibration d'un modèle consiste à déterminer le jeu de paramètres optimal qui permet de simuler correctement les différentes observations/mesures de terrain. Très souvent, le nombre de paramètres à estimer dépasse le nombre d'observations disponibles. Le système est ainsi sous-contraint et n'admet pas de solution unique (problème d'équifinalité), ce problème étant amplifié par la grande hétérogénéité à la fois spatiale et temporelle des systèmes étudiés (Moore and Doherty, 2006). De plus, les données observées intègrent une part d'erreur qui se propage lors de la calibration et peut avoir un impact non négligeable sur la précision de la solution (Rubin, 2003).

La calibration peut être manuelle ou automatique. Dans une calibration manuelle, c'est l'utilisateur qui ajuste les paramètres du modèle de façon itérative jusqu'à obtention d'un résultat qu'il juge acceptable, soit de façon qualitative, soit en utilisant un critère objectif de

calcul d'erreurs entre les résultats de la simulation et les mesures. Même si elle semble rudimentaire, cette méthode est celle qui demande le plus de connaissances et d'expériences de la part de l'utilisateur car un choix judicieux des jeux de paramètres dépend de sa bonne compréhension du système modélisé (Boyle et al., 2000). Cette méthode peut par contre être très chronophage et spécifique à chaque utilisateur, donc peu reproductible. La calibration automatique, elle, repose sur un algorithme qui permet l'exploration de l'intégralité de l'espace des paramètres en associant à chaque jeu de paramètres une notation (critère) liée à une fonction objectif choisie par l'utilisateur. Du fait de l'équifinalité du problème posé, la fonction objectif admet plusieurs minimums que la calibration automatique permet en théorie d'identifier car elle balaye l'ensemble des possibles, toutefois au prix de temps de calculs qui peuvent vite devenir très importants selon la complexité du modèle considéré. Des algorithmes d'optimisation ont donc été développés pour converger de façon itérative vers le ou les optimums de la fonction objectif mais en limitant l'exploration de l'espace des paramètres (Arsenault et al., 2014).

Néanmoins, ces deux méthodes de calibration ne donnent *que* la ou une solution au problème tel qu'il est posé par le modèle et non la réalité strictement physique du système étudié. En effet, la principale contrainte pour résoudre un problème inverse en hydrogéologie repose sur la conceptualisation qui est faite du système, au travers des simplifications sur sa géométrie et sur la complexité de sa structure par l'intégration de ses hétérogénéités en un ensemble représentatif moyenné (Moore and Doherty, 2006). Les paramètres ainsi déterminés sont assimilés à des paramètres dits effectifs, qui intègrent les hétérogénéités ayant une réalité physique mais aussi toutes les incertitudes liées aux simplifications numériques. Le résultat de la calibration est également très dépendant des données utilisées en entrée du modèle (comme par exemple les forçages météoriques en hydrogéologie) et le jeu de paramètres obtenu n'est souvent valide que pour les amplitudes des variations de ces forçages (Majone et al., 2022).

La stratégie de calibration développée dans un travail de modélisation va donc dépendre du but recherché, à savoir la maximisation (minimisation) de la fonction objectif dans un souci uniquement prédictif, ou l'acceptation d'un critère objectif "moins bon" pour un jeu de paramètres semblant plus réaliste, dans une optique de compréhension des processus.

La stratégie utilisée dans ce travail repose sur un mélange de ces deux approches, avec la volonté de se baser au maximum sur les observations et mesures *in-situ* (cf. §1.2.1) tout en optimisant les paramètres non mesurés à l'aide d'un algorithme automatisé.

Algorithme d'optimisation

L'algorithme d'optimisation utilisé dans ce travail de thèse est basé sur la méthode d'optimisation par essaims particulaires (méthode PSO, de l'anglais *Particle Swarm Optimisation*) disponible dans le *package* HydroPSO de R (Zambrano-Bigiarini and Rojas, 2013). Cette technique d'optimisation stochastique, développée par Kennedy and Eberhart (1995), est particulièrement adaptée à la calibration de modèles hydrologiques. L'objectif de la calibration est de

trouver le jeu de paramètres optimal pour une fonction objectif donnée, parmi l'espace des solutions. Cet espace est exploré par des "particules" (chaque particule correspondant à un jeu de paramètres) qui se déplacent par itération, en tenant compte de leurs meilleures positions au cours des itérations précédentes et des meilleures positions des particules "voisines" (au sens topologique du terme). Le processus est itératif jusqu'à ce que l'optimum soit atteint.

En parallèle, ce *package* R permet aussi de réaliser une étude de sensibilité sur les paramètres du modèle basée sur la méthode développée par van Griensven et al. (2006) dite "Latin Hypercube - One Factor at a Time". Sur la base d'intervalles de valeurs définis par l'utilisateur, différentes simulations sont réalisées en faisant varier un seul paramètre à la fois permettant à la fin d'établir un classement des paramètres du plus sensible (dont les variations engendre les plus grands écarts sur la solution du modèle) au moins sensible.

Partie 2

Caractérisation du site du marais de Jarcy

Afin de comprendre le fonctionnement hydrogéologique du marais de Jarcy, il était important de caractériser le milieu dans lequel circulent les écoulements souterrains : son extension verticale et latérale, son interface avec la rivière Essonne adjacente, le type de milieu poreux, ses caractéristiques physiques et hydrodynamiques. Afin de répondre à ces questions, plusieurs investigations ont été menées et l'objectif de ce chapitre est d'en présenter les résultats et de dresser une première ébauche de l'hydrosystème dans lequel s'inscrit le marais de Jarcy. Une première partie consiste tout d'abord à définir ce qu'est une zone humide, ce qui la caractérise, en présentant notamment le cas des tourbières qui sont le type d'environnements rencontrés dans la basse vallée de l'Essonne (cf. §1.1.1). Cet inventaire réalisé, une deuxième partie s'attache ensuite à détailler la géométrie de l'hydrosystème du marais de Jarcy, ses limites d'extension et les différentes unités géologiques qui le constituent avec la présentation des résultats des prospections géophysiques. Une troisième partie s'intéresse alors à la description des carottes de sols prélevées et à l'exposé de toutes les analyses réalisées sur les échantillons non-remaniés permettant ainsi de caractériser précisément le matériau constitutif du marais et d'en avoir une image directe. Enfin, une dernière partie détaille les investigations hydrodynamiques réalisées sur l'ensemble des points d'observation sur site donnant une première estimation des paramètres hydrauliques du sous-sol.

2.1 Généralités sur les zones humides

2.1.1 Définitions

Au niveau international, la définition d'une zone humide a été énoncée lors la convention de Ramsar du 2 février 1971, qui a abouti à un traité intergouvernemental engageant les États signataires à conserver et protéger ces environnements sensibles :

> *«Les zones humides sont des étendues de marais, de fagnes, de tourbières ou d'eaux naturelles ou artificielles, permanentes ou temporaires, où l'eau est stagnante ou courante, douce, saumâtre ou salée, y compris des étendues d'eau marine dont la profondeur à marée basse n'excède pas six mètres. »*
>
> Ramsar convention 2-2-1971, Art. 1.1

Cette définition inclut cinq principaux types de zones humides différentes (Ramsar Information Paper no. 1) : les environnements marins (des lagons aux barrières de corail), estuariens (deltas, marais salants, mangroves), lacustres (lacs), ripariens (le long des rivières) et palustres (toute autre zone humide n'entrant pas dans les critères précédents).

En France, l'article L211-1 du code de l'environnement donne une autre définition d'une zone humide :

> *« On entend par zone humide les terrains exploités ou non, habituellement inondés ou gorgés d'eau douce, salée ou saumâtre de façon permanente ou temporaire, ou dont la végétation, quand elle existe, y est dominée par des plantes hygrophiles pendant au moins une partie de l'année. »*
>
> Code de l'environnement 10 février 2020, Art. L211-1

Cette définition est légèrement différente car elle caractérise les zones humides non par des noms communs (marais, fagnes, tourbières) ou uniquement par le discriminant hydrique, mais aussi par le type de végétation qui l'habite. Elle inclut ainsi tout environnement identifiable soit par une saturation temporaire ou permanente des sols **ou** par la présence de plantes hygrophiles (ou les deux). Ces deux propriétés sont définies strictement dans l'arrêté ministériel du 24 juin 2008 précisant les critères de définition et de délimitation des zones humides. Concernant la végétation, 801 espèces végétales hygrophiles différentes sont ainsi répertoriées comme *indicatrices de zones humides*, avec notamment *Phragmites australis* qui est l'espèce dominante à Jarcy. Concernant la définition d'un état de saturation temporaire ou permanent des sols, l'arrêté précise clairement les types pédologiques caractéristiques des zones humides, qui sont représentés par les trois grandes familles suivantes :

- Les histosols : sols organiques saturés en eau sur des périodes prolongées (au moins 6 mois dans l'année) permettant l'accumulation de matière organique peu ou pas dégradée à des teneurs d'au moins 50% en masse ;
- Les réductisols : sols saturés en eau de façon permanente où les processus de réduction chimique sont prédominants et interviennent à moins de 50 cm de profondeur ;

- ❖ Les rédoxisols : sols subissant des périodes de saturation et désaturation avec alternance de processus de réduction et d'oxydation chimiques intervenant à moins de 50 cm de profondeur.

2.1.2 Les tourbières, des zones humides particulières

Les histosols sont constitutifs des zones de tourbières. Le terme de tourbe correspond non pas au sol en lui même, mais au matériau issu de l'exploitation des histosols (Laplace-Dolonde, 1994). Les histosols sont composés en majorité de matière organique peu ou pas dégradée présente sous deux formes distinctes : le matériel végétal, qui correspond à la biomasse non décomposée, et la matière organique dite amorphe, issue de la décomposition des végétaux. Ces deux formes de la matière organique sont d'ailleurs à l'origine d'une sous-classification des histosols suivant trois typologies différentes (Baize et al., 2009) :

- ❖ Les horizons sapriques : le matériel végétal est presque entièrement décomposé et n'est plus ou à peine identifiable. La teneur en matière organique amorphe est importante et la masse volumique est supérieure à 0,2 g.cm^{-3} ;
- ❖ Les horizons mésiques : le matériel végétal est en partie décomposé mais encore identifiable. La teneur en matière organique amorphe est plus ou moins élevée et la masse volumique est comprise généralement entre 0,1 et 0,2 g.cm^{-3} ;
- ❖ Les horizons fibriques : le matériel végétal est peu ou pas décomposé et facilement identifiable. La teneur en matière organique amorphe est faible, voire nulle. La masse volumique est généralement inférieure à 0,1 g.cm^{-3}.

La formation des histosols intervient quand la production de biomasse par la végétation (production primaire) est plus importante que sa vitesse de dégradation, permettant l'accumulation de matière organique peu ou pas dégradée. Ces cinétiques de dégradation étant principalement limitées par la quantité d'oxygène disponible (plus de détails seront donnés dans la partie 4.1.1), cette accumulation est rendue possible dans des environnements saturés en eau et de façon prolongée. Ces conditions interviennent dans des configurations particulières qui définissent les deux grandes familles de tourbières : les premières dites ombrotrophes et les secondes dites minérotrophes (Joosten, 2003).

Les tourbières ombrotrophes sont alimentées uniquement par les eaux de pluie et sont donc très peu minéralisées et plutôt acides (pH < 6). Elles sont isolées des eaux souterraines de part leur forme généralement bombée (cf. Figure 2.1b) et restent saturées en eau uniquement dans des zones avec un bilan hydrique climatique positif (P > ETP). Elles sont souvent appelées dans la littérature sous les dénominations *marais à sphaignes* ou *bog*. Les tourbières minérotrophes, à l'inverse, sont alimentées majoritairement par les eaux souterraines, et sont souvent situées dans des dépressions ou en fond de vallée (cf. Figure 2.1a). Ce sont des environnements qui sont donc riches en éléments minéraux et généralement alcalins, avec des pH proches de 7. Elles sont aussi appelées *tourbière plate* ou *fen* dans la littérature.

Ces deux types d'environnements ne sont pas cloisonnés, et une des évolutions naturelles des tourbières minérotrophes est de devenir ombrotrophes par ombrotrophisation (Rydin

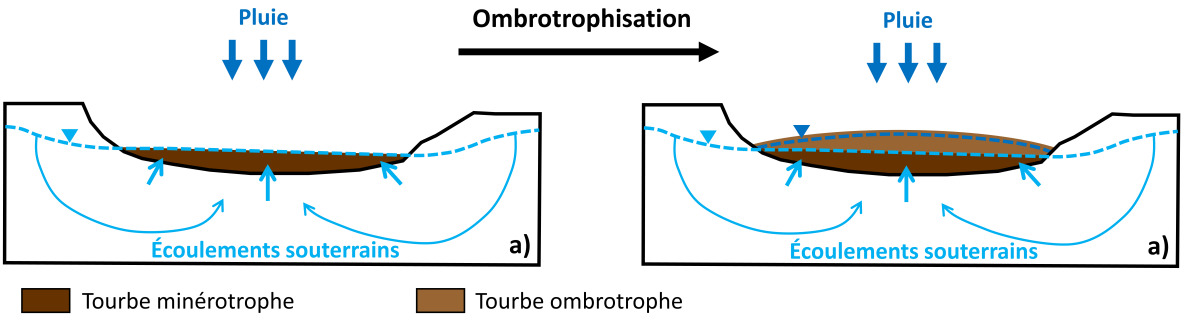


Figure 2.1 – Schéma descriptif d'une tourbière minérotrophe (a) et ombrotrophe (b) et du phénomène d'ombrotrophisation.

and Jeglum (2013), Figure 2.1). Ce processus est lié à l'expansion verticale de la tourbière sous l'effet de l'accumulation de la matière organique, qui, à un certain point, peut isoler sa partie supérieure des apports d'eaux souterraines. Si la pluviométrie est suffisante et si les conditions pour maintenir la zone saturée en eau sont satisfaites, cette accumulation se poursuit mais de façon ombrotrophe.
Par contre, la perte de conditions saturées entraîne pour les deux types de tourbières une accélération de la dégradation de la matière organique et une minéralisation de l'histosol.

2.1.3 Le modèle de développement des tourbières : acrotelm - catotelm

Le modèle de développement des tourbières, donc d'accumulation de la matière organique, communément admis dans la communauté scientifique est celui développé par Clymo (1984). Ce modèle se base sur la terminologie définie par Ingram (1978) qui, citant les travaux d'Ivanov (1953), établit l'existence de deux horizons distincts dans la structure d'une tourbière. Le premier correspond à la couche supérieure de la formation histique et à la zone de battement de nappe. Cette zone, dans laquelle du matériel végétal vivant se développe, est partiellement désaturée et présente des conditions aérobies favorables à la dégradation de la matière organique. Elle possède une conductivité hydraulique élevée (Ingram, 1978). Le second horizon, sous-jacent, est caractérisé par des conditions de saturation permanente, anaérobies, donc peu favorables aux processus de dégradations de la matière organique, et avec des conductivités hydrauliques faibles. Le premier horizon est appelé acrotelm (du grec acro- : supérieur, -telm : marais), et le second catotelm (cato- : en-bas). Les termes de "couche active", là où les écoulements sont rapides et les processsus biogéochimiques stimulés, et de "couche inactive" peuvent aussi être utilisés.

La frontière physique entre ces deux horizons correspond à la limite basse du battement de nappe, là où les conditions de saturation et donc d'oxygénation changent. D'un point de vue de leur structure, l'acrotelm est constitué avant tout de matériel végétal encore peu dégradé,

avec une porosité connectée très importante expliquant les conductivités hydrauliques élevées. Dans son modèle de développement des tourbières, Clymo (1984) explique qu'à mesure que le matériel végétal s'accumule, celui-ci est dégradé rapidement dans l'acrotelm avec des conditions oxiques favorables. La structure de l'histosol ainsi formé change, la taille des pores se réduit, favorisant la remontée de la nappe par capillarité, mais diminuant la conductivité hydraulique du matériau et augmentant sa densité. Le milieu devient de plus en plus saturé et anaérobie, entraînant un ralentissement de la dégradation de la matière organique. Il existe alors au sein de la tourbe un gradient vertical à la fois de conductivité hydraulique, de teneur en matière organique et de vitesse de dégradation, qui diminuent avec la profondeur, ainsi que de densité qui elle augmente avec la profondeur.

Ce modèle a été développé en premier lieu pour décrire les environnements ombrotrophes, et ne prend donc pas en compte les tourbières minérotrophes même s'il est utilisé pour les décrire. De plus, c'est un modèle unidimensionnel, vertical, qui ignore de fait toute hétérogénéité latérale dans la structure des tourbières, et considère chacune des deux couches (acrotelm et catotelm) comme une unité homogène aux propriétés identiques telles que définies par Ingram (1978). Pour ces raisons, Morris et al. (2011) proposent un modèle plus générique, non pas basé sur une dichotomie verticale mais en définissant des *hot spots* et *cold spots* tridimensionnels. Ces *hot/cold spots* correspondent à des zones de prévalence de certains processus, et nommés alors comme tels : zone de dégradation intense/ralentie de la matière organique, zone de conductivité hydraulique forte/faible, zone oxique/anoxique, etc... permettant une caractérisation beaucoup plus souple de la structure des tourbières.

Les tourbières sont des zones humides particulières, définies par un type pédologique qui leur est propre, l'histosol, et un mode de maintien de conditions saturées qui leur confère des propriétés géochimiques déterminantes pour le type de végétation à l'origine de leur développement. Leur niveau de saturation est le critère primordial à l'origine de leurs caractéristiques physiques, hydrodynamiques et géochimiques très hétérogènes.

2.2 Prospection géophysique : caractérisation de la structure de l'aquifère

Cette partie présente la géométrie de l'hydrosystème du marais de Jarcy avec deux résolutions spatiales différentes afin d'avoir une image de son insertion dans la géologie régionale et une image plus locale à l'échelle du site.
La méthode géophysique utilisée dans cette partie est la tomographie de résistivité électrique présentée au §1.2.3. Les différentes échelles spatiales sont obtenues en jouant sur la distance séparant les électrodes dans le dispositif de mesure : un écartement plus important permet de sonder une plus grande profondeur de sol mais au prix d'une résolution plus faible.

2.2.1 Structure à grande échelle

Le profil inversé et interprété de résistivité à grande échelle est présenté sur la Figure 2.2. Cette image a été obtenue par la méthode du *roll along* (cf. §1.2.3) en combinant 5 profils de 235 m chacun, avec un espacement de 5 m entre les 48 électrodes. Cette configuration permet en théorie d'avoir des mesures de résistivités apparentes jusqu'à 50 m de profondeur, avec une résolution minimale de 1 m en surface. Ce profil a été réalisé de part et d'autre du marais, en passant par la forêt à l'est et en traversant l'Essonne à l'ouest (cf. Figure 1.14). Le profil prend en compte la topographie et les altitudes sont exprimées par rapport au Nivellement Général de France (NGF). La transparence des couleurs donne une indication sur le degré d'incertitude de la solution du problème d'inversion (cf. §1.2.3).

Le profil de résistivité électrique permet de distinguer 5 structures présentant des contrastes marqués. La première structure identifiable correspond à une formation très conductrice (résistivité faible proche de 15 Ωm), sub-horizontale et continue sur tout le transect, comprise entre les altitudes de 20 et 50 mNGF (soit environ 10 et 40 m de profondeur). Sous cette couche est visible une interface avec une structure plus résistante sans pour autant avoir de valeurs de résistivité précises, les incertitudes étant assez élevées dans cette zone de limite d'investigation.
En surface, le domaine est divisé en deux zones très contrastées en terme de résistivités, entre la rive droite (à l'est) et la rive gauche de l'Essonne. En rive gauche, le sous-sol est très résistif (jusqu'à 240 Ωm) dès la surface et ce de façon continue jusqu'à la structure très conductrice décrite précédemment. À l'inverse, du côté du marais de Jarcy en rive droite, le sous-sol est beaucoup plus conducteur (< 100 Ωm) à la fois en surface mais aussi en profondeur. Des lentilles un peu plus résistantes (60 à 100 Ωm), d'une dizaine de mètres d'épaisseur au maximum, jouent le rôle d'interface avec la couche conductrice sous-jacente, excepté pour la zone centrale du marais, entre les distances 450 et 500 m du profil, qui présente les mêmes valeurs de résistivités que la couche conductrice (entre 15 et 30 Ωm).

La Figure 2.2 propose une interprétation du profil de résistivité en utilisant les informations sur la géologie régionale (cf. §1.1.1).
La structure très conductrice pourrait correspondre à la formation des argiles vertes de Ro-

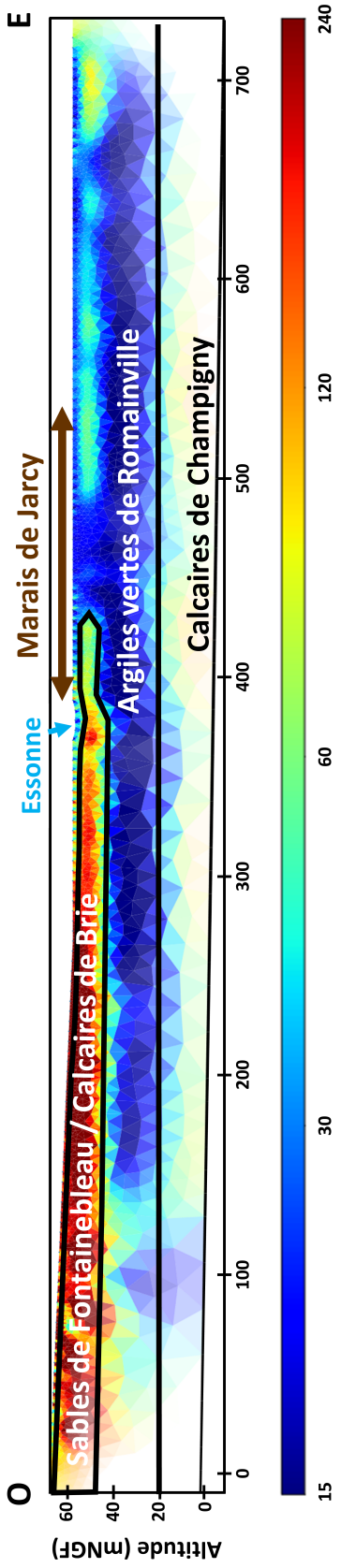


Figure 2.2 – Profil de résistivités électriques à grande échelle du marais de Jarcy (Pessel, 2021).

mainville. L'épaisseur d'environ 20 m correspond en effet à ce qui a été observé au niveau du forage présenté au §1.1.1 (identifiant national : BSS000TZJH, Figure 1.9). La structure qui se dessine en-dessous, plus résistante, pourrait alors correspondre aux calcaires de Champigny. Plus en surface, la structure résistante à l'ouest correspond aux calcaires de Brie entre 45 et 55 mNGF environ, clairement identifiables entre les distances 300 et 400 m sur le profil. Cette interprétation est en accord avec le forage BSS000TZJH où cette formation a été observée sur 9 m d'épaisseur. Plus à l'ouest, en revanche, d'après la carte géologique d'Etampes, ce ne sont pas les calcaires de Brie qui sont retrouvés à l'affleurement mais les sables de Fontainebleau. Le profil ne permet cependant pas d'identifier l'interface entre ces deux formations car elles ont probablement des valeurs de résistivités très proches.
A l'est de l'Essonne, la formation des calcaires de Brie, sur laquelle repose le lit de la rivière, semble se prolonger sur moins d'une cinquantaine de mètres, avec des valeurs de résistivités plus faibles, peut-être dues à des teneurs en eau plus importantes liées à un degré d'altération plus élevé. Les lentilles résistantes observées pourraient d'ailleurs être interprétées de la même façon. Enfin, la couche très conductrice en surface pourrait correspondre à des formations tourbeuses pouvant expliquer ces valeurs de résistivités très faibles qui seraient alors liées à un contenu en eau très élevé, ce dernier pouvant atteindre près de 80% en masse dans la tourbe (Rezanezhad et al., 2016). Au centre du marais, cette tourbe semble avoir une épaisseur de plus de 10 m et reposer directement sur la formation des argiles vertes, formant une géométrie en chenal. La résolution du profil ne permet toutefois pas d'avoir une image précise de la structure de cette formation au droit du marais, d'où la nécessité d'un deuxième profil avec un espacement entre électrodes plus petit.

2.2.2 Structure à l'échelle du marais

Ce deuxième profil de résistivité électrique est présenté sur la Figure 2.3. Comme le profil précédent, il a été obtenu par la méthode du *roll along* en combinant 5 profils mais de seulement 47 m de long, pour une longueur totale de 143 m, avec espacement entre les électrodes de 1 m. Cette configuration permet d'avoir une profondeur d'investigation jusqu'à 10 m environ avec une résolution d'environ 0,2 m en surface. Sur la Figure 2.3, l'échelle verticale est deux fois plus grande que l'échelle horizontale et la référence horizontale correspond au bord de la rive droite de l'Essonne, où à été plantée la première électrode, le profil n'ayant pas été corrigé de la topographie (sub-horizontale au droit du marais, cf. Tableau 1.1).

Même si la plage de variation des résistivités est assez petite (entre 24 et 60 Ωm), les contrastes de résistivité sur ce profil permettent de distinguer trois structures différentes.
La première structure depuis la surface correspond à la couche la plus conductrice (environ 24 Ωm) dont l'épaisseur varie le long du profil : d'environ 2,5 à 4 m près de la rivière (de 0 à 40 m sur le profil) et loin de la rivière (de 100 à 140 m sur le profil), et plus de 10 m dans la zone centrale du marais (en limite de la profondeur d'investigation). Les deux autres structures, plus résistantes, sont situées de part et d'autre de cette zone centrale conductrice à des profondeurs allant de 2,5 m jusqu'à la limite d'investigation. La structure proche de la rivière

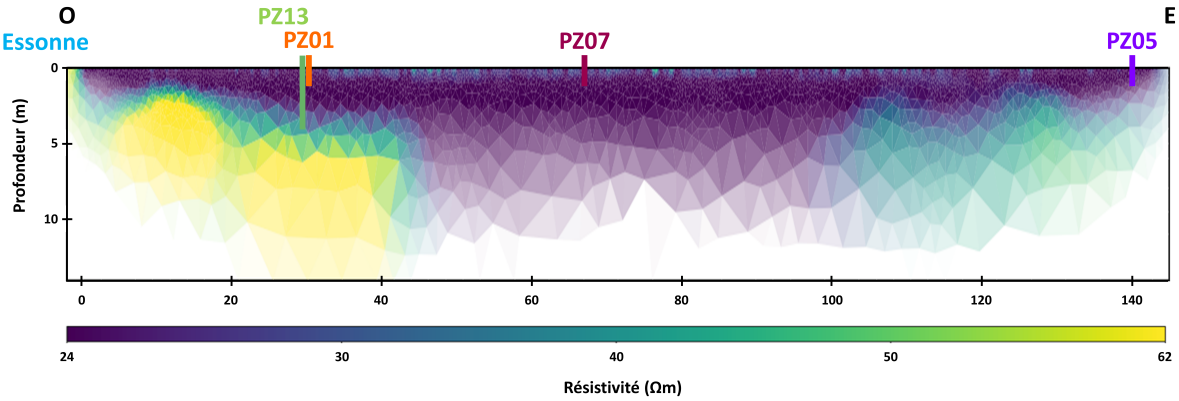


Figure 2.3 – Profil de résistivités électriques à l'échelle du marais. Pour rendre la figure plus lisible, l'échelle verticale est deux fois plus grande que l'échelle horizontale (d'après Pessel (2021); Assebai (2018)).

est légèrement plus résistante que celle située à l'est.

La géométrie et les valeurs de résistivités obtenues avec ce profil sont cohérentes avec celles obtenues avec le profil à plus grande échelle. Cependant, ce deuxième profil, plus local, permet de préciser la structure en chenal de la formation superficielle du marais, assez homogène, avec une zone centrale conductrice profonde et l'apparition des calcaires de Brie de part et d'autre, vraisemblablement très altérés au vu des valeurs de résistivités calculées par le modèle qui sont assez faibles (environ 60 Ωm), surtout sur la partie est. En outre, l'interface entre ces deux formations au droit de PZ13 correspond à ce qui a été observé lors du forage pour installer le piézomètre (4,5 m de profondeur environ).

2.3 Caractérisation pédologique

L'imagerie géophysique a permis de définir la structure du sous-sol au droit du marais. Ce dernier est composé d'une formation homogène très conductrice d'un point de vue des résistivités électriques, mais dont l'épaisseur est variable de quelques mètres sur les limites latérales du site à plus de 10 m en son centre. L'objectif de cette partie est de caractériser précisément le type de sol constitutif de cette formation en s'appuyant sur une description détaillée et sur l'analyse des sept carottes prélevées sur site le 05/10/2020 (cf. Figure 1.14 et Tableau 1.2).

2.3.1 Description des carottes

La description des carottes a été faite principalement sur la base de la texture du sol rencontré (sableux, limoneux, argileux), sa couleur (d'après le code Munsell indiqué entre parenthèse dans les descriptions de carottes) et de tous les éléments reconnaissables (notamment les résidus végétaux). Les photographies de l'ensemble des carottes avant dépouillement sont présentées en Annexe I.

Carottes SC1

Deux carottes ont été prélevées au droit de SC1 (à proximité de PZ01, cf. Figures 1.9 et 1.14). La première correspond au sol entre 0 et 1 m de profondeur (SC1 0-1) et la seconde entre 1 et 2 m de profondeur (SC1 1-2). Le taux de récupération, qui correspond au rapport entre la taille de la carotte et la profondeur atteinte par le carottier, est assez faible pour la première carotte (0,75) et correct pour la seconde (0,9). Cette différence est principalement liée à la méthode de forage, par percussion, qui peut induire des tassements. Ce point sera discuté lors de la présentation des résultats d'analyse des échantillons (cf. §2.3.2). Le niveau d'eau mesuré dans le piézomètre PZ01 au moment du sondage était à 0,45 m de profondeur (référence prise au sol).

Hormis les premiers centimètres qui correspondent à de la terre végétale de type humus, le premier mètre de sol est assez homogène (Figure 2.4). La texture est plutôt limoneuse, avec une couleur gris très foncé, et il y a présence de nombreux macro-restes reconnaissables de roseaux (feuilles, tiges), de coquilles de gastéropodes intactes et aussi de nombreux nodules calcaires millimétriques qui donnent cette teinte grisâtre à la matrice. À partir de 20 cm de profondeur environ, quelques fibres apparaissent dans la matrice limoneuse sans en changer la texture.

Dans la deuxième carotte (1-2 m), il y a une évolution très rapide dès les premiers centimètres vers un matériau fibreux, avec une matrice d'abord noire puis qui brunit à l'air libre et présente une cohésion plus faible (Figure 2.5). Il y a au milieu de ces fibres de nombreux restes reconnaissables de végétaux (feuilles, tiges et racines de roseaux).

Si le premier horizon est difficilement identifiable comme histosol, la tourbe apparaît clairement à 1 m de profondeur sous la forme d'un horizon mésique : une partie du matériel

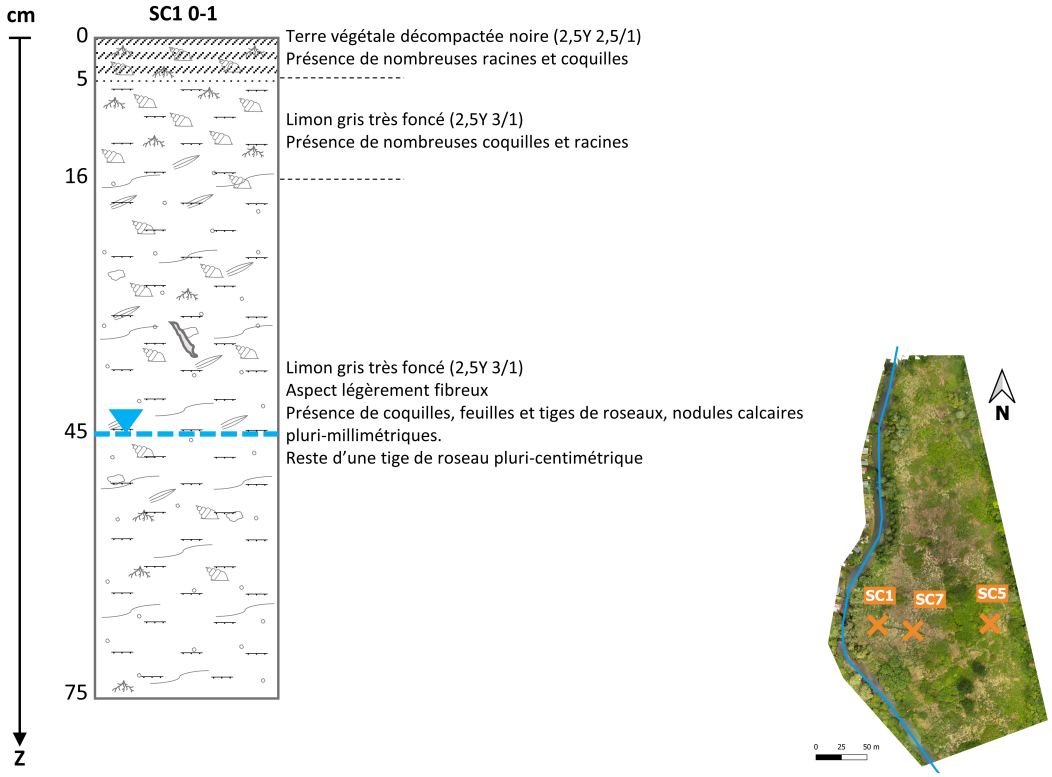


Figure 2.4 – Description de la carotte SC1 entre 0 et 1 m. Le code Munsell est indiqué entre parenthèse à côté de la couleur.

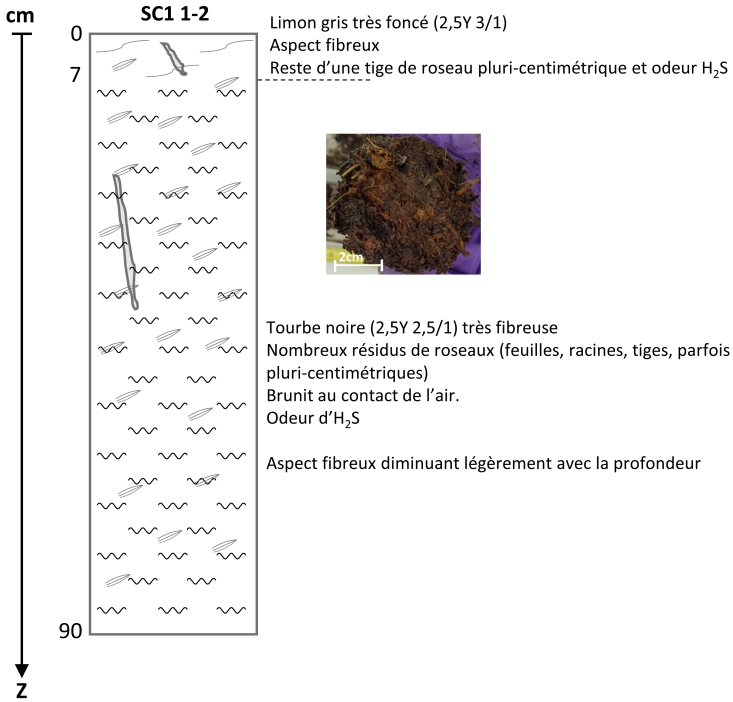


Figure 2.5 – Description de la carotte SC1 entre 1 et 2 m.

végétal n'a pas encore été décomposée et est encore en partie reconnaissable, la teneur en fibres est assez élevée tout comme la part de matière organique amorphe (ici la matrice noire).

Carottes SC5

Trois carottes ont été prélevées au droit de SC5 (à proximité de PZ05, cf. Figures 1.9 et 1.14). De la même façon que pour SC1, la première correspond au sol entre 0 et 1 m de profondeur (SC5 0-1), la seconde entre 1 et 2 m de profondeur (SC5 1-2) et la troisième entre 2 et 3 m de profondeur (SC5 2-3). Le taux de récupération est plutôt bon pour les trois carottes (0,90). Le niveau d'eau mesuré dans le piézomètre PZ05 au moment du sondage était à 0,31 m de profondeur.

De 0 à 1 m, le sol ressemble à ce qui a pu être observé aux mêmes profondeurs en SC1, avec une matrice plutôt limoneuse de couleur gris très foncé avec la présence de nombreuses coquilles de gastéropodes et de macro-restes de roseaux identifiables (feuilles, racines), et notamment une tige pluri-centimétrique intacte (cf. photo Figure 2.6). De plus, de nombreux nodules calcaires sont présents avec notamment deux couches de précipitations de 0,5 et 3 cm d'épaisseur à respectivement 22 cm (cf. photo Figure 2.6) et 80 cm de profondeur, bien distinctes de la matrice gris très foncé observée autour. Ce même horizon se poursuit dans la deuxième carotte avec toutefois un aspect un peu plus fibreux sur les 20 premiers centimètres (cf. Figure 2.7). Vers 50 cm (soit 1,5 m de profondeur), une nouvelle couche de précipitation principalement calcaire est présente sur près de 15 cm d'épaisseur. Celle-ci est très humide et composée de nombreux grains de calcaires pluri-millimétriques, voire centimétriques, dans une matrice grise. Juste en dessous de cette couche apparaît un matériau très majoritairement fibreux, noir, avec de nombreux débris végétaux non décomposés identifiables (feuilles, tiges et racines de roseaux). Cet horizon est assez homogène jusqu'à la base de la troisième carotte, même si le taux de fibres semble diminuer légèrement avec la profondeur (cf. Figure 2.8).

Ainsi, la tourbe apparaît sous la forme du même horizon mésique qu'en SC1 mais vers 1,5 m de profondeur, et est recouverte par le même horizon qui semble plus minéral et difficile à qualifier d'histosol. La délimitation entre ces deux horizons prend la forme d'une couche de précipitation principalement calcaire d'une quinzaine de centimètres d'épaisseur.

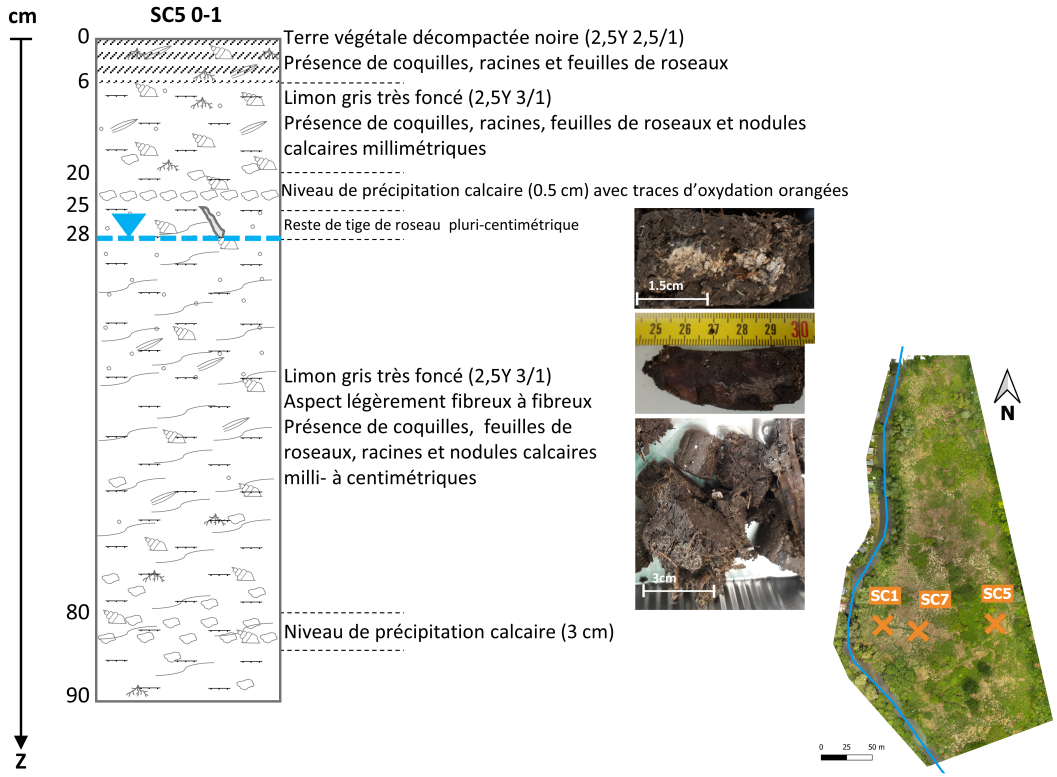


Figure 2.6 – Description de la carotte SC5 entre 0 et 1 m.

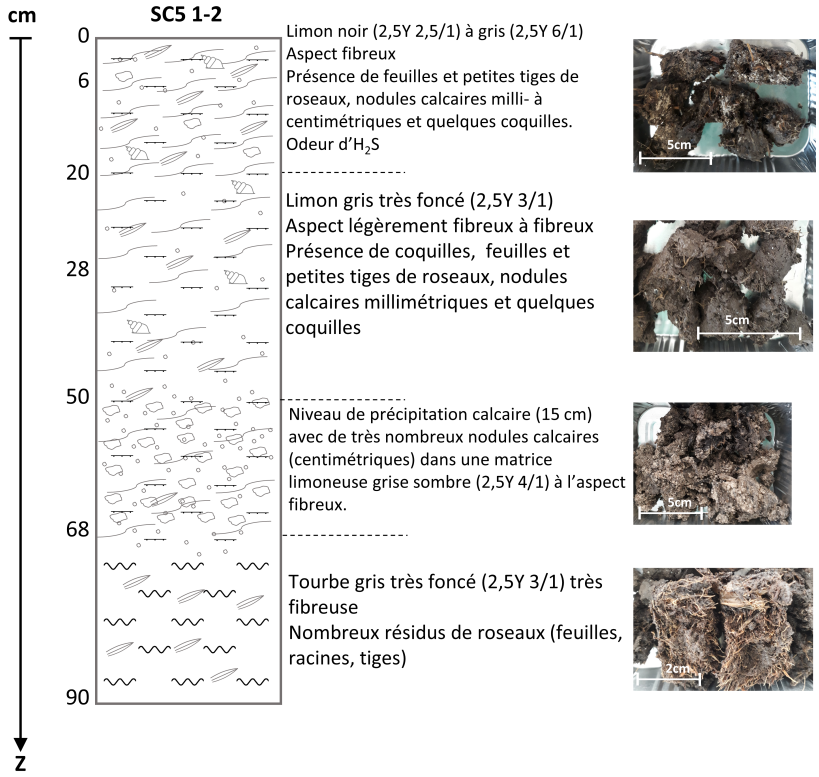


Figure 2.7 – Description de la carotte SC5 entre 1 et 2 m.

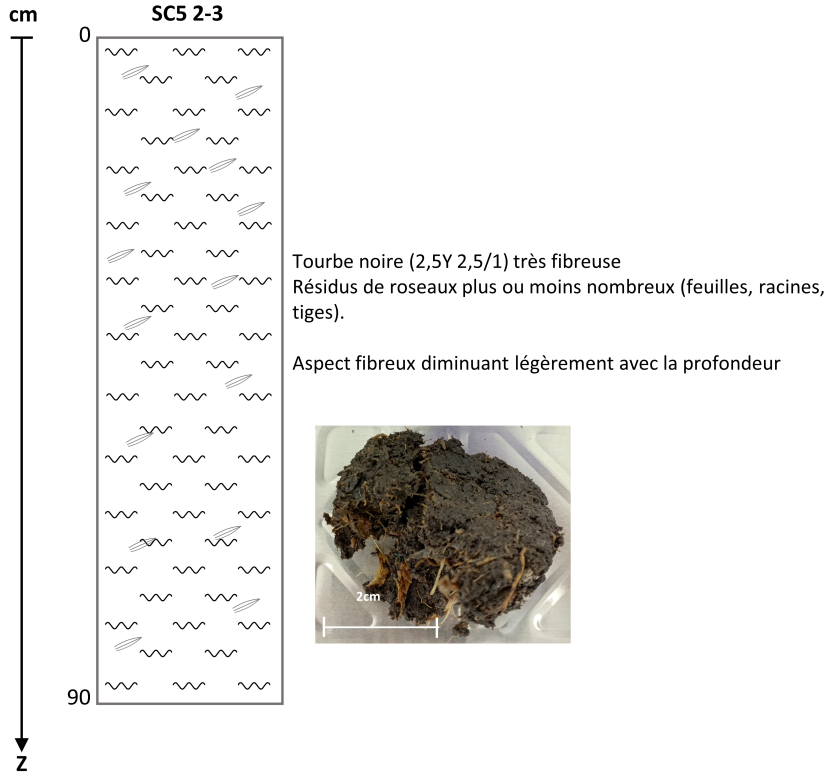


Figure 2.8 – Description de la carotte SC5 entre 2 et 3 m.

Carottes SC7

Deux carottes ont été prélevées au droit de SC7 (à proximité de PZ07, cf. Figures 1.9 et 1.14). De la même façon que pour SC1 et SC5, la première correspond au sol entre 0 et 1 m de profondeur (SC7 0-1) et la seconde entre 1 et 2 m de profondeur (SC7 1-2). Le taux de récupération est plutôt faible pour la première carotte (0,75) mais très bon pour la seconde (0,98). Le niveau d'eau mesuré dans le piézomètre PZ07 au moment du sondage était à 0,78 m de profondeur.

Comme pour les sondages précédents, le premier mètre de carotte est assez homogène avec un sol qui ressemble à ce qui a été observé aux mêmes profondeurs dans les autres carottes (Figure 2.9). La texture est plutôt limoneuse, de couleur gris très foncé, avec la présence de coquilles, de macro-restes de végétaux (parfois pluri-centimétriques) et de quelques nodules calcaires. La même texture est observée au sommet de la deuxième carotte jusqu'à 28 cm de profondeur (ce qui correspond à une profondeur sur le terrain de 1,28 m), où apparaît un niveau de précipitation calcaire d'environ 5 cm d'épaisseur (Figure 2.10). Cette zone contient de nombreux nodules calcaires plus ou moins gros dans une matrice grise. Sous cette couche, on observe sur une vingtaine de centimètres une transition progressive d'un matériau brun foncé plutôt fibreux vers un matériau noir très fibreux présentant tous deux de nombreux débris végétaux identifiables (feuilles, tiges, racines de roseaux).

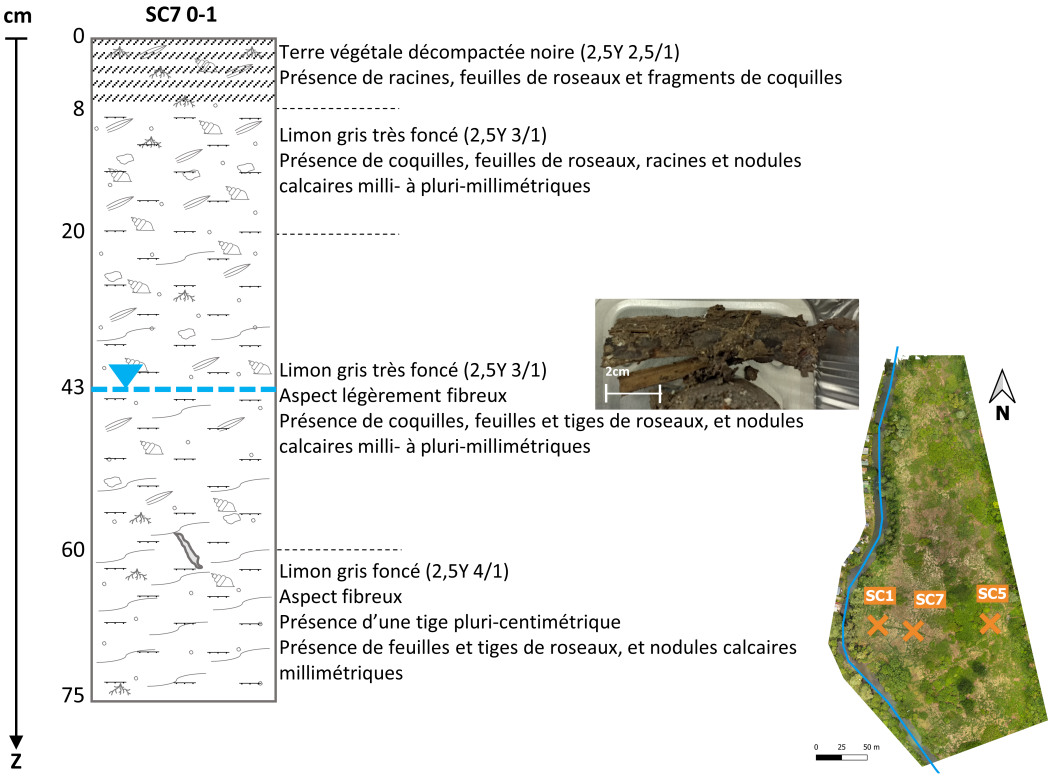


Figure 2.9 – Description de la carotte SC7 entre 0 et 1 m.

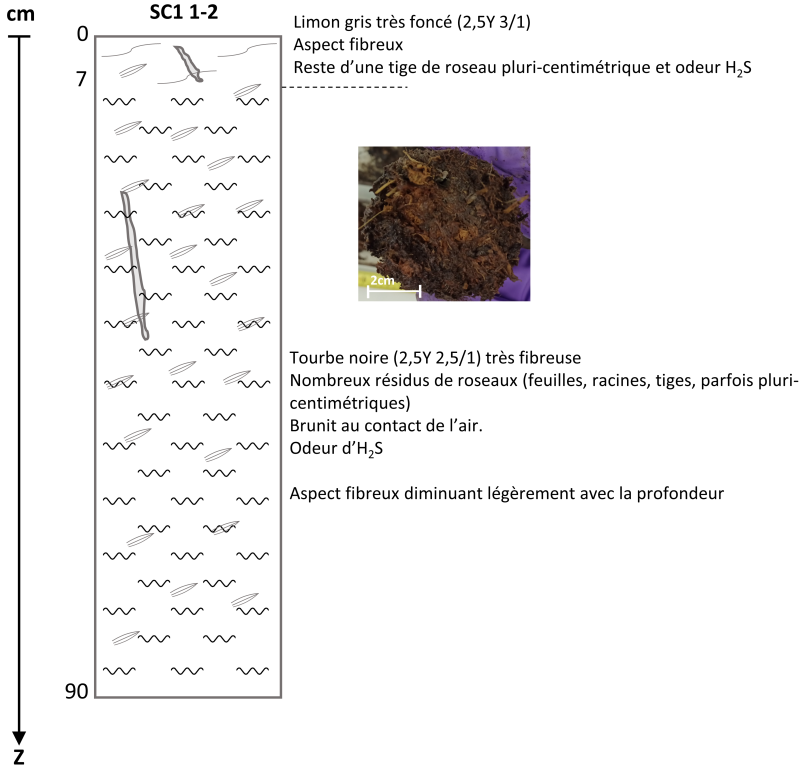


Figure 2.10 – Description de la carotte SC7 entre 1 et 2 m.

Sur ce profil vertical, la tourbe apparaît de la même façon qu'en SC5 vers 1,5 m de profondeur sous la forme d'un horizon mésique. Cette couche est recouverte par le même horizon plus minéral que celui observé sur les autres carottes. Comme pour SC5, une couche de précipitation calcaire sépare ces deux horizons mais avec ici la présence supplémentaire d'un horizon de transition plutôt saprique (entre 33 et 50 cm sur la carotte SC7 1-2).

Synthèse

L'observation directe des carottes a permis de décrire la structure sur les 3 premiers mètres du sous-sol du marais de Jarcy. Celui-ci est composé globalement de deux horizons distincts et superposés. L'horizon le plus profond correspond à une tourbe très fibreuse présentant de nombreux macrorestes végétaux identifiables inclus dans une matrice organique noire qui brunit à l'air. L'horizon en surface, quant à lui, correspond à un horizon plus minéral, de couleur gris noir, beaucoup moins, voire pas du tout fibreux, avec cependant la présence de débris végétaux encore identifiables. Il contient de plus la présence de nombreux nodules calcaires qui forment parfois des couches de précipitation de plusieurs centimètres d'épaisseur, et qui constituent en SC5 et SC7 l'interface avec la tourbe. Les analyses sur échantillons non-remaniés vont permettre de préciser les faciès rencontrés en donnant notamment des informations sur leur contenu en matière organique et leur densité sèche apparente.

2.3.2 Analyses sur échantillons non-remaniés

Chaque carotte a été échantillonnée à l'ouverture suivant la stratégie d'échantillonnage présentée au §1.2.2.

Propriétés physiques

Les analyses ont été réalisées sur tous les échantillons, sauf la mesure par perte au feu qui n'a elle été réalisée que sur 8 échantillons par points de sondage, échantillons sélectionnés selon leur densité sèche apparente et espacés en moyenne de 20 à 30 cm les uns des autres. Par souci de lisibilité, les résultats des analyses réalisées sur tous les échantillons ont été moyennés sur une épaisseur verticale de 10 cm.
Sur chaque profil vertical présenté dans ce paragraphe (cf Figures 2.11, 2.13, 2.14 et 2.15) sont matérialisées l'interface observée sur les carottes entre l'horizon de surface et la tourbe (trait pointillé marron) ainsi que la zone de battement de nappe en bleu clair. Il est intéressant de noter que, pour SC1 et SC7, la limite basse de cette zone et la profondeur de l'interface coïncident exactement.

Prise en compte du taux de perte

Le taux de perte a été pris en compte dans les calculs de densité apparente et de porosité (les seuls calculs nécessitant de connaître le volume de l'échantillon non-remanié) en le moyennant sur l'ensemble de la carotte. Cela revient à faire l'hypothèse que la compaction liée à la méthode de forage est répartie équitablement sur tout le linéaire de carotte. Si pour

les carottes prélevées à une profondeur supérieure à 1 m cette hypothèse n'est pas trop simplificatrice, les taux de pertes étant identiques et assez limités et les sols plutôt cohérents, en revanche, en surface, les taux de perte élevés semblent surtout liés au premier horizon très décompacté. Cette méthode de correction a donc tendance à sous-estimer les valeurs de densité et de porosité, mais a quand même été utilisée par souci de continuité des profils verticaux pour la présentation des résultats.

Densité sèche apparente

La Figure 2.11 présente les résultats de mesure de densité sèche apparente.

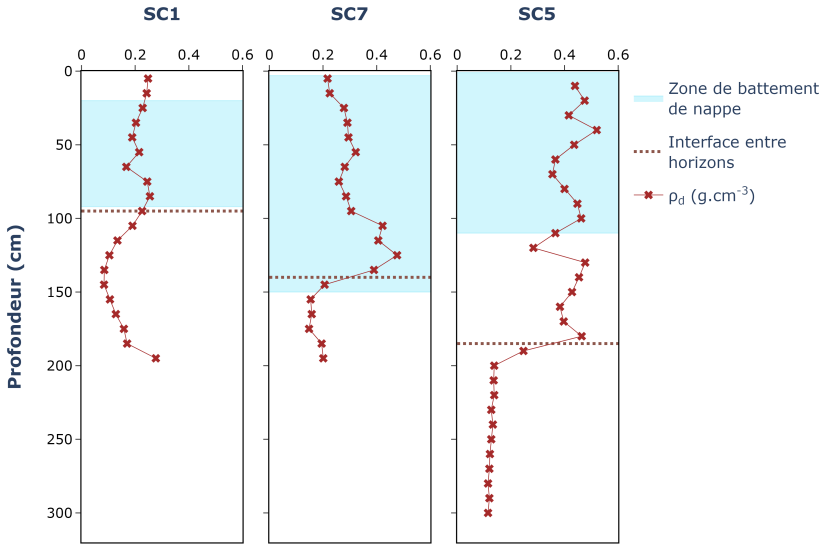


Figure 2.11 – Profil des mesures de densité sèche apparente des carottes SC1, SC7 et SC5.

Trois échantillons représentant les principales textures de sols rencontrées dans les carottes ont été sélectionnés pour calibrer le temps de dessiccation nécessaire pour atteindre une masse constante. Les résultats sont présentés sur la Figure 2.12. Ces trois échantillons sont SC5 0-1-07, qui correspond à l'horizon de surface très peu fibreux (Figure 2.6), l'échantillon SC5 1-2-05, à l'horizon d'aspect légèrement fibreux au-dessus de l'interface avec la tourbe (Figure 2.7), et l'échantillon SC 1-2-12 à l'horizon mésique (Figure 2.7). La masse des échantillons se stabilise autour de 24h passées à 40°C. La perte après stabilisation à 105°C a été mesurée à environ 2% en masse pour SC5 0-1-07, échantillon présentant a priori le moins de carbone organique, confirmant ainsi que le protocole à 40°C permet de bien évaporer l'eau porale sans risquer la destruction de la fraction organique.

Comme le montre la Figure 2.11, les valeurs de densité sèche apparente sont plutôt faibles (< 0,5 g.cm^{-3}) : elles varient entre 0,08 et 0,28 g.cm^{-3} en SC1, entre 0,11 et 0,52 g.cm^{-3} en SC5 et entre 0,15 et 0,48 g.cm^{-3} en SC7. Ces variations correspondent pour chaque sondage à deux zones distinctes de densités apparentes différentes, avec des valeurs plus élevées en surface

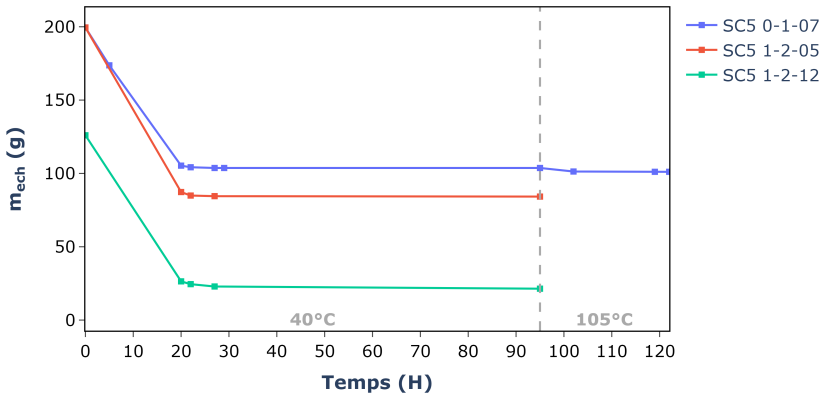


Figure 2.12 – Résultats de la calibration de la méthode de dessiccation.

et qui diminuent à partir d'une certaine profondeur.
En SC1, ce changement se fait progressivement entre 1 et 1,2 m de profondeur passant de 0,22 g.cm^{-3} en moyenne à 0,14 g.cm^{-3}.
En SC7, ce changement intervient plus en profondeur, vers 1,4 m, et en deux étapes : la densité est de 0,28 g.cm^{-3} en moyenne entre 0 et 1 m, puis augmente entre 1 et 1,4 m pour atteindre 0,43 g.cm^{-3} en moyenne, et enfin diminue significativement au delà de 1,4 m de profondeur, avec une valeur moyenne de 0,18 g.cm^{-3}.
En SC5, les densités mesurées sont constantes jusqu'à 1,8 m de profondeur, avec une valeur moyenne de 0,42 g.cm^{-3} puis diminuent rapidement pour atteindre une valeur moyenne de 0,13 g.cm^{-3} au delà de 2 m de profondeur.
Il existe une très bonne correspondance entre ces transitions et la profondeur à partir de laquelle la tourbe apparaît dans les carottes (matérialisée par le trait en pointillés sur les graphiques de la Figure 2.11). De plus, la carotte prélevée entre 2 et 3 m de profondeur en SC5 souligne l'aspect très homogène de l'horizon mésique.

Les valeurs mesurées en SC5 sur le premier mètre sont plus élevées que celles mesurées à la même profondeur en SC1 et SC7. Ceci pourrait être lié au taux de perte plus important en SC1 et SC7, avec des valeurs corrigées sous-estimées. L'augmentation de densité apparente observée en SC7 entre 1 et 1,3 m pourrait ainsi être un artefact, ces deux échantillons étant localisés sur la seconde carotte au taux de perte très faible (0.9), leur valeur n'étant presque pas sous-estimées comparées aux points plus en surface mesurés sur la première carotte au taux de perte élevé.

Teneur en eau massique

Les valeurs de teneurs en eau massiques sont présentées sur la Figure 2.13. Elles sont assez élevées, variant entre 0,6 et plus de 0,8 pour chaque sondage. Leur évolution avec la profondeur est le contraire de celle de la densité sèche apparente : là ou la densité diminue, la teneur en eau augmente. Cela est cohérent avec la transition vers de la tourbe, caractérisée par des teneurs en eau très élevées.

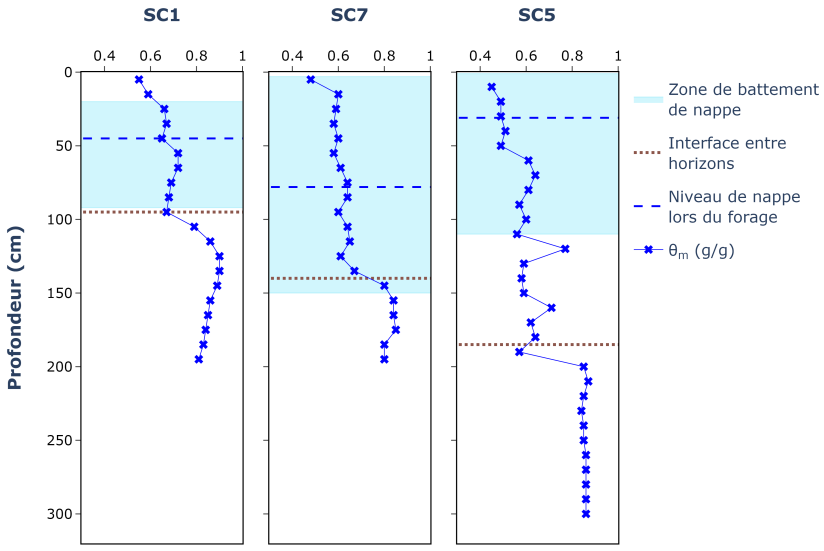


Figure 2.13 – Profil des teneurs en eau massique des carottes SC1, SC7 et SC5.

Porosité

Les porosités ont été estimées directement à partir des teneurs en eau volumiques (cf. Éq.1.10). Cette approximation n'est valable que pour un milieu saturé en eau. Le niveau de la nappe au moment du forage a donc été ajouté sur la Figure 2.14 pour matérialiser la zone saturée où l'hypothèse de calcul est valide.

En SC1 et SC7, la porosité est d'environ 0,6 (valeur considérée uniquement en dessous de 1 m pour éviter les erreurs liées à la prise en compte du taux de perte). En SC5, elle est plus élevée, avec des valeurs de 0,7 entre 1 et 1,9 m de profondeur et de 0,8 au delà. Ces valeurs sont très élevées mais correspondent à ce qui est observé pour de la tourbe (Rezanezhad et al., 2016).

Matière organique

Les mesures réalisées par perte au feu permettent de connaître la part de matière organique et de carbonates dans un échantillon (cf. §1.2.2). Les valeurs présentées sur la Figure 2.15 ne correspondent donc pas directement à des taux de carbone organique et inorganique. Néanmoins elles sont de bons indicateurs de ces deux paramètres.

Les échantillons qui ont été choisis pour calibrer les temps de chauffe nécessaires pour éliminer l'eau résiduelle (105°C), calciner la matière organique (410°C) et oxyder les carbonates (910°C) sont les mêmes que pour la calibration de la méthode de dessiccation, excepté SC5 1-2-12, qui a été remplacé par SC5 2-3-07 pour l'horizon mésique (Figure 2.8). Cette calibration a été réalisée en mesurant le temps nécessaire pour arriver à une masse constante pour chaque

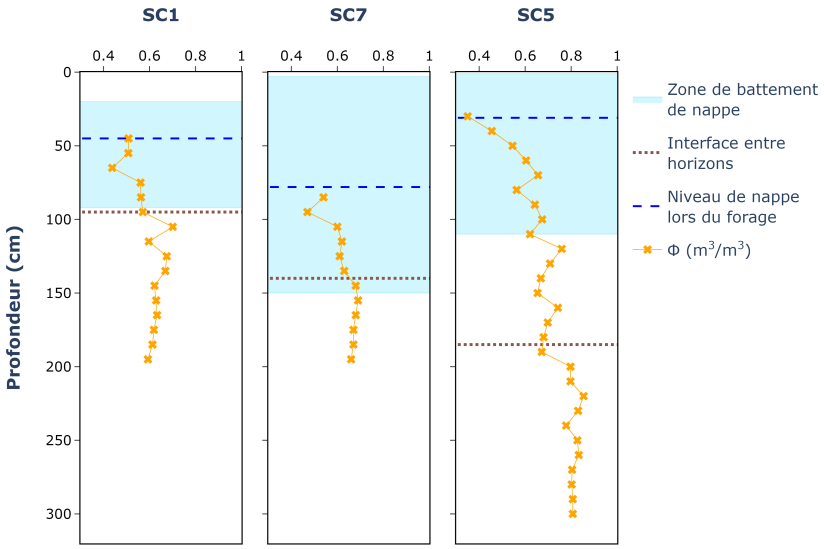


Figure 2.14 – Profil des porosités déterminées à partir des teneurs en eau volumiques mesurées sur les carottes SC1, SC7 et SC5.

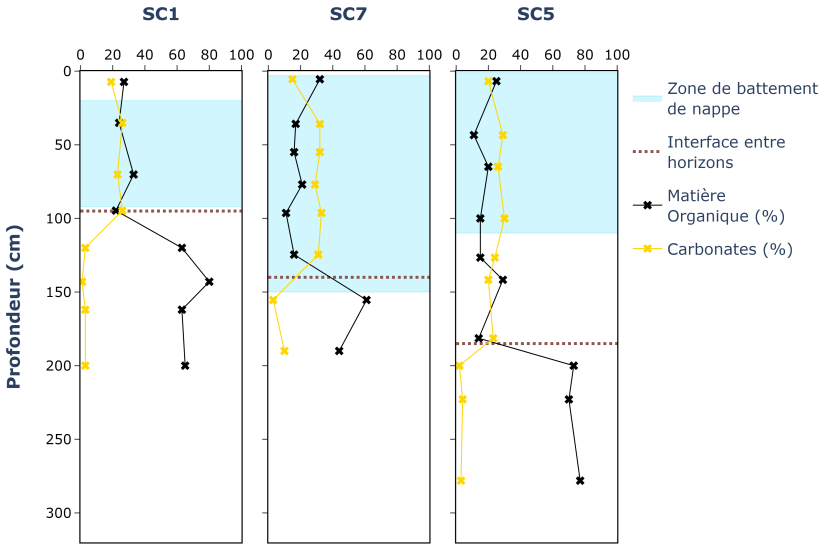


Figure 2.15 – Profils verticaux des parts de matière organique et de carbonates dans les échantillons prélevés sur les carottes SC1, SC7 et SC5.

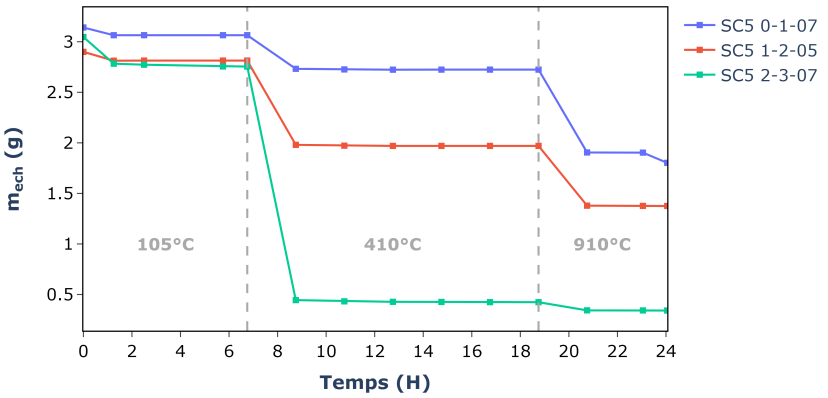


Figure 2.16 – Résultats de la calibration de la méthode de perte au feu pour les différentes températures utilisées.

palier de température. Ces résultats sont présentés sur la Figure 2.16.
Pour les trois types de sol, les temps de chauffe pour chacun des paliers sont les mêmes : il faut au minimum 1h à 105°C pour atteindre une masse constante et enlever toute l'eau résiduelle de l'échantillon, 2h minimum à 410°C pour calciner toute la matière organique et 2h à 910°C pour oxyder les carbonates. Le protocole suivant a donc ainsi été adopté pour tous les échantillons :

- 4h à 105°C ;
- 6h à 410°C ;
- 5h à 910°C.

Ces premiers résultats permettent de voir le gradient de matière organique avec la profondeur. Un premier abattement de 10% de la masse initiale après la calcination à 410°C est mesuré pour l'échantillon de surface (courbe SC5-0-1-07, Fig. 2.16), taux qui passe à 30% pour le deuxième échantillon à environ 1,4 m de profondeur (courbe SC5-1-2-05, Fig. 2.16) pour atteindre 85% dans l'échantillon de tourbe (courbe SC5-2-3-07, Fig. 2.16). Enfin, les deux premiers échantillons présentent des teneurs en carbonates de respectivement 27 et 21% alors qu'ils ne représentent que 3% de la masse totale du troisième échantillon .
Les profils de teneurs en matière organique et en carbonates suivent ainsi le même schéma que les autres paramètres avec un changement significatif au passage de l'interface minéral/tourbe (cf. Figure 2.15). Cela se traduit pour la matière organique avec une augmentation de son rapport de masse, qui passe de 20% en moyenne à 71% pour SC1, de 16% à 50% pour SC7 et de 17% à 73% pour SC5. À l'inverse, la teneur en carbonates diminue en dessous de cette interface, avec des teneurs < 5% dans la tourbe.

Ainsi, l'horizon de surface qui semblait plus minéral contient effectivement beaucoup moins de matière organique et à l'inverse plus de carbonates, confirmant les observations réalisées sur les carottes.

Mesures de datation

Les mesures de datation ont été réalisées sur des résidus végétaux prélevés dans les échantillons de la carotte SC7 entre 0 et 2 m de profondeur selon la méthode présentée au paragraphe 1.2.2. Les résultats sont présentés sur la Figure 2.17. Les dates sont exprimées dans le référentiel calendaire et ont été déterminées à partir des courbes de calibration *IntCal20* (Reimer et al., 2020). Les résultats de la calibration sont présentés en Annexe II et ont été obtenus à l'aide du package R *IntCal* (Reimer et al., 2020). Les diagrammes en violons sur la Figure 2.17 correspondent aux densités de probabilité élevées (hdp) des âges radiocarbones calibrés pour un intervalle de confiance à 95%.

L'analyse au ^{14}C n'a donné aucun résultat entre 0 et 0,4 m car les débris analysés étaient trop récents (> 1950 AD). Les premiers échantillons quantifiables se trouvent à 0,4 m de profondeur, avec une période de dépôt qui serait comprise entre 1939 et 1682 AD (Figure 2.17). L'âge des résidus prélevés augmente linéairement jusqu'à la profondeur de 0,9 m, où ils sont

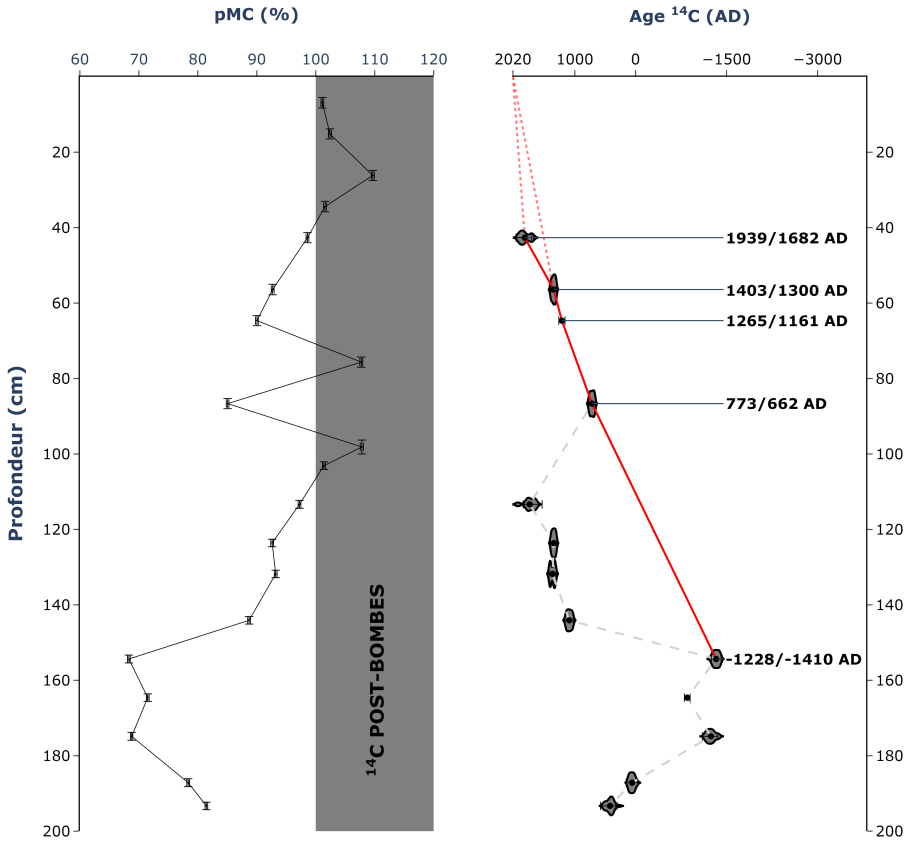


Figure 2.17 – Profil des teneurs en carbone moderne (pMC) des échantillons ainsi que leurs âges radiocarbones calibrés (exprimés AD : Anno Domini).

datés entre 770 et 660 AD. Les échantillons prélevés entre 1 et 1,5 m de profondeur présentent des âges radiocarbones plus récents, entre 1640 et 1100 AD. À 1,5 m de profondeur, les débris analysés ont un âge de dépôt compris entre -1230 et -1410 AD. Les échantillons prélevés à la base de la carotte présentent tous des âges plus récents, avec des périodes de dépôt comprises entre 560 et -1300 AD.

L'accumulation de tourbe s'effectuant verticalement, les âges mesurés devraient augmenter linéairement avec la profondeur. Ce n'est pas ce qui est observé. Ces anomalies d'âges pourraient correspondre à la présence de racines qui se seraient développées à ces profondeurs postérieurement à la formation de la tourbe. En effet, les racines s'étendent en partie verticalement et peuvent rester en place même après la mort de la plante (Väliranta et al., 2014). L'anomalie d'âge des échantillons entre 1 et 1,5 m et au-delà de 1,6 m de profondeur s'expliquerait par ces processus.

La courbe rouge représente un profil possible d'accumulation de la tourbe, en excluant les anomalies d'âge. En considérant un taux de croissance identique sur toute la surface du marais et constant après 1,5 m de profondeur (0,3 mm.an^{-1}), sa mise en place serait alors datée d'environ $-13\,000$ AD à 5 m de profondeur, soit la base de la tourbe au droit de PZ01, et temporellement à l'ordre de grandeur de la limite pléistocène/holocène et la fin de la dernière glaciation. Toutefois, en l'absence de données plus en profondeur il est très difficile de valider ces hypothèses, notamment celle d'un taux d'accumulation constant (Clymo, 1984). De plus, l'imagerie géophysique tend à montrer que le mur des tourbes au droit de PZ07 serait plutôt vers 10 m de profondeur, soit une période de mise en place avant $-20\,000$ AD, en reprenant la même démarche de calcul.
Enfin, l'absence de données en surface ne permet pas de statuer sur les dynamiques d'accumulation récentes et rien ne permet d'affirmer que le premier échantillon analysé ne correspond pas à une anomalie d'âge. Les deux droites en pointillés sur le graphique de la Figure 2.17 montrent ainsi les deux évolutions possibles du profil d'accumulation de la tourbe, l'un passant par le point à 0,4 m, avec un taux d'accumulation important (entre 1,2 et 4,9 mm.an^{-1}), et l'autre en considérant ce point comme une anomalie, avec un taux d'accumulation plus faible (entre 0,8 et 0,9 mm.an^{-1}).

Bilan des analyses

L'analyse des carottes a permis d'avoir une observation directe des matériaux constitutifs du sous-sol du marais. Deux horizons aux propriétés physiques différentes ont été mis en évidence. Le premier, en surface, contient encore quelques fibres et autres macro-restes de végétaux mais ne peut cependant pas être considéré comme histique car il ne contient pas suffisamment de matière organique (< 20% en masse d'échantillon). C'est un horizon plutôt limoneux avec une couleur grisâtre et assez minéral du fait de la présence de précipités calcaires. Il est caractérisé par une densité apparente sèche assez faible (comprise entre 0,3 et 0,5 g.cm^{-3}), des teneurs en eaux et des porosités plutôt élevées (60%).
Le second horizon, plus en profondeur, est un histosol plutôt mésique très fibreux, avec en-

core de nombreux macro-restes de végétaux identifiables à des tiges et feuilles de roseaux inclus dans une matrice organique noire. Cet horizon est caractérisé par une teneur en matière organique élevée (> 80% des échantillons en masse), une teneur en eau et une porosité élevées (> 70%) et une densité apparente très faible (< 0,2 g.cm^{-3}).

La limite entre ces deux horizons est située à différentes profondeurs sur le transect analysé (SC1-SC7-SC5). Elle est située vers 1 m de profondeur au droit de SC1, 1,4 m au niveau de SC7 et 1,8 m en SC5, montrant ainsi une augmentation de l'épaisseur de l'horizon de surface avec la distance à la rivière. De plus, au droit des sondages SC5 et SC7, cette limite est matérialisée par un horizon de précipitation calcaire de respectivement 15 et 5 cm d'épaisseur. Cette limite coïncide avec la limite basse de la zone de battement de nappe au niveau de SC1 et SC7, ce qui est cohérent avec une dégradation de la matière organique en condition aérobie lors de la désaturation du milieu. En revanche, le fait que ces niveaux soient décorrélés en SC5, avec une limite entre les deux horizons localisée plus bas que la zone actuelle de battement de nappe, pourrait indiquer que les niveaux d'eau ont déjà atteint ces profondeurs par le passé.

Ces matériaux, et notamment la tourbe en profondeur, auraient d'après les datations une origine plutôt ancienne, avec une accumulation qui pourrait dater du début de l'holocène, après la fin de la dernière ère glacière. Les conditions climatiques, devenant plus douces et plus humides, ont favorisé le développement d'une végétation active permettant l'accumulation de matière organique (Charman et al., 2013). Toutefois, les analyses ne permettent pas de statuer sur l'évolution récente du sous-sol.

2.4 Caractérisation hydrodynamique

La caractérisation hydrodynamique du sous-sol du marais de Jarcy a consisté en la réalisation de *slug tests* sur presque l'ensemble des piézomètres : PZ03, PZ05, PZ07, PZ08, PZ09, PZ11, PZ12 et PZ13 (cf. Figure 1.9). Ces tests permettent d'estimer la conductivité hydraulique du sol aux environs des piézomètres investigués (cf. §1.2.4). Dans le cas du marais de Jarcy, cela correspond à la partie supérieure du sous-sol, sur la tranche de 0 à 2 m, les piézomètres étant installés jusqu'à ces profondeurs. Les conductivités hydrauliques présentées dans la suite de cette partie correspondent donc aux propriétés de cette couche qui intègre à la fois l'horizon minéral et une partie de l'horizon histique. (cf. §2.3).

2.4.1 Description des essais

Les *slugs tests* ont tous été réalisés pendant la même journée, le 22/10/2021, sauf pour le piézomètre PZ13 (test réalisé le 21/04/2021). Les deux méthodes présentées au §1.2.4 sur la Figure 1.15 ont été utilisées : test en redescente (augmentation de la charge hydraulique dans le piézomètre et enregistrement du retour à l'état initial) et test en remontée (diminution de la charge hydraulique dans le piézomètre et enregistrement du retour à l'état initial). L'ensemble des tests effectués est récapitulé dans le Tableau 2.1, avec la conductivité hydraulique obtenue pour chacun d'eux ainsi qu'un critère binaire de qualité du test.

Les tests ont été interprétés en routine par un script automatisé qui, à partir de données traitées, détermine la conductivité hydraulique selon la méthode de Bouwer et Rice en effectuant une régression linéaire entre le logarithme de la hauteur normalisée et le temps du test (cf. §1.2.4 et Annexe III où le détail des interprétations est présenté). Si le test a été réalisé dans de bonnes conditions, la relation est nette et le coefficient de détermination de la droite de régression linéaire est proche de 1. Ainsi, un test de qualité 1 est un test pour lequel le coefficient de détermination est supérieur à 0,995. Les autres sont de qualité 0. À titre d'exemple la Figure 2.18 présente les deux cas possibles : PZ03_m2 qui correspond à un "cas d'école" ($r^2 = 0,9998$), et PZ08_d2, un test plus difficile à interpréter car la relation est moins nette ($r^2 = 0,951$).
La plupart des tests en descente sont de qualité 0, ce qui n'est pas étonnant dans les conditions de réalisations du test. En effet, dans le marais, les piézomètres sont crépinés sur toute leur hauteur enfoncée. Pendant les tests, une partie était en zone saturée, et une autre en zone non-saturée. Ainsi, lors du choc, l'équilibre hydraulique ne se fait pas uniquement par la contribution de la zone saturée mais une partie de la colonne d'eau peut s'échapper par les crépines localisées au-dessus du niveau statique (niveau d'eau initial). Les conditions de validité du test ne sont donc pas remplies, ce qui explique les difficultés à les interpréter. À l'inverse, ce problème ne se pose pas dans la configuration de remontée, la colonne d'eau dans le piézomètre étant toujours sous le niveau saturé.

Enfin, le calcul de la conductivité hydraulique par la formulation de Bouwer et Rice prend en compte l'anisotropie du milieu poreux (cf. Éq.1.18). L'interprétation des *slug tests* a donc été

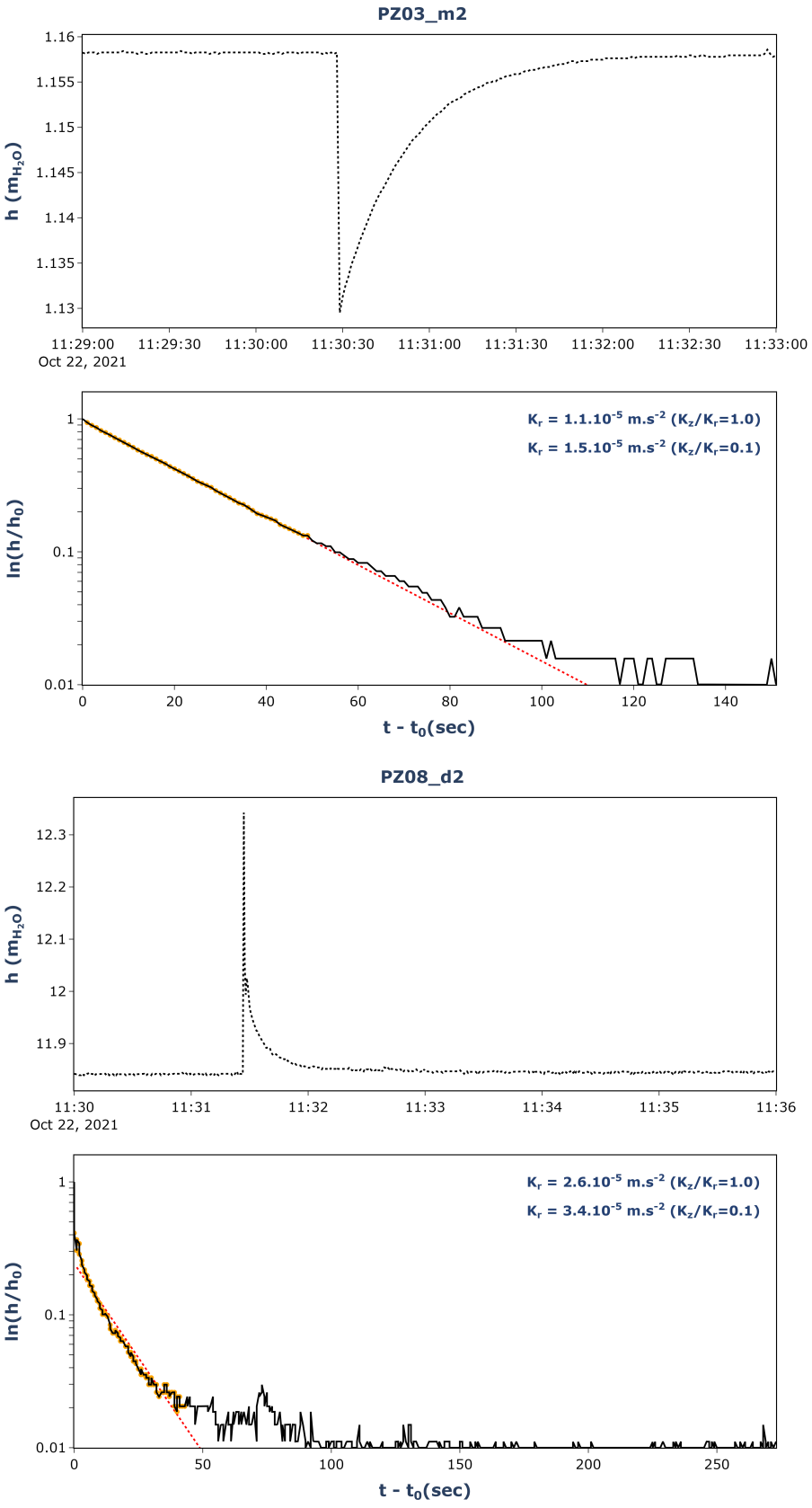


Figure 2.18 – Exemple de résultats de l'algorithme d'interprétation pour un cas respectant les conditions de validité du test (PZ03_m2) et un cas ne les respectant pas (PZ08_d2). Le premier graphique correspond aux données brutes du test. Le second correspond à la représentation d'interprétation du test telle que définie dans la méthodologie (cf. §1.2.4). La droite en pointillés rouges correspond à la droite de régression linéaire, et les points en jaune aux données sur lesquelles elle est calculée.

réalisée en considérant le milieu isotrope ($K_z/K_x = 1$) ou anisotrope avec une composante horizontale plus forte ($K_z/K_x = 0,1$) afin de vérifier la sensibilité du calcul à ce paramètre.

2.4.2 Présentation des résultats

Les résultats sont présentés dans le Tableau 2.1.

Les différentes valeurs de conductivité hydraulique obtenues par *slug tests* sont comprises entre 10^{-6} et 10^{-4} m.s^{-1}, sauf en PZ13 où elles sont plus faibles. L'hypothèse d'un milieu isotrope donne des valeurs de l'ordre de 30% plus faibles qu'une hypothèse d'un milieu anisotrope.

Considérant l'horizon de surface plutôt limoneux (cf. §2.3), ces valeurs sont relativement élevées, les limons étant associés dans la littérature à des conductivités hydrauliques comprises entre 10^{-7} et 10^{-5} m.s^{-1} (Freeze and Cherry, 1979). Considérant les tourbes, ces valeurs seraient dans la fourchette basse donnée par Rezanezhad et al. (2016), entre 10^{-5} et 10^{-3} m.s^{-1}, issue d'une compilation de résultats tirés de la littérature. Cette grande plage de valeurs souligne le caractère très hétérogène de la tourbe, notamment lié à son degré de dégradation. En effet, le processus de dégradation modifie la structure de la matrice solide et notamment l'organisation des pores, dont la taille a alors tendance à décroître, ce qui a un effet direct sur la conductivité hydraulique (Rezanezhad et al., 2016; Clymo, 1984). Celle-ci peut ainsi diminuer de plusieurs ordres de grandeurs avec l'augmentation du degré de dégradation de la tourbe (Kechavarzi et al., 2010). Toutefois, ce schéma ne s'applique pas dans le cas du marais de Jarcy, car malgré un degré de dégradation important de l'horizon de surface (cf. §2.3.2), les conductivités hydrauliques mesurées restent élevées.

La mesure réalisée au droit du piézomètre PZ13 permet d'avoir un ordre de grandeur de la conductivité hydraulique de l'horizon histique : 10^{-8} m.s^{-1}, ce qui est 1 à 2 ordres de grandeurs plus faible que pour l'horizon minéral. Cette valeur est aussi contre intuitive compte-tenu des porosités et teneurs en eau élevées mesurées dans cet horizon (cf. Figures 2.14 et 2.13).

Table 2.1 – Tableau récapitulatif des tests hydrodynamiques réalisés dans le marais ainsi que leurs résultats d'interprétation.

Piézomètre	Méthode	Nom	Conductivité hydraulique K_r ($m.s^{-1}$)		Qualité du test
			Kz/Kr = 1,0	Kz/Kr = 0,1	
PZ03	descente	PZ03_d1	$1,0\times10^{-4}$	$1,3\times10^{-4}$	0
		PZ03_d2	$5,3\times10^{-5}$	$6,9\times10^{-5}$	0
	remontée	PZ03_m1	$1,1\times10^{-5}$	$1,4\times10^{-5}$	1
		PZ03_m2	$1,1\times10^{-5}$	$1,5\times10^{-5}$	1
PZ05	descente	PZ05_d1	$1,7\times10^{-5}$	$2,3\times10^{-5}$	0
		PZ05_d2	$1,7\times10^{-5}$	$2,2\times10^{-5}$	0
	remontée	PZ05_m1	$2,1\times10^{-5}$	$2,8\times10^{-5}$	1
		PZ05_m2	$2,2\times10^{-5}$	$3,0\times10^{-5}$	1
PZ07	descente	PZ07_d1	$3,0\times10^{-5}$	$3,9\times10^{-5}$	0
		PZ07_d2	$2,7\times10^{-5}$	$3,5\times10^{-5}$	1
	remontée	PZ07_m1	$1,7\times10^{-5}$	$2,2\times10^{-5}$	1
		PZ07_m2	$1,6\times10^{-5}$	$2,1\times10^{-5}$	1
PZ08	descente	PZ08_d1	$3,2\times10^{-4}$	$4,2\times10^{-4}$	0
		PZ08_d2	$2,6\times10^{-5}$	$3,4\times10^{-5}$	0
	remontée	PZ08_m1	$4,1\times10^{-5}$	$5,3\times10^{-5}$	1
		PZ08_m2	$4,0\times10^{-5}$	$5,3\times10^{-5}$	1
PZ09	descente	PZ09_d1	$3,1\times10^{-6}$	$4,1\times10^{-6}$	0
	remontée	PZ09_m2	$3,0\times10^{-6}$	$4,0\times10^{-6}$	1
PZ11	descente	PZ11_d1	$1,3\times10^{-4}$	$1,7\times10^{-4}$	0
	remontée	PZ11_m1	$9,6\times10^{-5}$	$1,3\times10^{-4}$	0
		PZ11_m2	$9,8\times10^{-5}$	$1,3\times10^{-4}$	0
		PZ11_m3	$1,2\times10^{-4}$	$1,7\times10^{-4}$	0
PZ12	descente	PZ12_d1	$7,2\times10^{-5}$	$9,6\times10^{-5}$	1
		PZ12_d2	$6,8\times10^{-5}$	$9,1\times10^{-5}$	1
	remontée	PZ12_m1	$6,0\times10^{-5}$	$8,0\times10^{-5}$	1
		PZ12_m2	$5,6\times10^{-5}$	$7,5\times10^{-5}$	1
PZ13	descente	PZ13_d1	$2,6\times10^{-8}$	$3,5\times10^{-8}$	1

2.5 Synthèse sur la caractérisation du site

Les différentes méthodes d'investigation utilisées dans ce travail ont permis d'obtenir des informations sur les caractéristiques pédologiques et hydrodynamiques du sous-sol du marais ainsi que sur sa structure géométrique avec la définition de ses limites d'extensions.

L'imagerie géophysique a permis de délimiter la structure verticale du marais dont la base serait localisée de 2,5 à 5 m de profondeur en bordure du site et atteindrait jusqu'à plus de 10 m de profondeur dans sa partie centrale, avec une disposition en forme de chenal. Cette dernière est liée à la discontinuité de la formation sous-jacente des calcaires de Brie au droit du marais qui tantôt disparaissent (comme c'est le cas sous la partie centrale du site), tantôt semblent très altérés (résistivités électriques relativement faibles). Ainsi, sur sa partie la plus épaisse, la structure du marais reposerait directement sur la formation des argiles vertes de Romainville. La topographie beaucoup plus plane en rive droite de l'Essonne qu'en rive gauche pourrait en outre expliquer la dichotomie nette dans les valeurs de résistivités des calcaires de Brie de chaque côté de la rivière. Cette zone correspond à l'extension horizontale du lit majeur de l'Essonne, avec des formations beaucoup plus altérées. Cette géométrie particulière pourrait être à l'origine de l'existence de la tourbière avec des conditions favorables à sa mise en place (processus de terrestrialisation, Gage et al. (2013)). Les âges radiocarbones indiquent par ailleurs que le début de l'accumulation de matière organique serait ancien et daterait du début de l'holocène.

D'un point de vue structural, le marais est composé de deux horizons pédologiques différents. L'horizon le plus profond correspond à une tourbe peu dégradée, riche en matière organique et en débris végétaux (histosol mésique), alors que celui en surface est beaucoup plus minéral (principalement sous forme de carbonates) et correspond à une tourbe à un stade de dégradation très avancé, avec des teneurs en matière organique trop faibles pour qualifier cet horizon d'histosol.
La frontière entre ces deux horizons coïncide avec la limite basse de la zone de battement de nappe, du moins en SC1 et SC7 (vers respectivement 1 et 1,5 m de profondeur), ce qui signifie que la minéralisation de la tourbe est bien liée aux niveaux de nappe et à l'entrée d'oxygène dans le système. Le fait que cette limite soit observée 0,9 m en-dessous du niveau bas de la zone de battement de nappe en SC5 indique que les niveaux d'eau ont dû atteindre cette profondeur par le passé, peut-être à l'époque où la zone orientale était recouverte elle aussi de roseaux et non pas comme aujourd'hui par un bosquet (cf. §1.2).
Enfin, cette limite entre les deux horizons se matérialise en SC5 et SC7 par une zone de précipitation calcaire plus ou moins épaisse (respectivement de 15 et 5 cm) qui souligne l'importance du niveau de battement sur les équilibres géochimiques.
D'un point de vue hydrodynamique, les valeurs de conductivités hydrauliques mesurées sont plutôt élevées (entre 10^{-6} et 10^{-4} m.s^{-1}) dans l'horizon de surface, tandis que dans l'horizon profond elles sont beaucoup plus faibles, avec plusieurs ordres de grandeurs d'écart (10^{-8} m.s^{-1}). La Figure 2.19 propose un schéma de synthèse de ces résultats.

Pour re-situer le marais dans la typologie des tourbières, celui-ci correspondrait donc plu-

tôt à un environnement minérotrophe de par ses teneurs en carbonates élevées et la présence de nombreux précipités calcaires dans la matrice solide, ce qui témoigne d'un milieu plutôt alcalin. Sa structure en deux horizons délimités par le niveau bas du battement de nappe pourrait dans un premier temps faire penser à un développement suivant le modèle de Clymo (1984) entre acrotelm et catotelm. Cette hypothèse est renforcée par la forme du profil des âges en fonction de la profondeur, avec des taux d'accumulation plus importants en surface, et les mesures de conductivités hydrauliques plus élevées aussi en surface. Toutefois, la compatibilité avec ce modèle ne tient pas au regard des autres paramètres mesurés. Le gradient de dégradation de la matière organique tout comme la densité apparente devraient augmenter avec la profondeur alors que l'analyse des échantillons de sol a montré l'inverse : c'est l'horizon de surface qui est le plus dégradé et présente les densités sèches les plus élevées. Ainsi, dans le cas du marais de Jarcy, il est plus judicieux de sortir de ce modèle de développement, et d'utiliser celui défini par Morris et al. (2011) en considérant la couche de surface comme une zone oxique, de perméabilité élevée et pourtant aux propriétés physiques d'un horizon très dégradé (teneur en matière organique et porosité faibles ainsi que densité sèche apparente plutôt élevée) et à l'inverse la couche profonde comme une zone de perméabilité plus faible, anoxique, avec un taux de dégradation de la matière organique et une densité plus faibles.

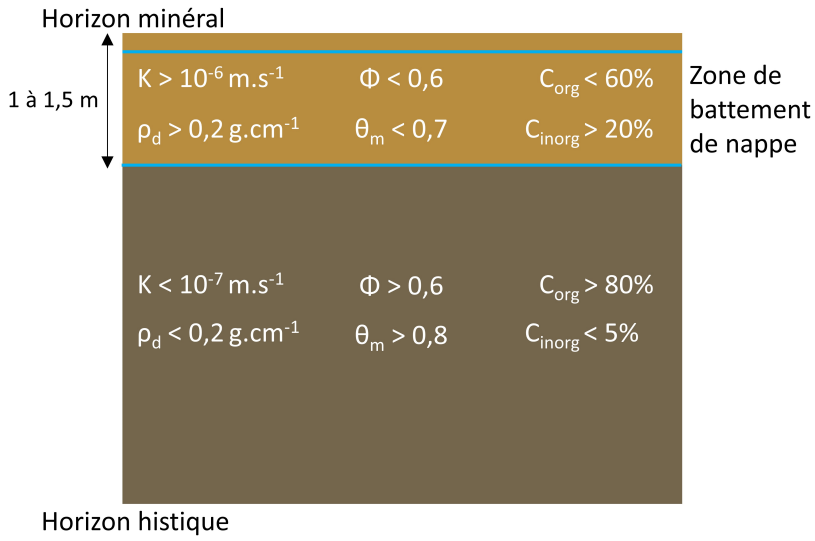


Figure 2.19 – Schéma de synthèse de la structure et des propriétés de la tourbière du marais de Jarcy.

Partie 3

Compréhension du fonctionnement hydrologique du marais

Ce chapitre a pour objectif la compréhension du fonctionnement hydrologique du marais de Jarcy. Ce dernier, et ce sera développé dans la première partie de ce chapitre, présente un comportement singulier avec une saisonnalité très marquée de ses niveaux piézométriques : l'hiver est caractérisé par des niveaux d'eau à l'équilibre avec ceux de la rivière, alors qu'en été, ils baissent fortement, avec un rabattement de nappe pouvant atteindre plus de 1,5 m de profondeur en certains points.

Ce comportement est analysé dans un premier temps au travers des chroniques piézométriques enregistrées en différents points dans le marais depuis plusieurs années (depuis 2014 pour la chronique la plus longue). Cette analyse, réalisée à plusieurs échelles temporelles, permet d'ébaucher une première synthèse des processus hydrologiques régissant le système.

Ces processus sont dans un second temps confrontés à la méthode de traçage isotopique de la molécule d'eau qui permet de mieux les contraindre qualitativement en insistant sur les mélanges et les différents apports d'eau, qui changent selon les périodes de hautes et basses eaux.

Enfin, le fonctionnement hydrologique du marais est étudié à l'aide de l'outil de modélisation HydroGeoSphere (HGS). La simulation numérique à l'aide d'un code à base physique comme HGS permet de tester la pertinence de certaines hypothèses de fonctionnement hydrologique du marais, en se basant sur toutes les données acquises sur le terrain (propriétés et structure du sous-sol, chroniques piézométriques, traçage isotopique).

3.1 Suivi temporel des niveaux de nappe

L'analyse des signaux piézométriques permet de comprendre les dynamiques de nappe à plusieurs échelles de temps, l'acquisition des données s'étant faite sur un spectre temporel très large : plus de 8 années hydrologiques avec un pas de temps de 10 min entre chaque mesure. La présentation des résultats ainsi que leur interprétation vont donc suivre ces différentes échelles de temps, en s'intéressant d'abord à la dynamique presque décennale, observable sur les deux piézomètres les plus anciens (PZ01 et PZ03, Figure 1.9), avec l'effet de l'abaissement des clapets du barrage situé en aval du marais (Figure 1.9), puis à la dynamique saisonnière sur le marais, avec les mesures obtenues depuis juin 2018 sur l'ensemble des piézomètres installés dans le marais, et enfin à la dynamique aux temps très courts, à l'échelle de l'évènement journalier, voire à la dynamique infra-journalière.

3.1.1 Dynamique du marais depuis 2014

La Figure 3.1 présente les chroniques piézométriques les plus longues enregistrées (en PZ01 et en PZ03), ainsi que le niveau d'eau dans la rivière. Sont également représentées les évolutions temporelles des flux atmosphériques journaliers (pluie et ETP). La Figure 3.2, quant à elle, présente les valeurs médianes des niveaux d'eau, pour chaque année hydrologique pendant la période hivernale. Celle-ci s'étend du 15/11 au 15/05 de la même année hydrologique et a été définie comme période de référence afin de comparer l'évolution avant et après abaissement des clapets du barrage aval. Elle a été choisie à partir des données en PZ01 car, d'une part, cela correspondait à la période des hautes eaux en 2014 et en 2015, avant l'abaissement des clapets, et, d'autre part, les valeurs médianes étaient identiques sur ces deux années. Ces valeurs ont aussi été prises comme référence pour le piézomètre PZ03 en l'absence de données complètes en 2014 et 2015. Toutefois, cela se justifie car sur les données disponibles en 2015, le signal en PZ03 est très proche du signal en PZ01, laissant supposer un comportement similaire sur cette période de hautes eaux.

Concernant l'Essonne, l'effet de l'abaissement des clapets du barrage situé en aval du marais, en février 2016, est significatif. Avant cet abaissement, les niveaux de rivière mesurés pendant plus d'un an et demi étaient quasiment constants, à 57,82 mNGF, avec quelques pics liés à des évènements pluvieux plus intenses mais ne dépassant pas les $+0,1$ m de hauteur (par exemple, le pic mesuré entre le 2 et le 6 mai 2015 est lié à une pluie cumulée de 40 mm sur les 5 jours). Après l'ouverture du barrage, le niveau de l'Essonne a baissé en moyenne de 0,15 m (Figure 3.2, comparaison des valeurs médianes). La rivière a retrouvé un régime hydrologique de type pluvial, avec des étiages en été et des niveaux hauts en hiver, et réagit plus fortement aux évènements pluvieux.
La crue majeure de 2016 a par ailleurs pu être enregistrée avec une hausse des niveaux de l'Essonne de 1 m en un peu plus d'une semaine.

Les niveaux en PZ01 et PZ03 suivent une dynamique tout à fait particulière, avec des niveaux d'eau en hiver globalement proches du niveau de rivière, et en été un rabattement significatif, avec un niveau minimum vers septembre de chaque année, qui est à la fois hété-

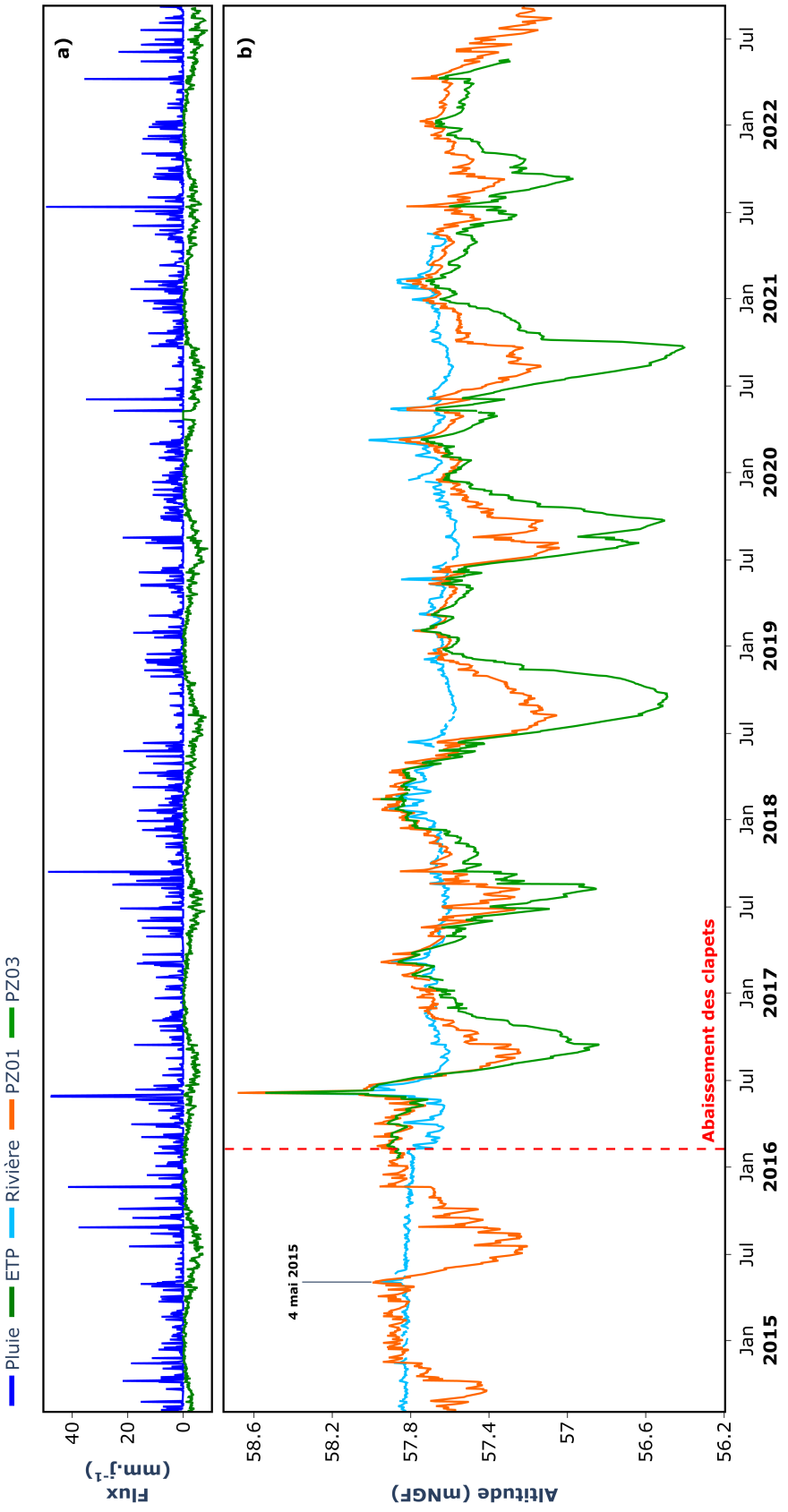


Figure 3.1 – Chroniques des niveaux piézométriques en PZ01 et PZ03 ainsi que des niveaux de rivière depuis juin 2014 (b) et flux atmosphériques (pluie et ETP) associés (a).

rogène dans le temps, d'une année à l'autre, et dans l'espace, d'un piézomètre à l'autre. L'effet de l'ouverture des clapets sur les niveaux piézométriques dans le marais est significatif, tout du moins pour la période hivernale.

La Figure 3.2 montre une diminution des valeurs médianes en hiver pour les deux piézomètres PZ01 et PZ03, surtout depuis 2018, avec une baisse par rapport à la période avant abaissement des clapets de 0,2 et 0,3 m pour respectivement PZ01 et PZ03, ce qui correspond à une baisse de 0,05 à 0,15 m de plus que celle observée dans la rivière. En revanche, il est difficile de statuer d'une baisse des niveaux bas en été car ils semblent plutôt dépendants des forçages météorologiques (pluie et ETP), variables d'une année à l'autre. C'est particulièrement vrai pour PZ03 qui montre les amplitudes estivales les plus importantes.
Les étés 2016, 2017 et surtout 2021 présentent des baisses piézométriques bien moins impor-

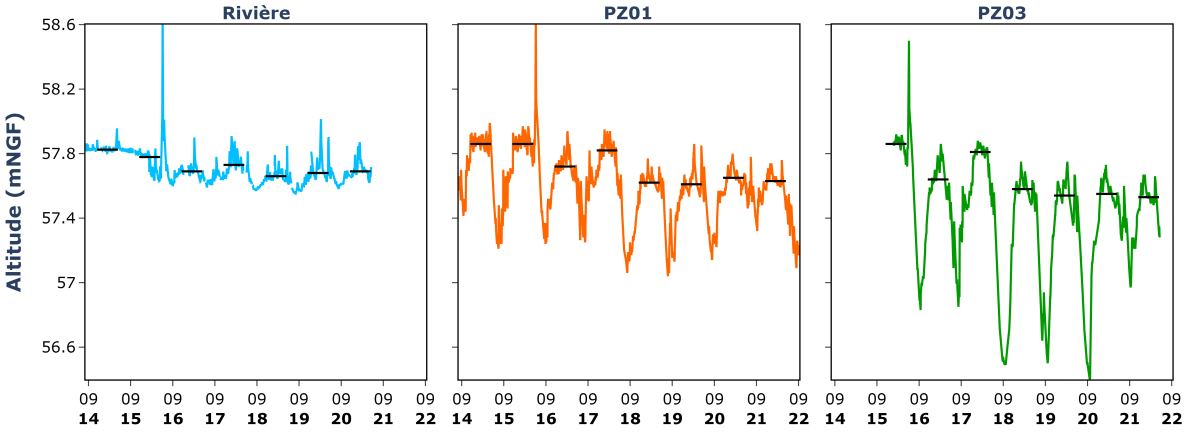


Figure 3.2 – Comparaison des niveaux d'eau en période hivernale (15/11 au 15/05 de l'année hydrologique) de 2014 à 2022. Les barres noires correspondent à la valeur médiane sur la période.

tantes que les étés 2018, 2019 et 2020. Pour comprendre ces hétérogénéités, il faut regarder les forçages atmosphériques, non pas au global, mais sur la période estivale. Ainsi, la différence de profondeur maximale de nappe en PZ03 entre l'été 2017 et l'été 2018 est d'environ 0,4 m, alors que le bilan net annuel entre pluie et ETP est quasiment le même (respectivement -235 et -245 mm, Figure 3.3). Par contre, pendant les mois d'été (juin-juillet-août), ce bilan est bien plus négatif en 2018 (-390 mm) qu'en 2017 (-160 mm), surtout du fait de précipitations beaucoup plus faibles (60 mm contre 230 mm). La résilience du système au rabattement de nappe ne repose donc pas sur un stock constitué pendant la période hivernale par les pluies efficaces, mais plutôt sur les apports saisonniers estivaux.

Cette analyse à basse fréquence permet de faire un premier constat sur l'importance des niveaux de rivière sur les niveaux d'eau dans le marais, du moins en hiver, ainsi que de la pluviométrie estivale (juin à août). Toutefois, les comportements en PZ01 et PZ03 sont très différents, surtout en été lors de la baisse du niveau de la nappe, présageant d'une forte hétérogénéité spatiale dans le marais.

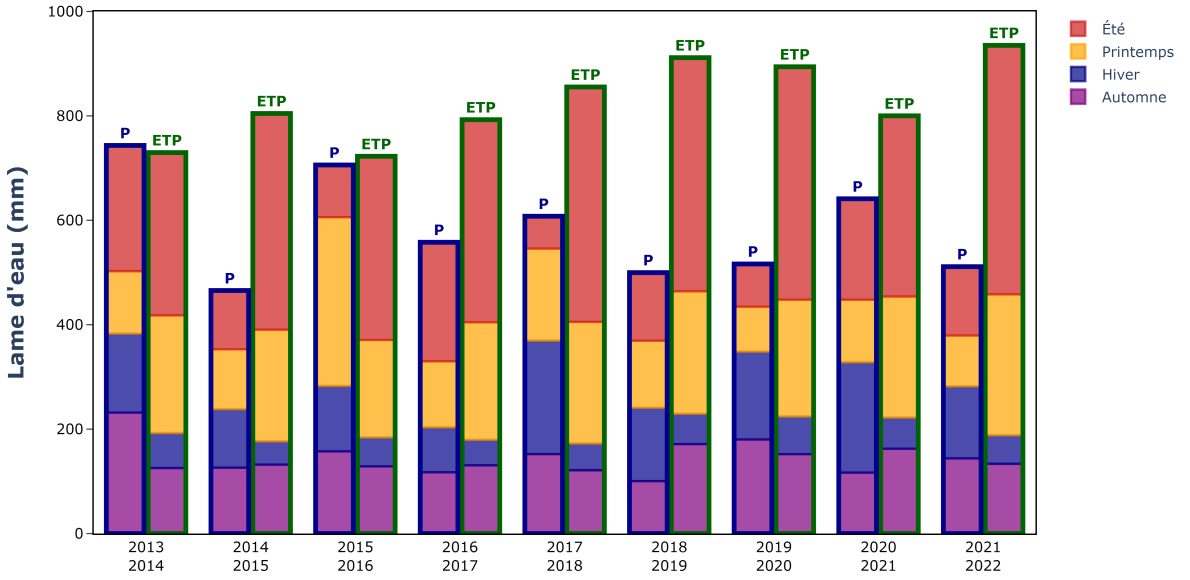


Figure 3.3 – Répartition par saison des bilans interannuels de la pluie et de l'ETP entre 2014 et 2022 (années hydrologiques) à la station de Courdimanche (cf. Figure 1.1).

3.1.2 Dynamique intra-marais

L'ensemble des données piézométriques disponibles sur la période commune d'acquisition, ainsi que les niveaux de rivière, sont présentés sur la Figure 3.4. Les symboles correspondent aux mesures ponctuelles de niveau d'eau réalisées lors des campagnes de prélèvements, mais uniquement pour les piézomètres non équipés de sondes (PZ06 et PZ08) ou ceux pour lesquels beaucoup de données sont manquantes (PZ09).

Les niveaux piézométriques dans le marais suivent tous la même dynamique saisonnière que celle observée en PZ01 et PZ03, avec un creusement piézométrique en été entre les mois de juin et novembre, excepté en PZ10, qui est situé sur la berge de l'Essonne à moins d'un mètre du lit de la rivière. Cette baisse est directement liée à la reprise évapotranspiratoire, comme le montre l'analyse par corrélation croisée des signaux piézométriques avec l'ETP (Figure 3.5), avec un maximum de corrélation pour un décalage négatif de 40 à 50 jours en fonction du point d'observation, signifiant que les niveaux piézométriques réagissent à l'évolution saisonnière de l'ETP avec un retard de 40 à 50 jours. Ceci dénote une certaine inertie du système qui peut s'expliquer par la dynamique de croissance de la végétation. En effet, si l'évaporation était l'unique processus lié à la diminution des niveaux d'eau, ceux-ci seraient en phase avec l'ETP, l'évaporation étant liée à un ré-équilibrage énergétique sol/atmosphère assez rapide (Heitman et al., 2008). Ainsi, si les niveaux d'eau sont le proxy du développement des roseaux, leur croissance débute véritablement en juin pour péricliter en octobre, avec un maximum de croissance début septembre, en décalage avec le maximum d'ETP mesuré début août. Cette

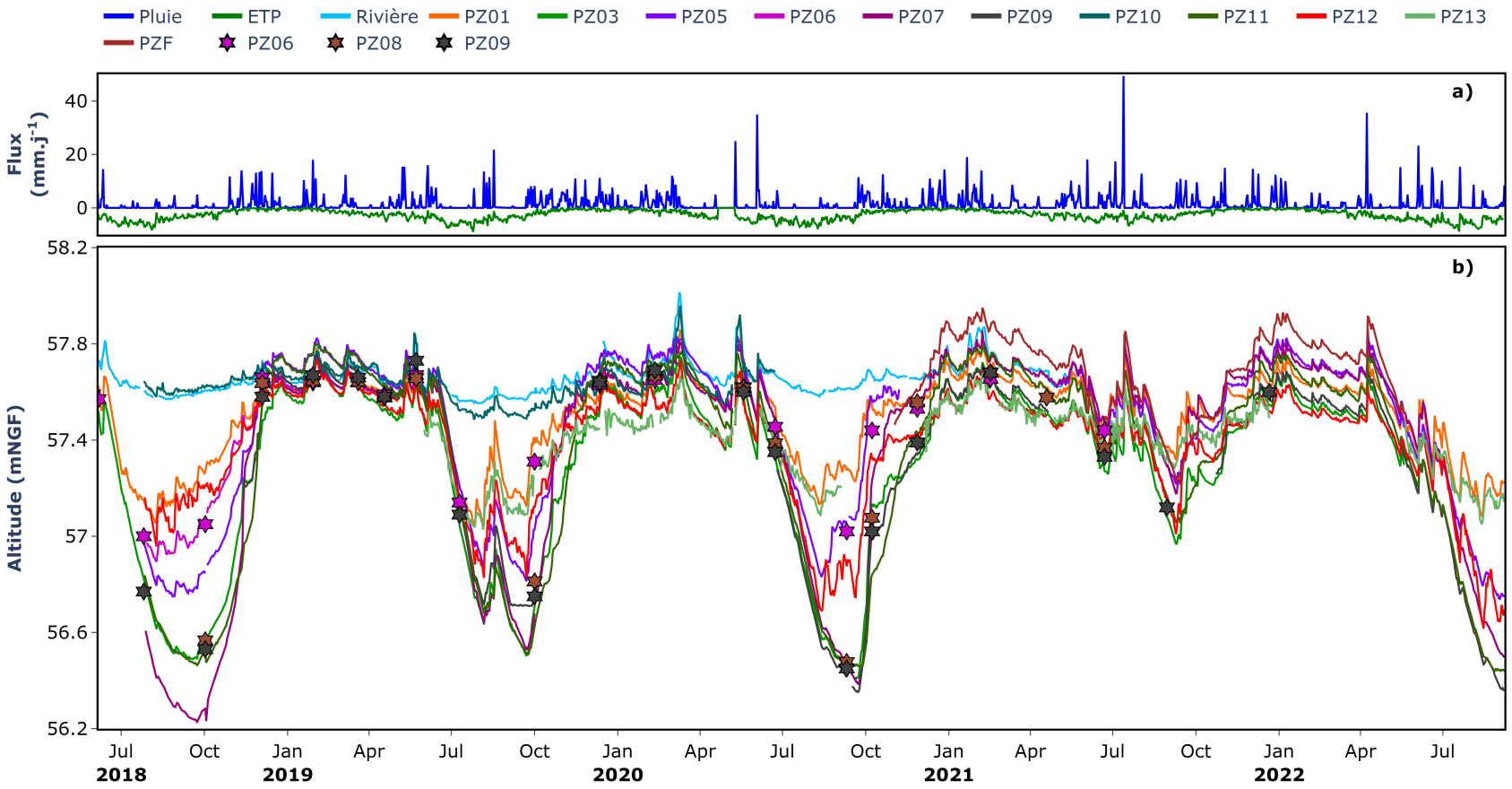


Figure 3.4 – Chroniques des niveaux piézométriques sur l'ensemble des ouvrages de suivi ainsi que des niveaux de rivière depuis juin 2018 (b) et flux atmosphériques (pluie et ETP) associés (a). Les étoiles correspondent aux niveaux d'eau dans les piézomètres non équipés de sonde (ou défaillante).

dynamique de la végétation, notamment son éveil, est illustrée par la Figure 3.6 qui présente plusieurs prises de vue réalisées par drône entre mars et juin 2022 (Léger, 2022). En mars, l'intégralité de la végétation est encore à l'arrêt, les roseaux des années précédentes sont encore visibles et couvrent la surface du marais. En avril, les arbustes présents sur le site verdissent suivis en mai par les nouvelles pousses de roseaux qui commencent à sortir. Il faut toutefois attendre juin pour que l'ensemble du site verdisse et que les roseaux se développent pleinement.

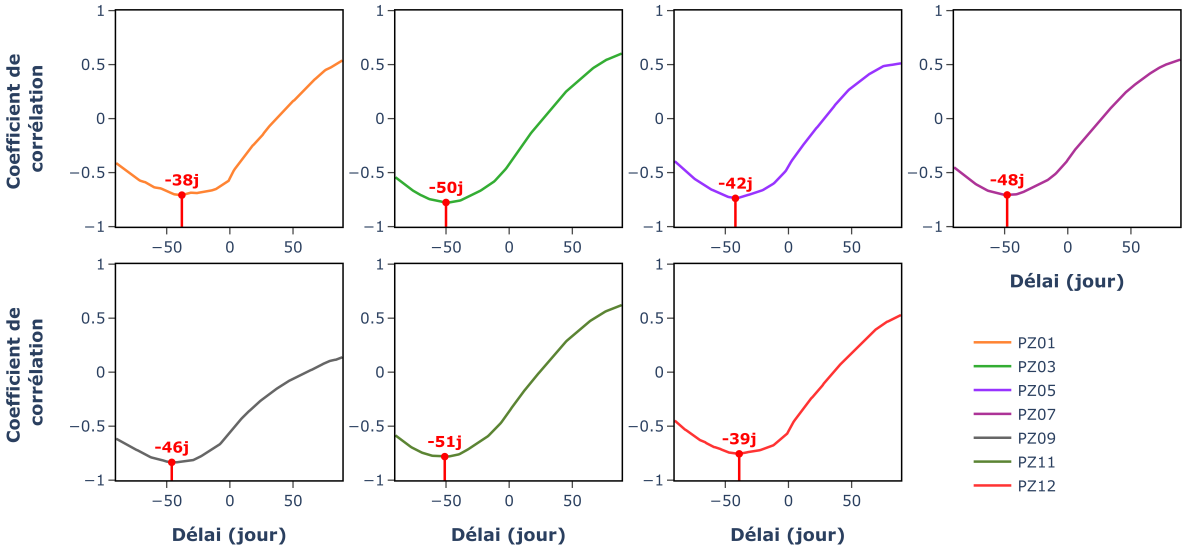


Figure 3.5 – Corrélation croisée entre ETP et profondeur de nappe sur la période de juillet 2018 à novembre 2021. Un délai négatif correspond à un retard des variations des niveaux de nappe par rapport aux variations d'ETP.

En considérant uniquement les amplitudes des creusements piézométriques estivaux (cf. Figure 3.4), trois groupes se dessinent : le premier correspond à PZ01, dont les rabattements sont les plus faibles, le second comprend PZ05, PZ06 et PZ12, avec des rabattements intermédiaires, et le dernier regroupe PZ03, PZ07, PZ08 et PZ11 avec les rabattements les plus importants. PZ13, PZ10 et PZF n'ont pas été inclus à ce regroupement car chacun d'eux correspond à un système hydrologique particulier : le premier correspond à la base des tourbes, le second au signal de la rivière, et le dernier à la nappe alluviale dans la forêt en limite est du site.

La distance à la rivière n'est pas le critère déterminant pour ces regroupements. Par exemple, PZ12, qui est très proche de l'Essonne (à seulement 9 m), voit ses niveaux d'eau s'abaisser autant qu'en PZ06 qui est pourtant 4 fois plus éloigné de la rivière. De la même façon, PZ03, PZ09, PZ07, PZ08 et PZ11 ont des niveaux d'eau comparables alors qu'ils sont éloignés respectivement de 45, 70, 80, et 110 m de l'Essonne. En revanche, hormis PZ11 qui est localisé sur la frontière est du marais près de la forêt, ce groupe de piézomètres se situe plutôt dans la partie centrale du marais, dessinant en été un cône de rabattement, avec la végétation, si elle en est le principal moteur comme supposé précédemment, jouant le rôle de puits de pompage tan-

dis que la rivière impose sa charge à l'ouest et au sud-ouest du marais. Ce schéma est très bien visible sur les cartes piézométriques présentées sur la Figure 3.10. La baisse des niveaux d'eau suit la même dynamique au début de l'été, entre juin et juillet, avec des vitesses de rabattement similaires pour presque tous les piézomètres (cf. Figure 3.4), de l'ordre de 0,02 m.jour^{-1} en 2019, 0,015 en 2020, 0,025 en 2021 et 0,01 en 2022, ces vitesses étant constantes pendant toute la période de baisse du niveau d'eau.

La remontée de la nappe est bien plus hétérogène, avec des vitesses très variables, et des comportements différents au sein même des groupes de piézomètres, notamment entre PZ03, PZ07 et PZ11 (PZ08 et PZ09 étant difficilement comparables du fait du manque de données). Si les signaux de ces trois piézomètres se confondent de juin à octobre, chacun suit ensuite sa propre dynamique quand les niveaux d'eau remontent. Le début de la remontée n'est pas forcément lié à des évènements pluvieux (quasiment aucune pluie en octobre 2018 par exemple), ce qui indique l'existence d'une autre source d'alimentation en eau du marais, soit latéralement par la rivière ou la nappe alluviale, soit verticalement par la nappe du Brie sous-jacente, sans toutefois permettre de l'identifier. L'importance des apports autres que pluviométriques est particulièrement flagrante au droit de PZ11 en novembre 2020, où la dynamique de remontée du niveau d'eau dans le piézomètre est complètement décorrélée des précipitations. Ce comportement souligne le fait que la remontée de la nappe est la conséquence directe de la sénescence de la végétation à cette période (octobre principalement), avec des apports de nappe et/ou rivière non négligeables. Chaque évènement pluvieux pendant cette période peut toutefois s'accompagner d'une remontée très rapide des niveaux d'eau. PZ07 est le piézomètre où la nappe remonte le plus rapidement, avec des vitesses pouvant atteindre jusqu'à 0,18 m.jour^{-1} (cf. par exemple les périodes du 10-15/11/18 et du 02-07/10/2020 avec 25 mm et 24 mm de cumuls de précipitations). Sur les mêmes périodes, les niveaux d'eau dans PZ03 et dans PZ11 sont remontés à des vitesses plus faibles, de respectivement 0,11 m.jour^{-1} et 0,05 m.jour^{-1} environ.

La végétation est ainsi le moteur principal de la dynamique de nappe dans le marais, mais baisse et remontée de nappe ne sont pas des processus symétriques. En effet, si la baisse est très homogène d'un piézomètre à l'autre, avec des niveaux d'eau qui suivent exactement la même dynamique (sauf en PZ01), la remontée est spatialement très hétérogène.

3.1.3 Dynamique micro-événementielle

Si les variations saisonnières sont principalement le fait de la végétation, le système n'en reste pas moins très sensible aux évènements ponctuels, en premier lieu les pluies. Chaque impulsion pluviométrique entraîne une remontée des niveaux d'eau, autant pendant l'été quand la végétation est active que pendant l'hiver. Si les niveaux semblent plafonner en hiver, ne dépassant pas les 57,8 mNGF, les amplitudes peuvent-être très importantes en été, comme c'est le cas en août 2019 où 4 évènements pluvieux intenses (les 6, 9, 12 et 17/08 avec respectivement 14, 9, 12 et 22 mm de pluie) font remonter le niveau de la nappe de 0,2 à 0,3 m dans les piézomètres où il était le plus bas (PZ03, PZ07 et PZ11) et jusqu'à 0,4 m au droit de PZ01. Des

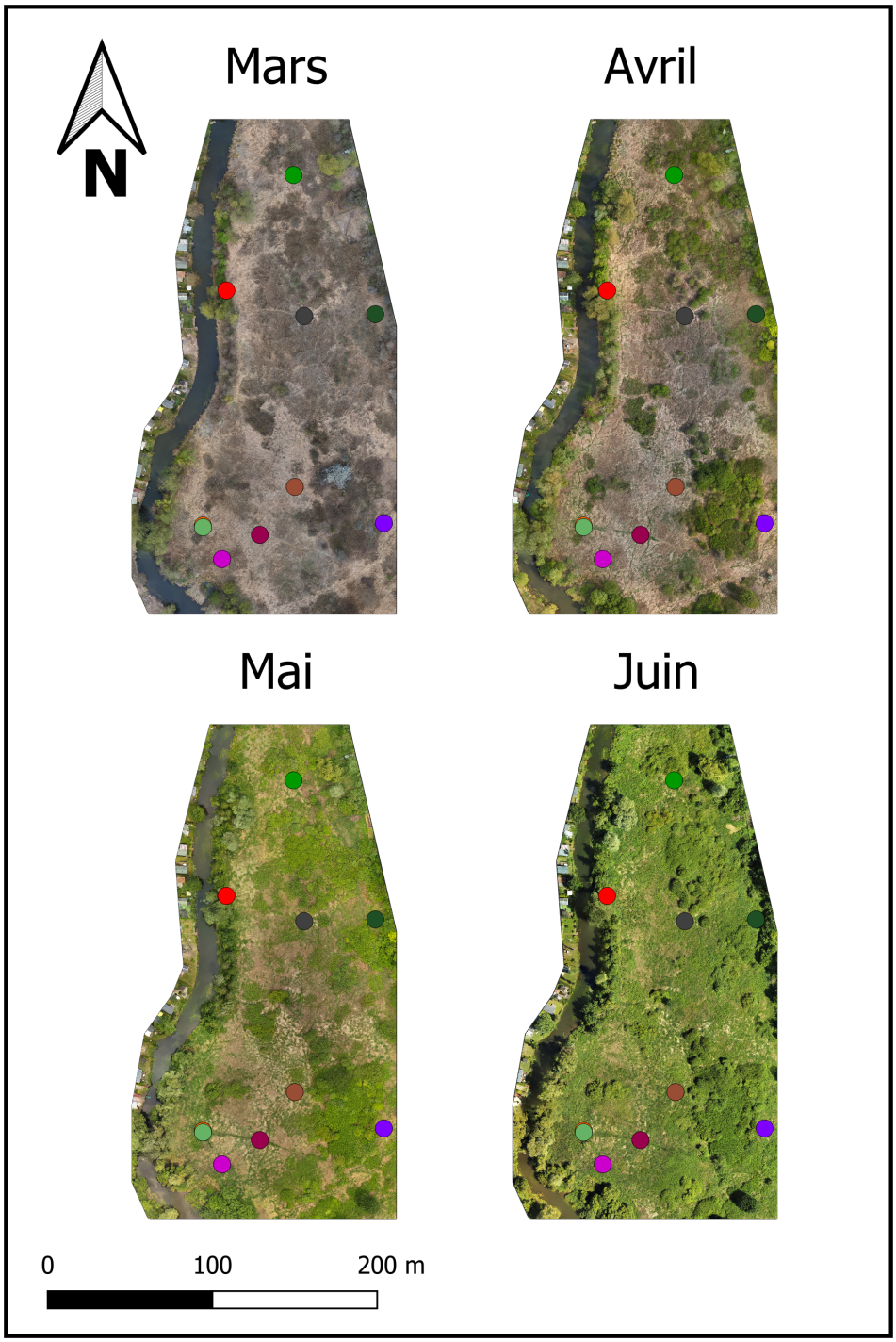


Figure 3.6 – Évolution de la végétation du marais entre mars et juin 2022. Orthomosaïques produites à partir de photographies aériennes acquises par drône (Léger, 2022).

pluies moins importantes (< à 5 mm) ont aussi un effet sur les niveaux d'eau en été, comme c'est le cas par exemple en août 2018 et août 2020. L'effet est atténué à mesure que la nappe s'enfonce en profondeur, mais est cependant toujours visible, même quand elle atteint plus d'1 m de rabattement. Ces remontées sont rapides et interviennent dès l'évènement pluvieux. Ceci peut être dû soit à une perméabilité verticale très grande du sol, permettant aux eaux de pluie de traverser rapidement la zone non saturée et de recharger directement la nappe, soit à une réalimentation du marais par un autre apport, comme cela a été suggéré précédemment au vu des dynamiques de nappe décorrélées des pluies décrites au §3.1.2. L'hypothèse est que si la végétation entraîne la diminution du niveau de nappe par reprise transpiratoire, lors d'un évènement pluvieux, et pendant la période d'activité de la végétation, les précipitations vont d'abord s'infiltrer dans la zone non saturée où elles seront plus facilement disponibles pour les plantes. Celles-ci vont donc consommer ce stock d'eau sans piocher dans le réservoir saturé (Pirastru and Niedda, 2013). Ainsi, le niveau de la nappe devrait naturellement remonter, comme cela est observé, celle-ci n'étant plus sollicitée par la végétation.

Cette réalimentation autre que par les pluies s'observe aussi à une échelle de temps beaucoup plus courte : celle de la journée. En effet, comme le montre la Figure 3.7, les signaux piézométriques présentent une composante journalière, plus au moins marquée selon les saisons, qui se caractérise par une diminution des niveaux de nappe entre 7h et 17h environ et une remontée le reste du temps. En hiver (Figure 3.7a), ces fluctuations journalières sont très peu visibles et surtout inférieures à la précision de la sonde (< 0.005 m). En revanche, à partir du printemps (Figure 3.7c), cette dynamique se met en place, avec des amplitudes entre niveaux bas et niveaux hauts comprises entre 0,01 et 0,03 m selon le point d'observation, PZ12 étant le piézomètre présentant les plus fortes variations. Enfin, c'est en été que les variations sont les plus importantes (Figure 3.7b) mais aussi les plus hétérogènes, avec un peu plus de

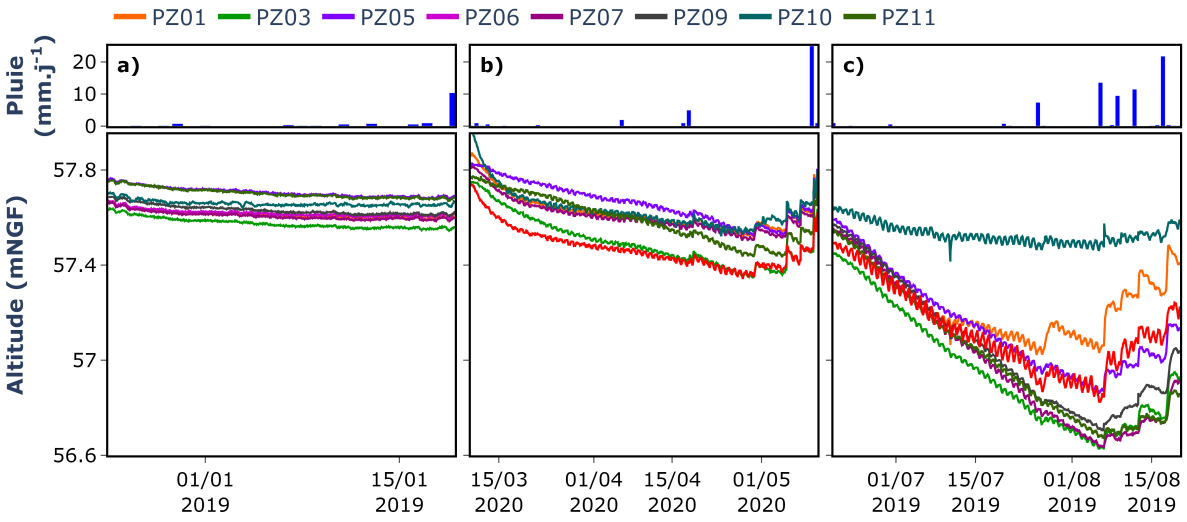


Figure 3.7 – Signaux piézométriques à l'échelle de temps journalière à différentes saisons : hiver (a), printemps (b) et été (c).

0,01 m d'amplitude diurne/nocturne en PZ03 et PZ09 et jusqu'à 0,05 m en PZ12. Ce type de fluctuations a déjà été observé par plusieurs auteurs (Lautz, 2008; Bourgault et al., 2017; Menberu et al., 2016; Ahmad et al., 2021; Saghravani, 2014), et s'explique comme étant la combinaison de la réponse de la nappe aux variations journalières d'ET et à l'arrêt de la photosynthèse par manque de soleil. De récentes études ont toutefois montré que la transpiration pouvait se poursuivre la nuit (Groh et al., 2019), et avoir un effet sur les niveaux d'eau (Fricke, 2019; Di et al., 2019), même si ces flux semblent dépendre du type de végétation (Dayer et al., 2021). En l'absence d'apport d'eau par la pluie, l'amplitude de la variation dépend à la fois des apports latéraux et des paramètres physiques du sol, notamment la porosité de drainage. Les différences d'amplitudes observées entre piézomètres peuvent donc témoigner d'une hétérogénéité de propriétés physiques du sol ou de conditions de recharge différentes.

Les niveaux d'eau dans le marais réagissent aussi rapidement aux variations de niveaux d'eau en rivière. S'il est difficile de décorréler effet de la pluie et augmentation des niveaux de rivière, les deux étant liés, un évènement particulier a permis de lever cette ambiguïté. Entre les 20 et 25 mai 2019, les clapets du barrage situé en aval du marais ont été relevés, ce qui a entraîné une augmentation du niveau de rivière. Ils ont ensuite été maintenus en position haute pendant 3 jours avant d'être à nouveau abaissés, d'où un signal en rivière en forme de "créneau" (cf. Figure 3.8) : le niveau de rivière a augmenté de 57,63 à 57,93 mNGF, soit une hausse de 0,3 m en 1h20, puis est resté quasiment constant durant trois jours, avant de décroître de nouveau de 57,8 à 57,63 mNGF, soit une baisse de 0,17 m en un peu plus de 5h. La réponse à ce signal en forme de "créneau" a été différente selon le point d'observation dans le marais. En PZ10, le signal piézométrique est similaire à celui de la rivière, autant en amplitude que sur la dynamique, ce qui n'est pas vraiment surprenant, ce piézomètre étant situé sur la berge de la rivière, à moins d'un mètre de son lit. Les effets du signal en rivière sont aussi visibles en PZ12, avec une réponse très rapide, que ce soit à la montée comme à la baisse du niveau de

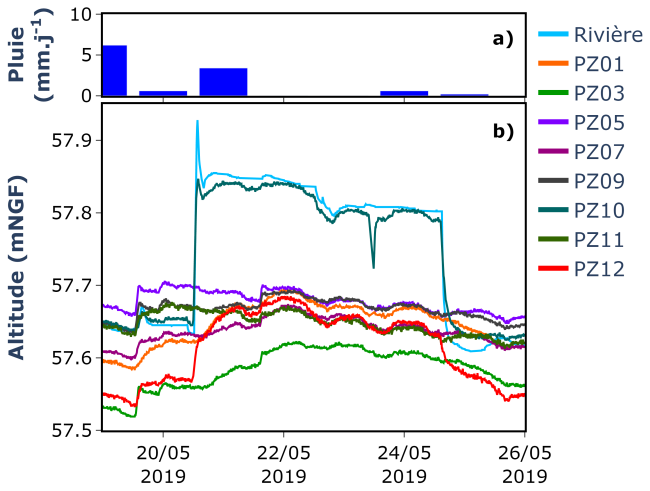


Figure 3.8 – Réponse des niveaux d'eau dans le marais à une variation du niveau d'eau dans la rivière induite par la fermeture puis la ré-ouverture des clapets du barrage.

rivière, mais avec des amplitudes toutefois plus faibles à la baisse (respectivement +0,05 m et -0,04 m). Les effets sont en revanche moins évidents en PZ01, PZ03, PZ07 et PZ09 du fait de l'absence d'augmentation/diminution franche des niveaux de nappe en début et fin d'expérience. De plus, s'ils présentent bien une augmentation des niveaux d'eau sur la période, il est difficile d'en imputer l'effet à la rivière sachant qu'il est tombé 3,4 mm de pluie le premier jour de l'expérience.
Toutefois, l'analyse des signaux au droit de PZ05 et PZ11, qui ne font que diminuer pendant la durée de l'expérience, permettent à la fois de montrer leur indépendance vis-à-vis de la rivière, au moins à ces dates ou du fait de la durée limitée de la manipulation, mais surtout l'absence d'effet de l'évènement pluvieux du 20/05 sur les niveaux d'eau. Ainsi, l'augmentation même ténue des niveaux de nappe en PZ01, PZ03, PZ07 et PZ09, peut être considérée comme uniquement liée à l'augmentation des niveaux de rivière.

Cette expérience permet ainsi de montrer la relation entre niveaux de rivière et niveaux piézométriques dans le marais, avec des dynamiques qui peuvent être assez rapides (de l'ordre du jour, voire moins) et dépendantes de la distance à la rivière.

3.1.4 Cas particulier du piézomètre PZ13

Le piézomètre PZ13 a été implanté jusqu'à la base de la tourbe et crépiné uniquement sur son dernier mètre. Ainsi, le niveau d'eau mesuré par la sonde correspond à la charge hydraulique à la base de la tourbe.

Le niveau d'eau en PZ13 suit la même dynamique saisonnière que les autres piézomètres (cf. Figure 3.4), avec un rabattement en été compris entre 0,6 m (été 2021) et 0,9 m (été 2019 et été 2022). En revanche, les niveaux d'eau en PZ13 sont toujours inférieurs à ceux mesurés en PZ01, alors que ces deux ouvrages sont seulement distants d'un mètre, avec une différence de charge qui n'est pas constante toute l'année : elle est maximale en hiver (entre 0,12 et 0,25 m au maximum) et proche de 0 en été (cf. Figure 3.9).

Cela signifie qu'en hiver il existe un gradient hydraulique vertical descendant, au moins au

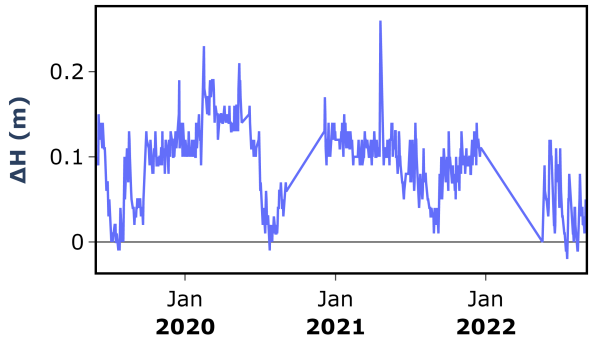


Figure 3.9 – Evolution de la différence de charge hydraulique entre PZ01 et PZ13.

droit de PZ01, qui disparaît en été, sans toutefois s'inverser, ce qui traduit l'absence d'apport d'eau au marais par l'aquifère du Brie sous-jacent. Ainsi, si l'hypothèse d'un apport autre que la pluie a été mise en avant à plusieurs reprises dans cette partie, celui-ci ne peut pas être lié à une drainance verticale dans le sens du Brie vers le marais, et donc plutôt à un apport latéral par la rivière ou par la nappe alluviale en limite est du marais (cf. Figure 1.1).

3.1.5 Calculs de bilan d'eau

A partir des données piézométriques, il est possible de calculer de façon approximative les volumes sortant du système chaque été et de les comparer aux données météorologiques afin d'établir un bilan d'eau simplifié du système. Les résultats sont présentés dans la Tableau 3.1. La méthodologie de calcul est présentée en Annexe IV. Le but est de comparer le volume de la zone de battement de nappe avec les volumes de pluie et d'évapotranspiration potentielle. Le bilan hydrique climatique ($P - ETP$) a été réalisé sur la période de baisse des niveaux d'eau

Table 3.1 – Résultats des calculs de bilans hydriques sur les périodes de baisses et de remontées des niveaux d'eau pour les trois années 2018, 2019, 2020.

		2018	2019	2020
Début de la baisse		12/06/2018	17/06/2019	05/06/2020
Maximum de rabattement		02/10/2018	01/10/2019	09/10/2020
Fin de remontée		04/12/2018	12/12/2019	26/12/2020
	V_{ZBN} [a]	29 000	24 000	32 000
S_r	(Φ_t = 0,6)[b]			
0,7	ΔS[c]	5 220	4 320	5 760
0,5	ΔS[c]	8 700	7 200	9 600
0,3	ΔS[c]	11 600	9 600	12 800
0,2	ΔS[c]	14 500	12 000	16 000
0	ΔS[c]	17 400	14 400	19 200
Δ_{atm} [d]	Baisse	-18 000	-14 000	-16 000
	Remontée	1 700	4 300	1 700

[a] Volume de la Zone de Battement de Nappe (m^3).
[b] Porosité totale (valeur de l'horizon minéral calculée au §2.3.2).
[c] Variation de stock (m^3).
[d] Bilan hydrique climatique $P - ETP$ (m^3).

et sur la période de remontée à partir des données journalières. Une hypothèse de travail consiste à considérer l'évapotranspiration réelle égale à l'ETP, ce qui dans un contexte de zone humide peut être vrai particulièrement pendant la période de croissance végétale (Wu et al., 2010).

Dans le cas où le système serait isolé de toute source d'alimentation autre que les pluies (absence d'apports de nappe ou de rivière), la variation de stock ΔS devrait être égale au bilan hydrique climatique. Or, les résultats montrent que, hormis dans le cas le plus conservateur (la saturation résiduelle $S_r = 0$ pour tout le volume de la zone de battement de nappe, ce qui signifie que la ZNS est complètement désaturée), le déficit hydrique en été est toujours plus important que la variation de stock, et l'apport d'eau par les pluies sur la période de remontée est toujours insuffisant pour ré-alimenter à lui-seul le marais.

Cette méthode permet donc de confirmer les deux hypothèses suivantes : l'existence d'un apport d'eau en été pour compenser la perte évapotranspiratoire, et l'existence d'un apport autre que la pluie lors de la remontée de nappe en octobre.

3.1.6 Conclusion

Les niveaux d'eau dans le marais son très hétérogènes spatialement et temporellement, avec une saisonnalité marquée entre niveaux d'eau hauts l'hiver, à l'équilibre avec la rivière, et un rabattement important en été lié à l'activité de la végétation avec une reprise transpiratoire intense. La rivière joue un rôle important sur les niveaux de nappe, ce qui est surtout visible en hiver depuis que son niveau n'est plus régulé : la baisse de 0,15 m observée dans l'Essonne depuis l'abaissement des clapets du barrage de Belesbat a entraîné une baisse de respectivement 0,20 à 0,30 m des niveaux hauts en PZ01 et PZ03. En revanche il n'est pas possible d'estimer l'effet sur les rabattements maximums en été car ces derniers sont surtout dépendants des forçages météoriques.
Les dynamiques intra-marais sont relativement homogènes pendant la diminution des niveaux piézométriques en juin-juillet mais en revanche très hétérogènes lors de leur remontée. Cette dernière débute dès que la végétation se met à l'arrêt, vers octobre, et ne dépend pas uniquement des pluies : même sans précipitations, les niveaux d'eau continuent de remonter, du fait d'un apport d'eau exclusivement latéral (rivière à l'ouest, nappe alluviale à l'est). L'aquifère sous-jacent du Brie ne peut pas participer à cette réalimentation car les gradients hydrauliques entre le toit (haut) et le mur (base) des tourbes ne le permet pas. Ce besoin d'un apport autre que les pluies a de plus été démontré par un calcul de bilan hydrique.

Ce modèle de fonctionnement établi à partir des chroniques piézométriques va maintenant être confronté aux résultats d'analyses des isotopes stables de la molécule d'eau, marqueurs des différentes masses d'eau.

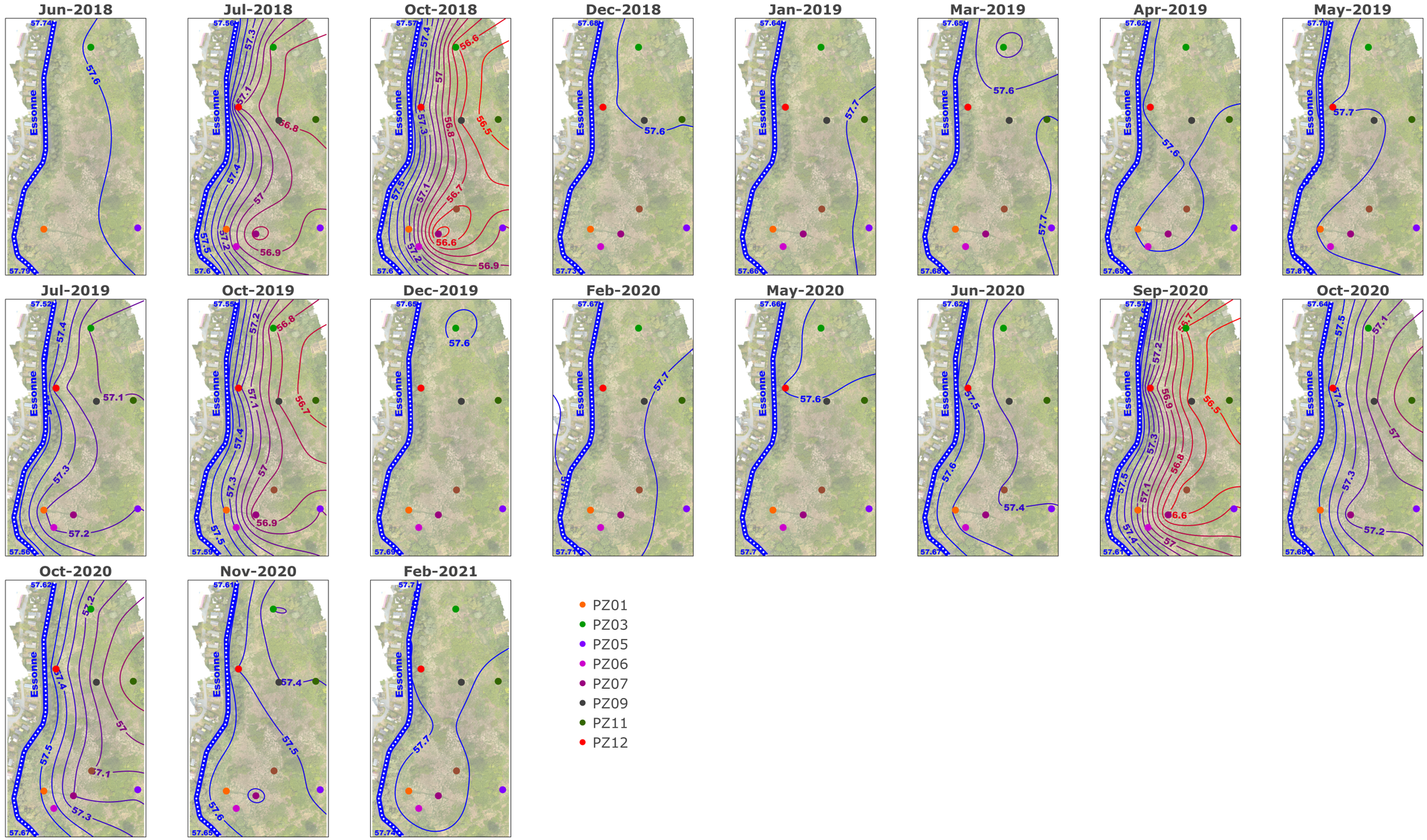


Figure 3.10 – Cartes piézométriques de la nappe alluviale au niveau du marais à chaque campagne de prélèvements et réalisées à partir des mesures manuelles de charge hydraulique.

3.2 Traçage par les isotopes stables de la molécule d'eau

3.2.1 Généralités

Le traçage en hydrogéologie participe toujours à la compréhension d'un système mais pour des problématiques diverses : la cartographie des sens et directions d'écoulement, l'origine de l'eau et la quantification des mélanges des différents réservoirs dont elle est issue, la détermination de temps de transfert et d'âge de l'eau. Les méthodes de traçage se basent sur des éléments chimiques solubles, appelés traceurs, qui doivent pouvoir être quantifiés, et dont les propriétés spécifiques permettent de répondre à un ou plusieurs de ces objectifs. Il existe deux grandes familles de traceurs : les traceurs naturels (ou environnementaux) et les traceurs artificiels (ou anthropiques). Les premiers, comme leur nom l'indique, se trouvent naturellement dans les différents réservoirs du cycle de l'eau (pluie, eaux de surface, eaux souterraines), à des concentrations pouvant varier d'un réservoir à l'autre, et aussi géographiquement. Les traceurs artificiels ont, par contre, été amenés ou ajoutés de façon significative dans les milieux par l'homme, que ce soit intentionnellement pour des expériences de traçage, ou en conséquence de l'activité humaine, qu'elle soit industrielle, domestique, agricole ou nucléaire. Ainsi un très large éventail de traceurs existe, trop exhaustif pour être cité ici, et le choix du traceur va donc dépendre du problème posé mais aussi du contexte de l'étude.

Dans ce travail, l'objectif est de comprendre le fonctionnement hydrologique du marais, avec comme une des questions principales l'origine de sa recharge en traçant si possible les masses d'eau l'alimentant. La dynamique du système étant assez hétérogène dans le temps et dans l'espace, et le milieu étant chimiquement très réactif (cf. §4.2), le choix pour ce traçage s'est porté sur les isotopes stables de la molécule d'eau.

Isotopie de la molécule d'eau

Un élément est caractérisé par sa composition atomique : nombre de protons (numéro atomique Z), nombre de neutrons (N) et son nombre de masses ($A = Z + N$). Si le nombre de protons reste le même pour un élément, en revanche, son nombre de neutrons peut varier, correspondant à des isotopes différents. Ceux-ci peuvent être radioactifs, c'est-à-dire suivre une chaîne de décroissance radioactive avec le temps ou, à l'inverse, être stables et donc persister dans l'environnement. Les deux principales différences entres les isotopes d'un même élément sont leur masse (plus lourde avec l'augmentation du nombre de neutrons) et leur abondance.

L'atome d'oxygène ($Z = 8$) a trois isotopes stables (Clark and Fritz, 1998) :

- ^{16}O ($A = 16$, $N = 8$) : abondance relative de 99,76% ;
- ^{17}O ($A = 17$, $N = 9$) : abondance relative de 0,04% ;
- ^{18}O ($A = 18$, $N = 10$) : abondance relative de 0,20%.

L'atome d'hydrogène (Z=1) a deux isotopes stables (Clark and Fritz, 1998) :

- ^{1}H ($A = 1$, $N = 0$) : abondance relative de 99,985% ;
- ^{2}H (deuterium, $A = 2$, $N = 1$) : abondance relative de 0,015%.

Ainsi, la molécule d'eau (H_2O) peut exister sous 9 combinaisons différentes d'isotopes stables.

Fractionnement isotopique et cycle de l'eau

Lors d'un changement de phase (liquide ↔ solide, liquide ↔ vapeur, solide ↔ vapeur), la composition isotopique de l'eau est modifiée en fonction de la masse de la molécule d'eau (et donc de sa composition isotopique) et de la température de réaction : c'est le fractionnement isotopique. Ces processus interviennent donc à différentes étapes du cycle de l'eau, lors de l'évaporation, la condensation ou la solidification, imprimant une signature isotopique distincte à chacun des réservoirs considérés. Cette signature isotopique est exprimée en notation δ, qui correspond à une différence de rapports d'abondance entre l'échantillon et un standard, ce qui donne pour le ^{18}O par exemple :

$$\delta^{18}O = \left(\frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{ech}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_{standard}} - 1 \right) \times 1000$$

Pour les isotopes de la molécule d'eau, le standard est le *Vienna Standard Mean Ocean Water* (VSMOW), qui correspond à la composition moyenne des océans issue de Craig (1961), le δ est alors exprimé en ‰VSMOW. Une valeur nulle correspond à la signature isotopique du standard, une valeur positive correspond à une eau enrichie en isotopes lourds par rapport au standard et une valeur négative à une eau appauvrie en isotopes lourds par rapport à ce même standard.

La Figure 3.11 présente un schéma simplifié du cycle de l'eau et des conséquences des différents changements de phases sur la signature isotopique de l'eau.

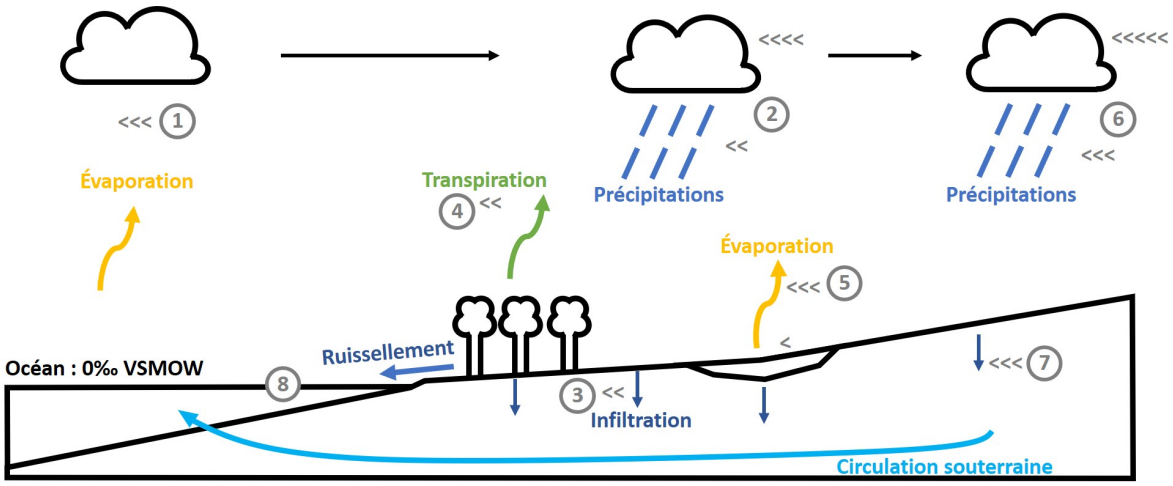


Figure 3.11 – Schéma simplifié du cycle de l'eau et de l'évolution isotopique de l'eau due aux différents processus de changements de phases (à partir de http ://cerena.ist.utl.pt/ ?p=9914). Les figurés < doivent être lus comme des indicateurs de l'évolution de la signature isotopique à chaque changement de compartiment du cycle de l'eau.

(1) évaporation au niveau des océans. L'eau évaporée a un signal appauvri en isotopes lourds (<<< 0 ‰VSMOW) ;

(2) une partie de la vapeur d'eau se condense et tombe sur les surfaces continentales sous forme de précipitations. La signature isotopique des précipitations est enrichie en isotopes lourds (<<), la vapeur d'eau résiduelle appauvrie (<<<<) ;

(3) une partie des précipitations s'infiltre : absence de fractionnement isotopique ;

(4) une partie de l'eau infiltrée est transpirée par les plantes : absence de fractionnement isotopique (Zimmermann et al., 1968; Liebhard et al., 2022) ;

(5) une partie des eaux de surface (et des eaux souterraines) est évaporée : la vapeur d'eau est appauvrie en isotopes lourds (<<<), l'eau résiduelle s'enrichit (<) ;

(6) la vapeur d'eau résiduelle au (2) est transportée plus loin sur le continent. Une partie se condense et tombe sous forme de précipitations avec une signature enrichie (<<<), une autre partie reste sous forme de vapeur d'eau et s'appauvrit (<<<<<) ;

(7) les précipitations formées en (6) s'infiltrent : absence de fractionnement ;

(8) les eaux souterraines et de surface retournent à l'océan : sa signature isotopique moyenne reste constante (0‰VSMOW).

L'appauvrissement en isotopes lourds des précipitations avec la distance à l'océan correspond au *"continental effect"* (Dansgaard, 1964), et est dû à la combinaison de différents processus (Winnick et al., 2014). Tout d'abord, à mesure que la vapeur d'eau se condense lors de son transport sur les continents, elle s'appauvrit de plus en plus en isotopes lourds, et les précipitations qui en sont issues aussi (6). Ensuite, cette vapeur d'eau est aussi réalimentée par les eaux appauvries issues de l'évaporation des eaux continentales (5). Enfin, l'effet du climat et des températures de condensation de la vapeur d'eau, qui évoluent avec la distance à l'océan,

peut aussi impacter la signature isotopique des pluies (Sodemann, 2006), ainsi que le volume de pluie lors de l'évènement pluvieux (effet de masse ou *rainout effect*, IAEA (2008)), le signal étant d'autant plus appauvri que le volume de pluie est grand.

Si cette signature isotopique évolue dans l'espace, il existe néanmoins une relation entre le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{2}H$ des eaux météoriques, connue sous le nom de *Global Meteoric Water Line* (GMWL), et découverte dans ses travaux par Craig (1961) :

$$\delta^2 H = 8 \times \delta^{18} O + 10 \quad ‰\text{SMOW} \tag{3.1}$$

La pente correspond approximativement au rapport des facteurs de fractionnement à l'équilibre du $\delta^{18}O$ et du $\delta^{2}H$, tandis que l'ordonnée à l'origine correspond à l'excès en deuterium qui dépend de l'humidité relative lors de l'évaporation (Clark and Fritz, 1998).
La position d'une eau sur cette droite indique son origine météorique, mais donne aussi une indication sur sa température de condensation : les pluies des régions froides ont une signature isotopique plus appauvrie que les pluies des régions chaudes (Clark and Fritz (1998) citant Rozanski et al. (1992)). Cette caractéristique est aussi utilisée dans les réservoirs plus profonds pour différencier des périodes de recharge plus froides (Geldern et al., 2014), ou pour les paléoclimatologues dans la reconstruction des climats passés à partir des analyses de carottes de glace (Werner et al., 2018).

La relation présentée dans l'Éq.3.1 est une moyenne à l'échelle du globe, mais une relation peut être trouvée plus localement, à l'échelle du bassin versant. Elle est appelée généralement *Local Meteoric Water Line* (LMWL). Une différence de pente (< 8) traduit des processus d'évaporation secondaire et des effets de saisonnalité des précipitations, liés aux températures de condensation, tandis qu'une différence d'ordonnées à l'origine indique des conditions d'évaporation différentes (notamment d'humidité relative). Ces relations sont importantes dans la compréhension des systèmes hydrologiques car elles permettent de comparer les différentes signatures isotopiques des réservoirs étudiés sur un graphique $\delta^{18}O$ / $\delta^{2}H$ vis-à-vis des précipitations locales (LMWL) et globales (GMWL). En effet, les eaux subissant des processus évaporatoires se retrouvent sur une droite dite d'évaporation dont la pente est inférieure à 8, et dont l'intersection avec la LMWL (ou la GMWL) correspond à la signature isotopique initiale de la masse d'eau (avant évaporation). En revanche, les processus uniquement transpiratoires n'impliquent pas de fractionnement isotopique (Zimmermann et al., 1968; Liebhard et al., 2022).

Enfin, lors du mélange de différentes masses d'eau (pôles de mélange), la signature isotopique de la masse d'eau résultante est égale à la moyenne des signatures des différents pôles pondérée par leur contribution relative (Kendall and McDonnell, 1998). Sur un graphique $\delta^{18}O$ / $\delta^{2}H$, cela correspond au barycentre du système défini par les différents pôles de mélange.

L'utilisation des isotopes stables de la molécule d'eau est largement répandue dans les problématiques de traçage hydrologique (Vreča and Kern, 2020), notamment pour comprendre

le fonctionnement des zones humides. Toutes les études réalisées montrent l'importance des différents réservoirs du cycle de l'eau (eaux de surface, eaux souterraines, pluies), avec des différences toutefois notables selon la localisation de la zone humide : en environnement côtier (Currell et al., 2014), de montagne (Hathaway et al., 2022; Brenot et al., 2014), ou de fond de vallée en zone riparienne (Clay et al., 2004; Quenet et al., 2019; Gourcy and Brenot, 2011). Ces processus peuvent aussi être très hétérogènes à l'échelle même du site (Clay et al., 2004). C'est dans cette continuité que s'inscrit ce travail de thèse, avec un suivi temporel permettant l'observation d'effets saisonniers, à l'échelle du site pour caractériser les hétérogénéités spatiales, mais aussi dans les différentes masses d'eau susceptibles de participer à l'alimentation du marais.

3.2.2 Résultats du suivi isotopique

Les pôles de mélange pouvant alimenter le marais sont la rivière Essonne, sur ses frontières ouest-sud-ouest, l'aquifère alluvial, sur sa partie est, l'aquifère du Brie sous-jacent et les eaux météoriques.

Eaux météoriques

Les données sur les eaux météoriques ont été mesurées à Orsay (Réseau RENOIR [1]) avec un pas d'échantillonnage bimensuel. La Figure 3.12 présente la chronique des moyennes de δ^2H pondérées par les pluies par mois et par année hydrologique de 2015 à 2022. Les données montrent à la fois une variation saisonnière, avec des signatures isotopiques plus appauvries en hiver et enrichies en été, ainsi que des variations interannuelles significatives avec un signal moyen annuel qui est de plus en plus enrichi depuis 2017 (-53 en 2017, puis $-46,5$ en 2020 et $-43,4$ ‰ VSMOW en 2022).

Eaux de surface et souterraines

Les eaux de surface sont représentées par le point de prélèvement en rivière, les eaux de l'aquifère du Brie par le piézomètre NB2 et les eaux de l'aquifère alluvial par le piézomètre PZF, ce dernier étant situé dans la forêt à l'est du marais (cf. Figure 1.9).

La Figure 3.13 présente les moyennes mensuelles interannuelles du δ^2H pour les trois points d'observation cités ci-dessus. Seules les données de rivière sont présentées avec leur maximum/minimum (barres d'erreurs verticales), car pour NB2 et PZF, seule une mesure a été réalisée un même mois pendant les trois ans (2019-2020-2021 pour NB2) et deux ans (2020-2021 pour PZF) de suivis de ces ouvrages. Le δ^2H a été préféré au δ^{18}O pour cette représentation

1. Les données utilisées dans ce travail ont été collectées sur le site d'Orsay qui appartient au Service National d'Observation (SNO) RENOIR (Réseau Français des isotopes dans les précipitations; `https://sno-renoir.osups.universite-paris-saclay.fr`) financé par l'Institut des Sciences de l'Univers du Centre National de la Recherche Scientifique (INSU/CNRS), et qui vise à renforcer le partage des connaissances et à promouvoir la recherche pluridisciplinaire sur la fonction « Entrée » des hydro-éco-cryo-systèmes.

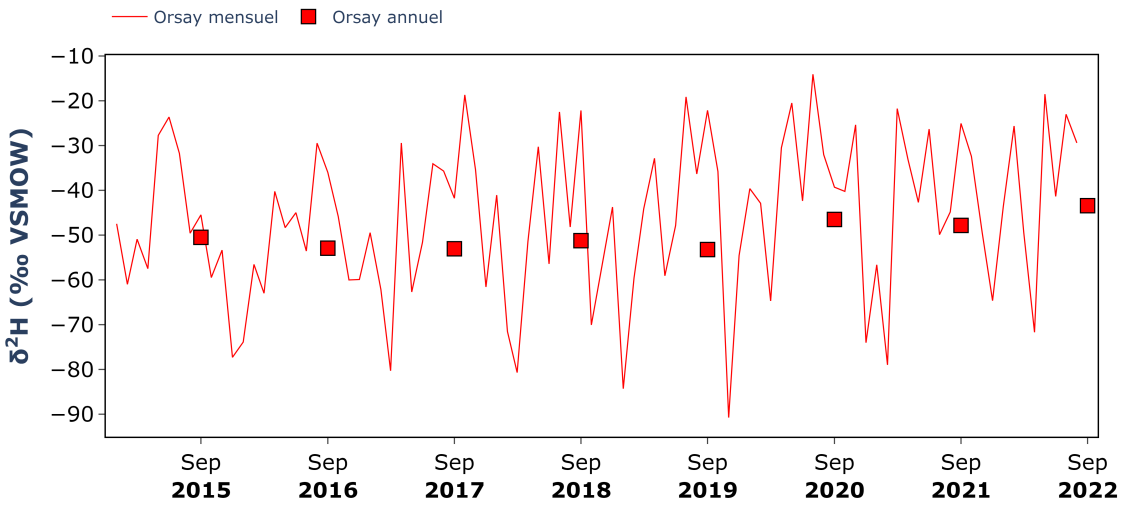


Figure 3.12 – Chronique des moyennes pondérées mensuelles et annuelles (sur l'année hydrologique) des isotopes des pluies à Orsay.

pour différentes raisons. D'une part, ses amplitudes de variations sont plus significatives que celles du $\delta^{18}O$ (si les données suivent la droite de Craig, pour une variation d'une unité de $\delta^{18}O$, le $\delta^{2}H$ varie de 8). D'autre part, l'incertitude relative sur la mesure est plus faible : elle est de 0,2 pour le $\delta^{18}O$ (contre 0,6 pour le $\delta^{2}H$) pour des valeurs variant entre -7 et -6 ‰VSMOW (-48 et -43 pour le $\delta^{2}H$), soit 20% de la variation totale pour le $\delta^{18}O$ (12% pour le $\delta^{2}H$).

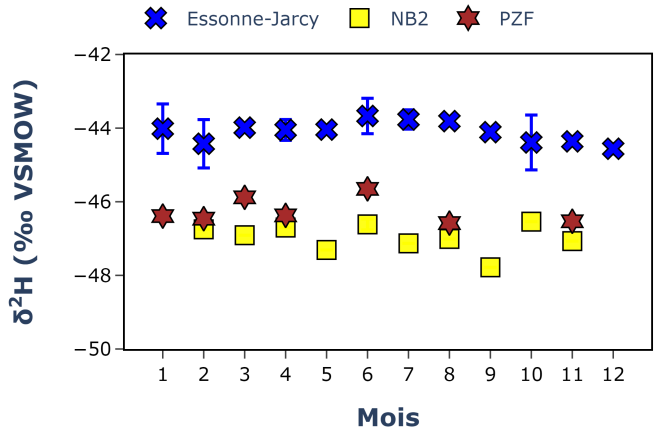


Figure 3.13 – Chroniques des moyennes mensuelles interannuelles du $\delta^{2}H$ de l'Essonne, du Brie (NB2) et de la nappe alluviale (PZF). Le mois n°1 correspond à Janvier.

La signature de l'Essonne varie entre -45 et -43 ‰VSMOW, avec une valeur moyenne de $-44,1$ ‰VSMOW. La chronique présente un léger effet saisonnier entre hiver plus appauvri

et été plus enrichi, même si l'amplitude de la variation (0,8 sur les données moyennées) est proche de l'erreur sur la mesure. Cela peut correspondre à un phénomène d'évaporation en été ou à l'apport d'eaux météoriques plus appauvries/enrichies en hiver/été (Kirchner and Tetzlaff, 2010). L'eau de rivière est la plus enrichie des trois pôles présentés sur la Figure 3.13.

La signature du Brie (mesurée en NB2, Figure 3.13) varie entre -48 et -46 ‰VSMOW, avec une valeur moyenne de -46.9 ‰VSMOW, sans pour autant montrer un quelconque effet saisonnier. En revanche, le signal est significativement plus appauvri que la rivière, définissant deux pôles bien distincts. La signature en PZF est comprise entre $-46,5$ et $-45,6$ ‰VSMOW, avec une valeur moyenne à -46,3 ‰VSMOW. Elle non plus ne présente pas de saisonnalité marquée (tout juste un an de données), même si la valeur la plus enrichie a été mesurée en juin. Les valeurs sont plus proches de la signature du Brie que de celle de la rivière.

Liens entre les pôles de mélange

La Figure 3.14 présente toutes les analyses sur un graphique $\delta^{18}O$ / $\delta^{2}H$. La droite en trait continu correspond à la GMWL, et la droite en pointillés à la LMWL calculée à partir des données d'Orsay. Les carrés rouges pleins représentent les pluies moyennes sur une année hydrologique, ce qui correspond généralement au signal qu'il est possible de retrouver dans les eaux de surface de type rivière sur la même année (Clark and Fritz, 1998). Les carrés rouges transparents correspondent quant à eux à ce que pourrait être le signal de recharge par la pluie d'un réservoir plus tamponné (type eaux souterraines) : ce sont les moyennes interannuelles en prenant en compte entre 2 et jusqu'à 10 années consécutives de données de pluie.

Les eaux des trois pôles (Essonne, Brie et plaine alluviale) dévient peu des droites des eaux météoriques, ce qui traduit des processus d'évaporation assez limités. Concernant les pluies, aucune des signatures calculées ne correspond à un des autres pôles du système. La rivière est toujours plus enrichie que n'importe lequel des points de pluie d'une année hydrologique. C'est particulièrement le cas avant 2020 où le signal de la pluie mesurée à Orsay est beaucoup plus appauvri. De la même façon, le signal du Brie est plus enrichi que le signal pluriannuel des pluies. Cette différence pourrait s'expliquer d'une part par le fait que la mesure du signal de pluie est réalisée à Orsay, située au nord-ouest du marais de Jarcy en dehors du système du Brie. Ce dernier s'étend plutôt au sud et à l'est du site, et les écoulements se faisant vers le nord (Figure 1.5), il est donc influencé par une recharge différente de celle d'Orsay (signal isotopique et quantité de pluie). De plus, Guillon et al. (2017) qui ont travaillé sur l'aquifère du Brie dans le bassin de l'Orgeval (70 km au nord-nord-est du site) en utilisant des mesures isotopiques sur des pluies locales, ont montré que le Brie était légèrement plus enrichi que le signal de pluie. Concernant la rivière, son signal relativement tamponné comparé aux variations que peut présenter le signal de pluie, irait plutôt dans le sens d'une alimentation par la nappe (Houzé et al., 2022). Il pourrait être enrichi par évaporation secondaire, même si ce phénomène semble assez limité ici. Enfin, le signal isotopique de la nappe alluviale est très proche de celui du Brie (cf. Figure 3.13), ce qui pourrait marquer une forte connexion entre ces deux aquifères.

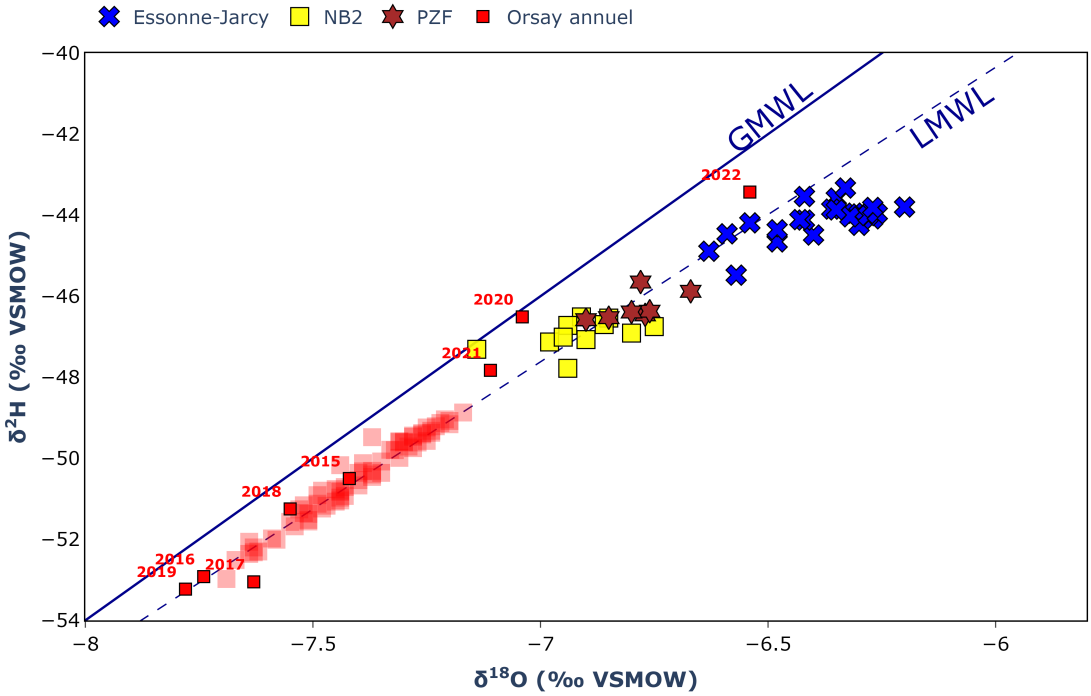


Figure 3.14 – Graphique $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ des quatre pôles de mélange : Pluie, Essonne, Brie et PZF.

Signatures isotopiques dans le marais

La Figure 3.15 présente les moyennes mensuelles interannuelles sur les 4 ans de suivi dans chacun des piézomètres. Pour les mêmes raisons que celles énoncées au §3.2.2, la discussion s'articule plutôt autour du $\delta^{2}H$ que du $\delta^{18}O$.

Les valeurs moyennes du $\delta^{2}H$ de la rivière et de l'aquifère du Brie ont été ajoutées sur chacun des graphiques avec leur intervalle de confiance à 95% selon une distribution t de Student. Cette représentation permet d'avoir une vision complète d'un cycle annuel des signatures isotopiques, les prélèvements n'ayant pas été réalisés chaque année aux mêmes dates. En revanche, elle est biaisée car elle suppose un comportement similaire d'une année sur l'autre. Toutefois, les eaux qui ont réellement été échantillonnées à la même période de l'année mais au cours d'années différentes présentent des signatures assez proches (les barres d'erreurs correspondent aux minima et maxima mensuels interannuels), sauf les mois de mars à juin, où plusieurs piézomètres présentent des variations significatives, comme par exemple PZ01, PZ07 ou PZ09. Ce dernier présente d'ailleurs les plus grosses variations interannuelles, même si son comportement moyen est similaire à ce qui est observé pour les autres piézomètres. Il y a donc une hétérogénéité à la fois spatiale et temporelle des signatures isotopiques à l'échelle du marais qui est plus importante que pour les pôles de mélange.

Les deux piézomètres PZ10 et PZ13 sont les seuls à avoir un signal constant (respectivement $-44,9 \pm 0,3$ et $-44,3 \pm 0,3$ ‰VSMOW) proche de celui de la rivière ($-44,1$ ‰VSMOW en

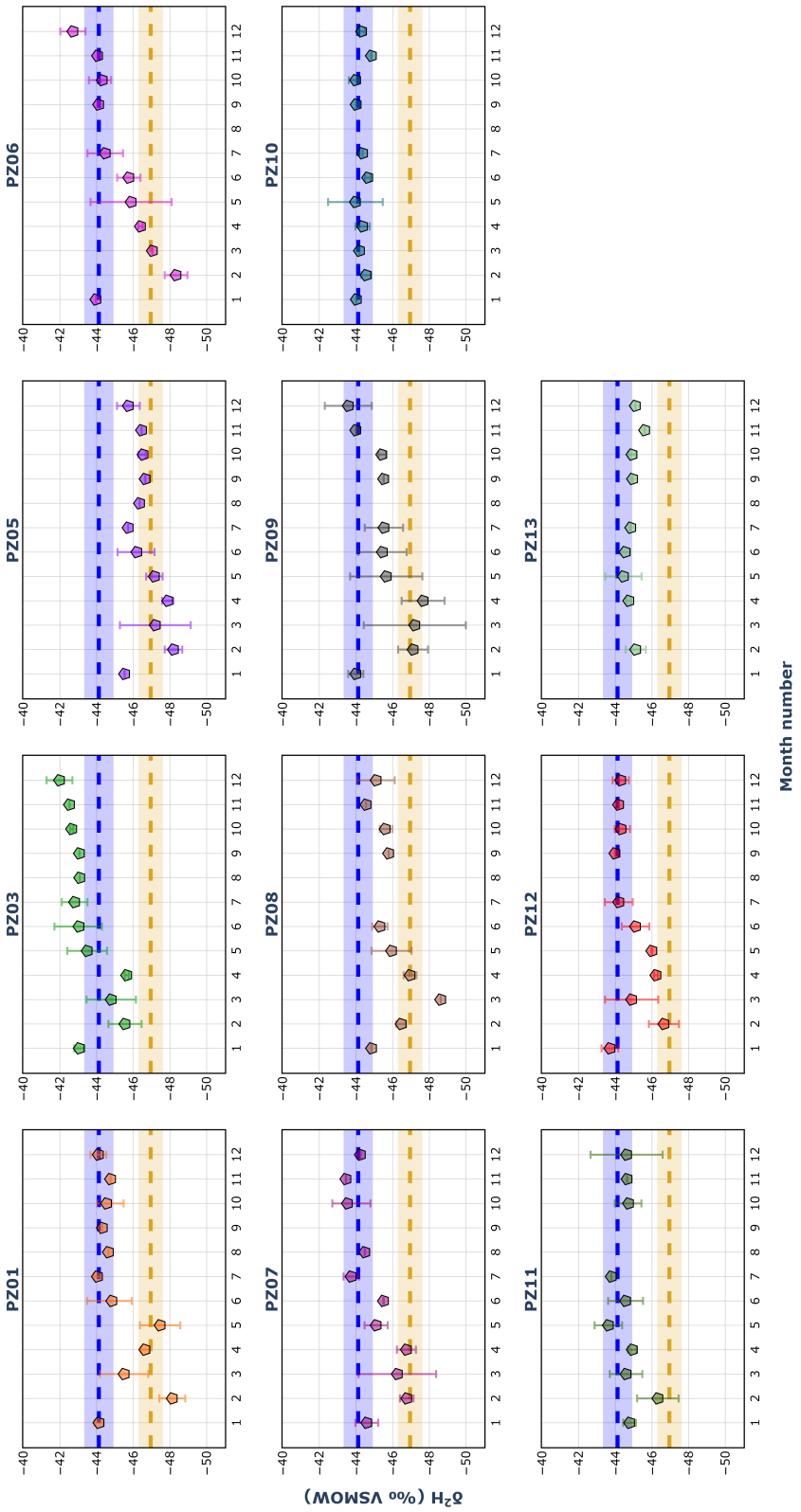


Figure 3.15 – Chroniques des moyennes mensuelles interannuelles du δ^2H pour les piézomètres dans le marais. Les lignes bleues et jaunes correspondent respectivement à la signature de l'Essonne et à celle du Brie avec leur intervalle de confiance à 95%.

moyenne). Ce n'est en revanche pas le cas pour les autres points d'observation qui montrent une saisonnalité marquée avec des signatures qui s'appauvrissent en hiver (minimum atteint entre février et mars), puis s'enrichissent progressivement de mars à juin, pour atteindre une valeur constante de juin à décembre. Si la dynamique est la même, les signatures diffèrent toutefois en amplitude, et trois groupes de piézomètres se distinguent.
Le premier ne comprend que PZ03 qui présente la même saisonnalité que les autres mais avec un décalage en amplitude et un signal plus enrichi que la rivière sur la période de juin à décembre.
Le deuxième groupe ne comprend lui aussi qu'un seul piézomètre, PZ05, qui a la particularité, contrairement à PZ03, d'avoir un signal plus appauvri que la rivière de juin à décembre et assez proche de la valeur moyenne du Brie et de PZF.
Le dernier groupe regroupe quasiment tous les piézomètres (PZ01, PZ06, PZ07, PZ08, PZ09, PZ11, PZ12) et est caractérisé par un δ^2H plafonné par les valeurs de la rivière. Enfin, presque tous les piézomètres (sauf PZ03, PZ11 et PZ12) présentent en février-mars des signatures isotopiques moyennes plus appauvries que la valeur moyenne du Brie. PZ11 et PZ12, quant à eux, présentent sur cette période les amplitudes de variations les plus faibles (entre -47 et -43 ‰VSMOW).

La Figure 3.17 présente les mêmes données mais tracées sur un graphique δ^2H vs δ^{18}O de façon synchrone, à chaque date de prélèvement. Cela permet de souligner la proximité de toutes les analyses avec les deux droites des eaux météoriques, et donc d'en déduire que l'évaporation est très limitée dans le marais (mis à part le point PZ06 en décembre 2019, peut-être à cause d'une évaporation secondaire lors du flaconnage, ou PZ03 en juin 2020). Les signatures de chacun des points d'observation sont proches les unes des autres sans pour autant être exactement les mêmes, se traduisant sur le graphique par une dispersion des points les uns par rapport aux autres, surtout pendant les périodes d'appauvrissement isotopique (février à mai) et reflétant un fonctionnement et des comportements hétérogènes à l'échelle du marais.

3.2.3 Fonctionnement hydrologique

L'analyse de l'évolution temporelle des données isotopiques des eaux du marais montre un système assez réactif avec une saisonnalité annuelle marquée (cf. Figure 3.15). Cela contraste avec la signature isotopique de PZF (cf. Figure 3.13), pourtant situé à quelques dizaines de mètres, et qui est très tamponnée. Ces variations sont donc propres au système du marais de Jarcy, dont le fonctionnement hydrologique s'articule autour de deux pôles ayant deux signatures isotopiques distinctes.

Influence de la rivière

Le premier pôle est la rivière Essonne. En effet, la plupart des points dans le marais ont une signature isotopique qui tend vers celle de la rivière à partir de l'été et ce jusqu'au milieu de l'hiver, c'est-à-dire après le début du creusement piézométrique jusqu'à la stabilisation de la remontée de la nappe (cf. Figure 3.15). Ces données permettent de valider les bilans hydriques

estivaux calculés au §3.1.5. Le fait que la rivière imprime sa signature isotopique au marais pendant la période de basses-eaux signifie que c'est elle qui principalement compense les déficits hydriques chaque année. De la même façon, en automne, après la remontée de la nappe, les signatures isotopiques restent proches de celle de la rivière, ce qui est cohérent avec les volumes de pluie calculés sur la même période, insuffisants pour ré-alimenter à eux seuls la zone de battement de nappe. Toutefois, des pluies plus abondantes en octobre/novembre, comme c'est le cas en 2019 (d'un facteur 2 par rapport à 2018 et 2020, cf. Tableau 3.1), ont conduit à des signatures isotopiques dans le marais plus appauvries que la signature de la rivière après la remontée de la nappe (Figure 3.17, le 12/12/2019).

Effet de la pluie

Aucune signature isotopique de la pluie locale n'a été mesurée. Dans ce travail, les signatures isotopiques de la pluie à Orsay, disponibles, ont été considérées comme proches de celles de la pluie à Jarcy en posant les hypothèses suivantes :

- le site n'est distant du point de mesure d'Orsay que de 15 km en longitude, limitant par là l'effet de continentalité sur les données isotopiques (cf. §3.2.1) ;
- les écarts de précipitation sur la période d'octobre à mai (cf. Figure 3.16), qui participeraient à l'appauvrissement isotopique observé dans les eaux du marais, en moyenne de 27% plus importantes à Orsay qu'à la station de Courdimanche (cf. Figure 1.9), n'engendrent pas de différences significatives sur la signature isotopique de la pluie par effet de masse (*rainout effect*, cf. §3.2.1).

Ainsi, l'appauvrissement observé entre les mois de février et mai serait lié au signal plus appauvri de la pluie (cf. Figure 3.14). Le marais étant à cette période de l'année à l'équilibre en terme de charge hydraulique avec la rivière, il est plus influencé isotopiquement par le signal météorique que par les flux latéraux.

S'il est vrai que sur les graphiques de la Figure 3.17, les données mesurées dans le marais sont souvent comprises entre le point de l'aquifère du Brie et celui de la rivière, le fait qu'en hiver elles sortent de cet intervalle et tendent vers des valeurs plus appauvries conforte l'hypothèse de la pluie comme pôle de mélange. De plus, cela est cohérent avec les observations piézométriques qui montrent un gradient vertical en direction du Brie en hiver (cf. §3.1.4).

Comportements hétérogènes

Les comportements présentés jusqu'ici sont des comportements globaux, décrivant dans les grandes lignes le fonctionnement du marais dans son ensemble, mais ce dernier est plus complexe si l'on considère chacun des piézomètres.

PZ05 suit bien la même dynamique saisonnière que les autres points de mesures mais en revanche ne s'approche jamais en période de basses eaux du signal de la rivière (cf. Figure 3.15) et tend plutôt vers celui du Brie (ou celui de PZF). Cela souligne la déconnexion

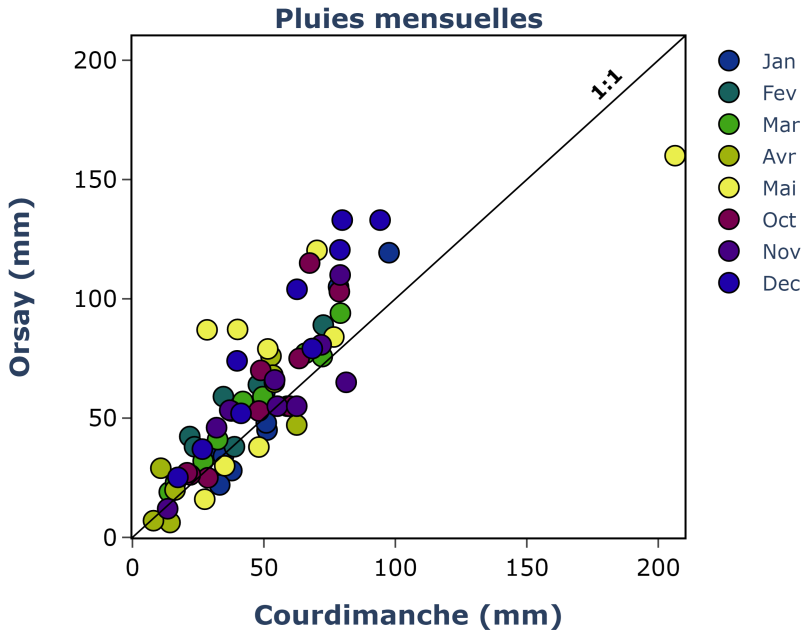


Figure 3.16 – Comparaison entre les hauteurs de pluie mesurées à Orsay et à la station de Courdimanche.

hydraulique de PZ05 avec la rivière en été, isolé de l'Essonne par le creux piézométrique estival (cf. Figure 3.10). Il est principalement sous influence de la nappe alluviale (représentée par PZF) dont la signature isotopique se rapproche de l'aquifère du Brie.

Les signatures isotopiques des différents points d'observation à la fin de la remontée sont relativement proches (0.4/4 ‰VSMOW d'écarts maximums respectivement pour le $\delta^{18}O/\delta^{2}H$ les 29/01/2019 et 27/11/2020) mais se dispersent plus largement quand elles tendent vers le signal plus appauvri de la pluie, le long d'une droite qui relierait cette dernière à l'Essonne (cf. Figure 3.17, ligne non-tracée). Cela signifie que la signature isotopique de chaque point est bien le résultat d'un mélange entre ces deux pôles, mais que chacun n'est pas influencé de la même façon par le signal de la pluie en hiver. Cette séparation n'est d'ailleurs pas en lien avec la distance à la rivière : par exemple, PZ11 est plus éloigné de la rivière que PZ01 et a pourtant une signature isotopique en hiver plus proche de celle de la rivière. La signature isotopique ne suit de plus pas toujours le même schéma d'une année à l'autre, ajoutant à l'hétérogénéité spatiale une hétérogénéité temporelle. C'est surtout pendant les périodes de hautes eaux que les données interannuelles varient le plus (cf. Figure 3.15). La signature isotopique de la pluie (cf. Figure 3.12) étant beaucoup plus variable d'une année à l'autre que celle de l'Essonne (cf. Figure 3.13), il est donc cohérent que le signal isotopique du marais varie plus pendant les périodes où il est surtout influencé par l'apport météorique. Par exemple, au mois de mars 2022, la signature isotopique des points du marais est proche de celle de la rivière (cf. Figure 3.17). Ceci pourrait s'expliquer par une pluviométrie en 2022 plus faible que celle des autres années (75 mm en 2022 contre 115 mm en 2019, 155 en 2020 et 150 en 2021).

Le signal isotopique en PZ03 reste difficile à interpréter (cf. Figure 3.15). Il est plus enrichi que celui de la rivière en été et pendant la remontée de nappe. Cependant, cet enrichissement peut difficilement être attribué à un processus d'évaporation car le signal reste proche de la LMWL. Cela souligne l'importance des comportements à l'échelle du piézomètre dans l'évolution temporelle des signatures isotopiques.

Un fonctionnement contraint par la végétation

Les données isotopiques sont toujours très proches des droites des pluies météoriques, et notamment de la droite locale établie à Orsay (LMWL). L'absence de fractionnement significatif souligne la prédominance des processus transpiratoires sur les processus évaporatoires dans le marais. Ce résultat valide l'hypothèse émise au §3.1.3 à partir de l'analyse des signaux piézométriques que le rabattement de nappe observé en été est uniquement dû à la reprise transpiratoire des plantes, ou que, si elle a lieu, l'évaporation est suffisamment limitée pour ne pas impacter le signal isotopique de le nappe.

Système imbriqué

L'ambiguïté soulevée précédemment sur la proximité des points du marais avec la signature du Brie souligne surtout l'imbrication de chacun des pôles dans le système hydrologique de l'Essonne. Cette dernière est alimentée localement principalement par la nappe régionale de l'Oligocène (aquifère du Brie) mais présente cependant un signal isotopique plus enrichi car peut être plus influencée par les processus évaporatoires (eau de surface, même s'ils semblent limités d'après la Figure 3.14) ou par ses autres sources d'alimentation en amont. À l'échelle du site, l'Essonne alimente le marais pendant la période estivale ainsi que lors de la remontée des niveaux piézométriques, lui imposant sa signature isotopique. Par contre, en période de hautes eaux, la signature des eaux du marais est modifiée par le signal des eaux météoriques, qui sont à l'origine de la signature isotopique de l'aquifère du Brie mais intégrées sur des échelles de temps différentes. Le reste de la nappe alluviale, plus éloignée et moins influencée par l'Essonne que la zone du marais, montre quant à elle un signal isotopique s'apparentant à celui de l'aquifère du Brie. Dans ce contexte, il est donc normal que toutes les signatures isotopiques soient proches les unes des autres même si les contrastes évoqués précédemment sont suffisamment marqués pour en expliquer le fonctionnement.

3.2.4 Conclusion

L'analyse isotopique de la molécule d'eau a permis de préciser le fonctionnement hydrologique du marais de Jarcy esquissé par l'analyse des chroniques piézométriques au §3.1. La saisonnalité marquée des niveaux d'eau implique deux alimentations différentes en fonction de la période de l'année : lors de la reprise transpiratoire, la signature isotopique des eaux du marais est principalement influencée par celle de la rivière, signifiant une réalimentation par cette dernière pour compenser l'effet de la végétation. Après la remontée des niveaux d'eau, les eaux du marais conservent une signature isotopique proche de celle de la rivière, ce qui confirme l'hypothèse faisant suite aux calculs de bilans hydriques (cf. §3.1.5) d'une réalimentation automnale principalement par la rivière. En revanche, le signal isotopique s'appauvrit significativement pendant l'hiver (entre février et mars), ce qui correspondrait à une influence plus marquée des pluies, cohérent avec la surface piézométrique hivernale au même niveau que la rivière, associée à de faibles échanges latéraux.
Ce comportement global ne doit toutefois pas masquer les hétérogénéités observées à l'échelle du marais, qui, sans remettre en question le raisonnement développé précédemment, montrent des processus hydrologiques différents entre les points d'observation, notamment en hiver avec des signaux plus ou moins influencés par le signal de la pluie.
Enfin, le fait que les signatures isotopiques dans le marais soient proches des GMWL et LMWL montre que l'évaporation est faible sur le site et que la végétation, via le processus de transpiration, est le moteur de la dynamique saisonnière observée sur le site.

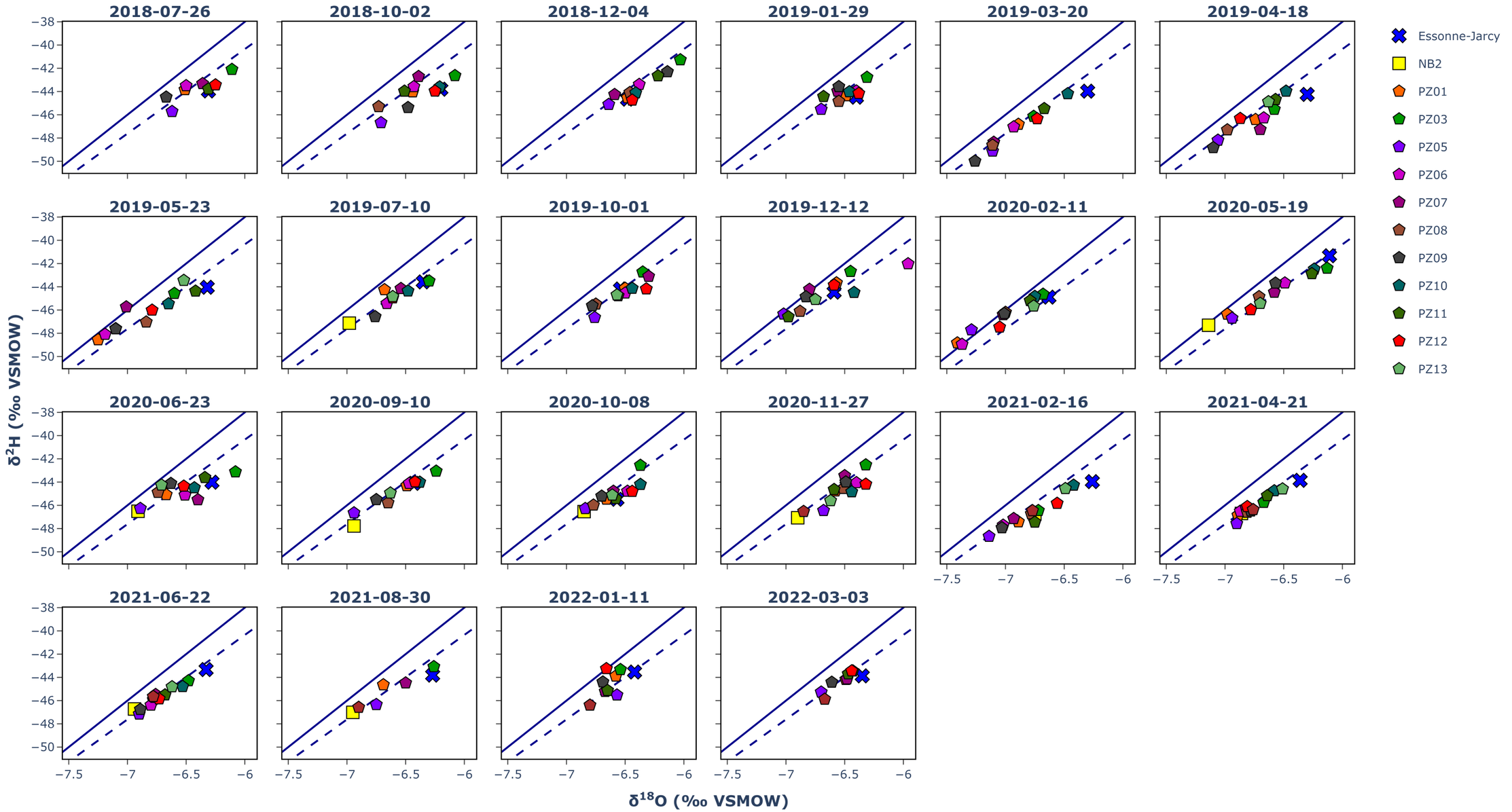


Figure 3.17 – Graphiques $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ pour tous les piézomètres dans le marais. Chaque figure correspond à une date de prélèvement. Les droites en traits continus et celles en pointillés représentent respectivement la GMWL et la LMWL.

3.3 Modélisation hydrologique du marais de Jarcy

L'objectif de cette partie est de présenter les résultats de modélisation et les éléments qu'ils apportent à la compréhension du système hydrologique marais/rivière. Dans un premier temps, la démarche de conceptualisation du système et de construction du modèle sera détaillée : choix de la géométrie, des paramètres, de la discrétisation spatiale et temporelle et de la définition des conditions aux limites. Dans un second temps, la méthode de calibration et le choix des valeurs des paramètres du modèle seront minutieusement décrits. Le meilleur résultat de modélisation sera alors présenté permettant de discuter ensuite des apports de celle-ci à la compréhension hydrologique du marais par rapport aux fonctionnements déjà explicités par les analyses des signaux piézométriques et isotopiques présentées dans les parties précédentes. Enfin, la dernière partie sera consacrée à une analyse de sensibilité à chacun des paramètres afin d'apprécier qualitativement leur effet de façon séparée.

3.3.1 Construction du modèle

La construction du modèle comprend plusieurs étapes : la première est le choix de la géométrie (1D, 2D, 3D) et de la zone d'étude à modéliser ainsi que ses dimensions. Il faut ensuite identifier les zones d'hétérogénéités et délimiter leurs extensions latérales et verticales. L'étape suivante consiste à définir les conditions à appliquer aux limites du modèle et à construire un maillage en choisissant la taille de ses éléments.

Choix du modèle 2D

Afin de modéliser un système hydrogéologique, plusieurs options géométriques sont possibles selon le problème à résoudre :

- modèle de colonne 1D : principalement pour des processus verticaux type infiltration (Mohammed et al., 2021) ;
- modèle de transect 2D : permet la prise en compte de processus verticaux et horizontaux mais contraints dans un seul plan, comme cela peut être le cas dans des environnements ripariens (Batlle-Aguilar et al., 2015; Bartsch et al., 2014) ou dans des modèles de versants (Autio et al., 2020; Picourlat, 2022) ;
- modèle 3D : pour modéliser des hydrosystèmes à l'échelle du site (Chow et al., 2019; Nogueira et al., 2021) comme du bassin-versant (Jaros et al., 2019; Cornelissen et al., 2016; Ala-aho et al., 2015).

Dans le cas du marais de Jarcy, la géométrie qui correspond le mieux aux objectifs de modélisation est un transect 2D perpendiculaire à l'axe de la rivière. En effet, un modèle 2D nécessite moins de paramétrisation qu'un modèle 3D, surtout si le milieu est hétérogène. De plus, l'analyse des données piézométriques au début de ce travail de thèse a fait apparaître comme très probable l'importance de la rivière en été lors du rabattement de nappe, et donc un rôle important des flux latéraux dans la réalimentation du marais. Cette première observation a orienté le choix d'un modèle 2D plutôt que 1D.

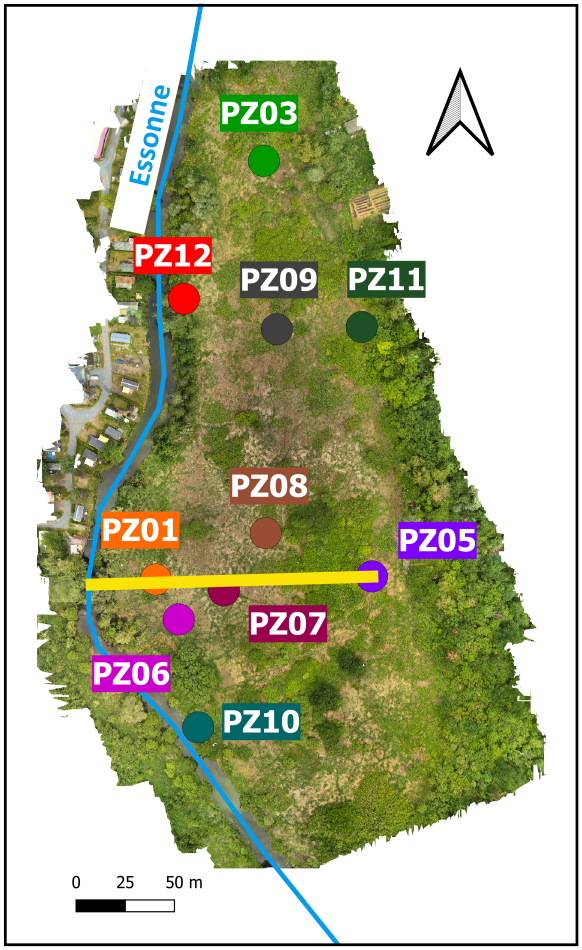


Figure 3.18 – Localisation des piézomètres et du transect 2D (trait jaune).

L'implantation des piézomètres offre deux transects respectant ces conditions : le trio PZ01-PZ07-PZ05 et le trio PZ12-PZ09-PZ11 (cf. Figure 3.18). C'est le premier qui a été choisi (cf. Figure 3.18) car il correspond aux données piézométriques les plus complètes (cf. Figure 1.10).

Géométrie du modèle

La géométrie du modèle est présentée sur la Figure 3.19. Le système de coordonnées choisi a pour référence la position de la rivière pour l'axe horizontal x et le nivellement général de France (NGF) pour l'axe vertical z.

Le modèle s'étend latéralement sur 140 m, de la rivière jusqu'au piézomètre PZ05. PZ01 est situé à 30 m de la rivière et PZ07 à 66 m. La topographie a été prise en compte mais de façon très simplifiée par une interpolation linéaire à partir des nivellements au sol réalisés au DGPS (cf. §1.2.1) au niveau des trois piézomètres PZ01 (57,963 mNGF), PZ05 (57,851 mNGF) et PZ07 (57,738 mNGF). Le piézomètre PZ07 est donc situé au centre d'une légère dépression,

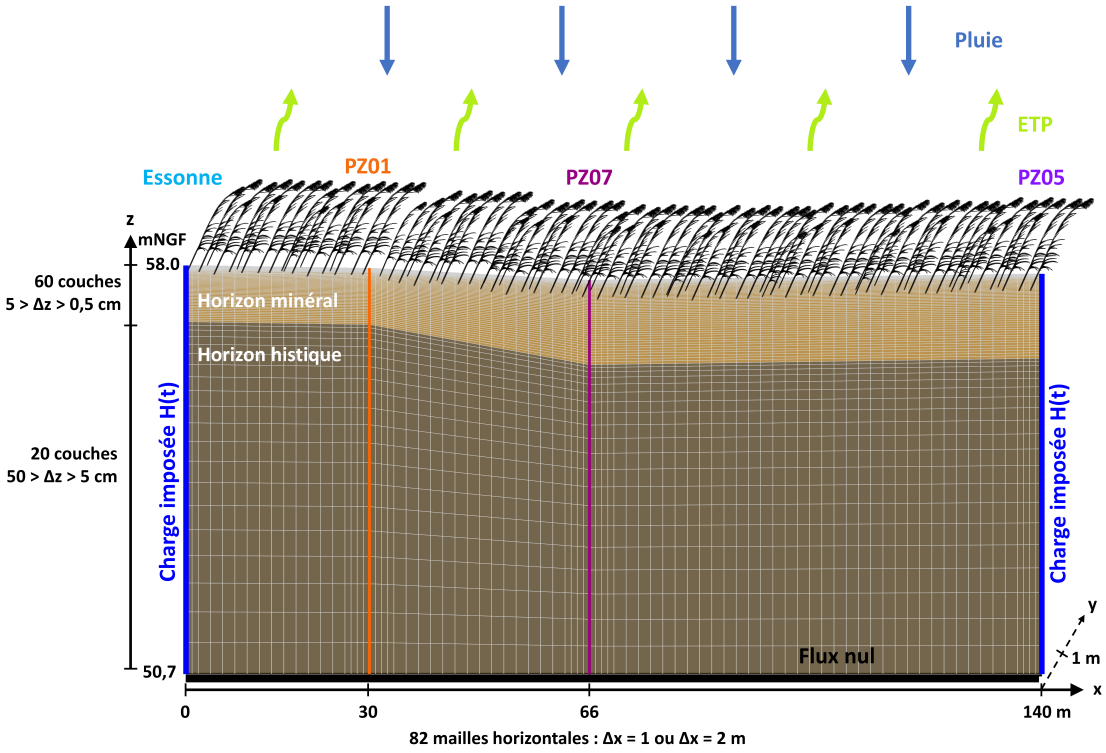


Figure 3.19 – Description du modèle du transect 2D

une vingtaine de centimètres plus bas que PZ01 et une dizaine de centimètres plus bas que PZ05. La limite basse du domaine a été choisie à la cote de 50,7 mNGF sur toute la largeur du modèle, ce qui correspond à l'altitude moyenne de la base des tourbes d'après l'étude géophysique, soit une épaisseur d'environ 8 m (cf. §2.2).

D'un point de vue structural, suite aux analyses réalisées sur les carottes de sol (cf. §2.3.2), le domaine a été subdivisé en deux zones : une zone en surface correspondant à l'horizon minéralisé et une zone en profondeur correspondant à l'horizon histique. La frontière entre ces deux zones a été définie en PZ01 à 1 m de profondeur et en PZ07 et PZ05 à 1,5 m de profondeur (cf. §2.3.2). La position de cette frontière a ensuite été interpolée linéairement sur le reste du domaine (cf. Figure 3.19).

Afin de comparer les résultats de modélisation avec les données mesurées, les piézomètres PZ01 et PZ07 ont été matérialisés dans le modèle sous la forme de puits d'observation, ce qui permet de récupérer à la fin de chaque simulation l'ensemble des résultats qui y sont calculés.

Conditions aux limites

Les conditions aux limites définissent les contraintes aux différentes interfaces du système avec le domaine externe, et fournissent ainsi une solution ponctuelle permettant de résoudre le système d'équations du modèle. Dans la conceptualisation 2D qui a été faite du marais, ces interfaces sont au nombre de 4 : la limite à gauche représentée par la rivière, la limite d'extension verticale du modèle (substratum), la limite à droite au niveau de PZ05 et l'interface sol / atmosphère.

Limite à gauche

La rivière a été simulée à l'aide d'une condition de charge imposée variable dans le temps égale aux niveaux de rivière moyens journaliers. Comme son nom l'indique, cette condition permet d'imposer une charge hydraulique aux nœuds sélectionnés. Les niveaux de rivière ont été calculés à partir des données des deux sondes fournies par le SIARCE (cf. §3.1). Ces deux sondes étant assez éloignées du point de rivière considéré dans le transect (440 m en aval pour l'une, 2400 m en amont pour l'autre, en linéaire de rivière, pour un gradient moyen compris entre $1{\times}10^{-4}$ et $2{\times}10^{-4}$), les niveaux ont été recalculés au pas de temps journalier en considérant la pente de la rivière comme constante entre ces deux points.

Limite à droite

La limite à droite correspond à l'interface du système avec la nappe alluviale à l'est représentée par le piézomètre PZF (cf. Figure 1.9), qui est dans le prolongement du transect. Les chroniques piézométriques (cf. Figure 3.4) montrent toujours un gradient positif depuis PZF vers PZ07 induisant un flux d'eau du premier vers le second. Cet apport d'eau latéral a donc été simulé à l'aide d'une charge imposée variable dans le temps en utilisant les niveaux piézométriques moyens mesurés en PZ05, situé entre ces deux piézomètres, au pas de temps journalier. Cette solution, si elle est la plus simple à mettre en place, limite l'utilisation du modèle à la période d'acquisition des données en PZ05. Le problème s'est d'ailleurs posé pour la période du 07/11/2020 au 22/04/2021 pendant laquelle il n'y avait plus de sonde de pression dans l'ouvrage (cf. Figure 1.10). Afin de ne pas perdre l'information des pics liés aux pluies, d'autant plus pendant la période hivernale, le signal a été reconstruit en appliquant sur la régression linéaire entre les deux bornes de l'intervalle sans données les variations du signal observé en PZ07 sur la même période. Le signal ainsi reconstitué est présenté sur la Figure 3.20.

Substratum

Le substratum a été modélisé par une condition de flux nul sur la frontière inférieure du domaine. Cela suppose donc que celui-ci est imperméable. Un éventuel flux d'eau lié à la différence de charge hydraulique observée entre PZ01 et PZ13 (piézomètre dont le niveau statique correspond à la charge hydraulique au bas du réservoir de la tourbe (cf. §3.1.4)) a donc été négligé dans ce travail. Cette simplification permet de limiter le besoin en données supplémentaires pour alimenter le modèle, et son effet devrait être limité uniquement à la période hivernale où les gradients sont descendants, de la surface vers la profondeur, la différence de charge devenant nulle avec la baisse des niveaux d'eau estivale (§3.1.4).

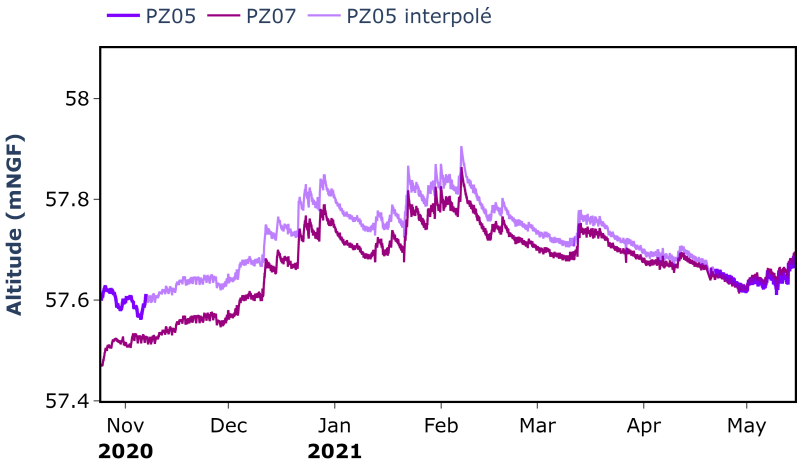


Figure 3.20 – Signal piézométrique en PZ05 reconstruit à partir des variations observées en PZ07 sur la même période.

Forçages météoriques

Les forçages météoriques, pluie et ETP, proviennent de la publithèque de Météo-France (cf. §1.1.3) au pas de temps journalier. Les forçages sont exprimés dans HGS en $m.s^{-1}$ et correspondent à un flux moyenné sur toute une journée.

Conditions initiales

Les conditions initiales représentent l'état hydrologique du modèle à $t = 0$ en chaque nœud du maillage. Dans ce travail, elles ont été définies à partir du niveau de rivière et des charges hydrauliques à saturation mesurées PZ01, PZ05 et PZ07 à la date de début de simulation et interpolées de façon linéaire entre ces points. Pour la zone non saturée, HGS recalcule ensuite les profils de saturation à partir des paramètres Van Genuchten.

Maillage

La discrétisation du milieu poreux dans HGS se fait à l'aide de prismes 3D. Le modèle n'est donc pas strictement 2D mais doit être étendu dans la troisième direction (la direction y sur la Figure 3.19) afin d'avoir des éléments 3D. L'extension du domaine dans cette direction est arbitraire. Elle a été choisie égale à 1 m.

Le choix de la taille des mailles conditionne le temps de calculs mais aussi la qualité des résultats. Un maillage trop grossier peut induire des problèmes de convergence et de diffusion numérique, ainsi qu'un résultat peu précis. Un maillage trop fin nécessite quant à lui la résolution des équations en de très nombreux nœuds, et des simulations très coûteuses en temps de calcul.

Dans le cas d'une configuration 2D, il est nécessaire de définir une discrétisation verticale, selon l'axe des profondeurs z, et une discrétisation horizontale selon l'axe des x (cf. Figure 3.19). Dans le cas du marais de Jarcy, ces deux directions portent chacune un processus différent. L'axe z est lié aux forçages météoriques et aux écoulements principalement verticaux dans la zone non saturée, la topographie étant sub-horizontale. L'axe x correspond quant à lui aux apports latéraux, notamment de la rivière, ceux-ci suivant principalement l'axe horizontal même si, lors du creusement piézométrique estival, il y a aussi une composante verticale mais avec un gradient relativement faible (maximum de 2% pendant l'été 2018 entre la rivière et PZ07).

Concernant la discrétisation verticale, Downer and Ogden (2004) ont montré l'importance d'un maillage fin en surface afin de modéliser correctement les processus d'infiltration. Ce maillage peut toutefois être relâché avec la profondeur afin de limiter le nombre de mailles du modèle. Le domaine a donc été divisé en 80 couches dont l'épaisseur augmente progressivement avec la profondeur. Ainsi, la première couche en surface fait 0,5 cm d'épaisseur et la dernière au niveau du substratum 50 cm.

La discrétisation horizontale a été choisie beaucoup moins fine, avec des largeurs de mailles différentes selon leur proximité avec les limites du domaine ou les points d'observation. Ainsi, aux abords de la rivière, de part et d'autre des points d'observation et aux abords de PZ05 (limite à droite), la largeur des mailles est de 1 m alors qu'elle est de 2 m ailleurs, pour un total de 81 mailles horizontales. Ces dimensions ont été choisies avant tout pour limiter les temps de calculs, chaque maille horizontale supplémentaire en ajoutant 80 autres verticalement.

Le maillage ainsi construit est constitué de 6 480 prismes à base rectangulaire, pour un total de 13 284 nœuds.

3.3.2 Calibration manuelle des paramètres du modèle

Comme cela a été montré dans le Tableau 1.4 présenté au §1.3.2, les paramètres du modèle sont nombreux. De plus, la configuration choisie est constituée de deux couches aux propriétés différentes, ce qui double le nombre des paramètres caractérisant le milieu poreux. Le travail de calibration risque donc d'être long à la fois en prospection si la calibration est manuelle, mais aussi en temps de calculs, même pour une calibration automatique (cf. §1.3.3). La première étape a consisté à réduire au maximum le nombre de paramètres à calibrer en fixant certaines valeurs grâce à des données expérimentales ou issues de la littérature, ou de façon arbitraire.

Analyse de sensibilité préalable

Une étude préalable de sensibilité a été réalisée à l'aide du *package* HydroPSO de R afin d'identifier l'influence relative de chacun des paramètres du modèle 2D (cf. §1.3.3). Les résultats sont présentés dans le Tableau 3.2 où les paramètres sont classés selon leur importance

relative, du plus important au moins important, avec pour chacun d'entre eux leur plage respective de variation. Cette étude a porté sur l'ensemble des paramètres décrits au §1.3.2 pour chacune des deux couches (couche 1 : horizon minéral ; couche 2 : horizon histique), exceptés les paramètres de végétation LAI, RDF, C_1 et C_2, ceux d'évaporation EDF, C_3 et e_d et de teneurs en eau limites θ_o, θ_{an}, θ_{e1} et θ_{e2} car ils ont été choisis pour favoriser la transpiration (ce choix sera détaillé dans le paragraphe suivant).

Le modèle est sensible principalement aux paramètres de conductivités hydrauliques des deux couches, et en premier lieu à la conductivité hydraulique verticale (K_z) de la seconde couche (importance relative de 19,1%), puis des conductivités hydrauliques horizontale et verticale de la première couche (13,9 et 12,5% respectivement), représentant à eux trois 45% de la sensibilité du modèle. Ensuite, c'est le coefficient d'emmagasinement spécifique S_s de la première couche qui joue pour près de 10% de la sensibilité du modèle. Puis viennent les paramètres liés aux écoulements en zone non saturée de la première couche (les paramètres du modèle de Mualem-Van Genuchten n et α ainsi que la saturation résiduelle S_r), puis les autres

Table 3.2 – Résultats de l'étude de sensibilité préalable réalisée avec le *package* HydroPSO de R.

Rang	Paramètre	Couche	Importance relative (%)	Plage de variation		unité
				Borne inf.	Borne sup.	
1	K_z	2	19,1	10^{-9}	10^{-7}	$m.s^{-1}$
2	K_x	1	13,9	10^{-8}	10^{-3}	$m.s^{-1}$
3	K_z	1	12,5	10^{-8}	10^{-3}	$m.s^{-1}$
4	S_s	1	9,7	0,01	0,5	m^{-1}
5	K_x	2	6,7	10^{-9}	10^{-7}	$m.s^{-1}$
6	n	1	6,3	1,2	3	s.d.
7	r_d	-	5,9	0,5	2	m
8	Φ	1	5,4	0,2	0,9	s.d.
9	α	1	5,3	0,2	2	m^{-1}
10	S_r	2	3,8	0,01	0,3	s.d.
11	S_r	1	3,4	0,01	0,3	s.d.
12	S_s	2	3,1	0,01	0,5	m^{-1}
13	n	2	2,0	1,2	3	s.d.
14	Φ	2	1,5	0,2	0,9	s.d.
15	α	2	1,2	0,2	2	m^{-1}
16	c_{int}	-	0,1	0	0,5	m

couche 1 : horizon minéral
couche 2 : horizon histique
s.d. : sans dimension

paramètres liés à la seconde couche, ce qui est cohérent, cette dernière n'étant jamais désaturée. Le paramètre auquel le modèle est le moins sensible est le paramètre d'interception (C_{int}).

Cette première analyse permet de voir que le modèle est sensible en premier lieu aux paramètres de conductivités hydrauliques des deux couches, et de façon non-négligeable à l'ensemble des paramètres liés aux écoulements en zone non saturée de la première couche. Ainsi, l'effort de calibration va principalement porter sur ces paramètres.

Paramètres mesurés et déduits

Les valeurs qui ont été choisies pour chacun des paramètres seront synthétisées à la fin de cette partie dans le Tableau 3.7.

Milieu poreux

Parmi tous les paramètres à déterminer, seule la porosité a été estimée en laboratoire à partir des échantillons non-remaniés prélevés sur les carottes (cf. §2.3.2). D'après la Figure 2.14, la porosité dans la première couche est en moyenne de 0,57 pour l'ensemble des trois carottes analysées. Cette valeur est d'environ 0,68 dans la seconde couche.

Les valeurs des conductivités hydrauliques à saturation obtenues expérimentalement grâce aux tests hydrodynamiques (cf. §2.4) n'ont pas été utilisées dans le modèle car un des objectifs de la modélisation est de vérifier leur validité.

Les valeurs des paramètres utilisés dans le modèle de Mualem-Van Genuchten, α, n ainsi que S_r, de la deuxième couche proviennent de la littérature pour les deux premiers (Liu and Lennartz, 2019), et d'un choix arbitraire pour le troisième. En effet, comme l'a montré l'analyse préalable de sensibilité, le modèle n'est pas très sensible à ces paramètres, cette couche n'étant quasiment jamais désaturée sauf en PZ07 mais uniquement sur quelques centimètres d'épaisseur au maximum de rabattement (jusqu'à 30 cm pendant l'été 2018).

Enfin, la valeur de S_s pour la seconde couche a été choisie arbitrairement égale à 0,08, l'analyse de sensibilité préalable ayant montré un impact limité de ce paramètre sur le modèle (3,1%, cf. Tableau 3.2). Ce paramètre dépend de la compressibilité du fluide et du matériau poreux. Ainsi, cette valeur reflète le caractère très compressible de la tourbe et est dans la fourchette haute des gammes calculées par Price et al. (2005) pour ce matériau.

Écoulement de surface

Les paramètres d'écoulement de surface ne sont pas critiques pour la modélisation car ce n'est pas le processus dominant dans le modèle tel qu'il est construit avec une topographie sub-horizontale. Ils ont donc été déduits des observations sur le terrain : la surface du sol est encombrée de débris végétaux (principalement des roseaux morts) et présente de nombreuses rugosités (micro-topographie). Les paramètres ont donc été pris de façon à limiter les

écoulements de surface.

Transpiration

Le terme de transpiration du modèle HGS dépend de la fonction $f_1(LAI)$, de la fonction $f_2(\theta)$, de la fonction de profondeur racinaire RDF et du terme d'interception (cf. Éq.1.33).

Dans le cas du marais, l'hypothèse à été faite que la transpiration devait toujours être maximisée (i.e. $f_1(LAI)$ = 1). L'objectif du modèle n'étant pas de déterminer les parts relatives de l'évaporation et de la transpiration dans le flux d'évapotranspiration, privilégier les processus liés à la végétation n'est pas pénalisant pour ce travail. De plus, les résultats sur les isotopes (cf. §3.2.2) ont montré que l'évaporation était un processus mineur dans la dynamique de nappe. Les paramètres C_1 et C_2 d'ajustement du LAI dans la fonction $f_1(LAI)$ (cf. Éq.1.34) ont donc été tous les deux choisis égaux à 1, ce qui rend la fonction indépendante du LAI.

Le LAI a un rôle plus déterminant dans le terme d'interception qui lui est directement proportionnel (cf. Éq.1.35). Le choix a été fait de prendre un LAI constant toute l'année et égal à 1, valeur par défaut dans HGS, pour deux raisons. Premièrement, même si la sénescence de la végétation arrive à terme en hiver, le couvert végétal reste persistant car même flétris les roseaux restent en place et couvrent la surface du sol, participant à l'interception des apports météoriques. Deuxièmement, prendre une valeur de 1 par défaut indique que c'est le paramètre de stockage par la canopée, c_{int}, qui calibrera le processus associé. Le réservoir d'interception joue un rôle tampon dans le transfert des pluies vers le milieu poreux : il n'y a infiltration qu'une fois ce réservoir rempli. L'analyse des courbes piézométriques a montré la grande réactivité du système aux évènements pluvieux, quelle que soit la saison. On peut en déduire que le terme d'interception n'est pas significatif au droit du marais et que le rôle du réservoir d'interception est plutôt faible. En première approximation, la valeur de c_{int} a été prise égale à 10% de la valeur par défaut dans HGS, qui est de 0,04 m. L'étude de sensibilité préalable a montré que le modèle n'était pas sensible à ce paramètre (0,1%, cf. Tableau 3.2).

Concernant la fonction de distribution racinaire RDF, des études montrent que la densité racinaire diminue de façon non-linéaire avec la profondeur (Jung et al., 2019; Moore et al., 2012). Le choix s'est donc porté sur une formulation cubique (cf. Figure 1.21).
La profondeur racinaire a quant à elle été choisie égale à 1,1 m d'après la littérature (Moore et al., 2012).

La fonction $f_2(\theta)$ dépend des teneurs en eau caractéristiques du sol. Parmi celles-ci, θ_o et θ_{an} ont été choisies de façon à maximiser la transpiration même en condition saturée. Cette hypothèse est cohérente avec le type de végétation considérée, les roseaux communs (*Phragmites Australis*) étant une espèce des milieux humides adaptée aux conditions anoxiques (Srivastava et al., 2014).

Évaporation

Le terme d'évaporation dépend des paramètres θ_{e1} et θ_{e2} de la fonction α^* et de la distri-

bution verticale de l'évaporation EDF (cf. Éq.1.36, Figure 1.21). Comme déjà indiqué, le processus de transpiration ayant été privilégié dans le paramétrage par rapport à celui d'évaporation, le choix de ces paramètres n'est donc pas critique pour la simulation. La profondeur d'évaporation a été laissée à sa valeur par défaut, les teneurs en eau limites θ_{e1} et θ_{e2} ont été choisies afin de limiter l'évaporation, et la distribution verticale de l'évaporation a été modélisée par une fonction cubique afin de privilégier l'évaporation dans la partie supérieure du milieu poreux.

L'ensemble de ces choix sera discuté au §3.3.5 avec une analyse de sensibilité plus poussée que celle réalisée au §3.3.2, ce qui permettra de vérifier la pertinence des différentes hypothèses émises et d'apprécier qualitativement l'effet de chacun des paramètres sur les résultats de modélisation.

3.3.3 Calibration automatique

La calibration automatique a permis de déterminer les paramètres restants, à savoir : les conductivités hydrauliques horizontales et verticales des deux couches et les paramètres de Van Genuchten, la saturation résiduelle, le coefficient d'emmagasinement spécifique de la première couche, soit en tout 8 paramètres.

Paramétrage de l'outil de calibration automatique

La calibration automatique du modèle 2D a donc porté uniquement sur les 8 paramètres cités précédemment. Les gammes de variation utilisées dans l'algorithme d'optimisation sont présentées dans le Tableau 3.3.

Table 3.3 – Configuration des intervalles de variation des paramètres dans la calibration automatique.

Paramètre	Borne inf.	Borne sup.	unité
Couche 1			
K_{xy1}	10^{-6}	10^{-3}	$m.s^{-1}$
K_{z1}	10^{-7}	10^{-3}	$m.s^{-1}$
S_{s1}	$1{,}5\times10^{-3}$	2×10^{-1}	m^{-1}
α_1	0,5	2	m^{-1}
n_1	1,2	3	s.d.
S_{r1}	10^{-2}	3×10^{-1}	-
Couche 2			
K_{xy2}	10^{-7}	10^{-9}	$m.s^{-1}$
K_{z2}	10^{-7}	10^{-9}	$m.s^{-1}$

Concernant les conductivités hydrauliques, elles reflètent les ordres de grandeurs mesurés lors des essais hydrodynamiques (2×10^{-5} en PZ07) avec la possibilité d'un facteur 10 entre composante horizontale et verticale pour les valeurs minimales dans la première couche. Ce choix a été fait pour prendre en compte une possible anisotropie de conductivité hydraulique. En revanche, il n'y a pas de consensus sur le sens de l'anisotropie dans la littérature : certains auteurs ont mesuré des $K_{xy} > K_z$ (Beckwith et al., 2003; Rosa and Larocque, 2008), d'autres l'inverse (Wang et al., 2020; Kruse et al., 2008), voire même des rapports d'anisotropie qui changent avec la profondeur (Surridge et al., 2005).

Comme expliqué précédemment, la valeur de S_s dépend de la compressibilité du fluide et du matériau poreux. La plage de variation a donc été définie à partir des valeurs communément admises et proches de 10^{-3} m^{-1} (Brandhorst et al., 2021; Brutsaert and El-Kadi, 1984) pour la borne inférieure, et jusqu'à 2×10^{-1} m^{-1} d'après les valeurs mesurées par Price et al. (2005).

Les plages de variation pour les paramètres α et n du modèle de Mualem-Van Genuchten ont été déterminées à partir de la littérature, et notamment d'après la compilation de données réalisée par Liu and Lennartz (2019) à partir de 24 études différentes et pour plusieurs types de tourbes.

La plage de variation de la saturation résiduelle a été prise entre 1 et 30%, ce qui est dans l'intervalle utilisé par Letts et al. (2000) dans le paramétrage de leur modèle de surface continentale.

La période de calibration a été choisie entre le 15/06/2019 et le 15/11/2019 car elle englobe un cycle complet de creusement piézométrique en partant du début de la récession estivale (juin) jusqu'à la fin de la remontée de la nappe. La période de hautes eaux n'a pas été incluse car l'objectif de la modélisation était axé sur les processus liés à la reprise transpiratoire. Prendre en compte la période des hautes eaux aurait donné du poids aux variations hivernales dans le calcul du critère objectif au risque de dégrader les résultats sur la période de basses eaux. De plus, l'année 2019 a été choisie car il y a des évènements pluvieux importants en été qui font remonter les niveaux d'eau de façon significative et qu'il était donc intéressant d'inclure dans la calibration afin que le modèle puisse les simuler au mieux.

Le calcul du critère objectif (RMSE) a été effectué sur les niveaux d'eau observés en PZ07 du fait de son rabattement de nappe plus marqué.

L'algorithme d'optimisation a été paramétré avec un nombre de particules fixé à 12 et un nombre d'itérations à 10, soit en tout 120 simulations à effectuer (cf. 1.3.3).

Résultats de calibration

La meilleure solution a été trouvée pour un RMSE de 1,1×10^{-1} m. L'ensemble des valeurs calibrées pour chacune des couches sont présentées dans le Tableau 3.4.

Table 3.4 – Valeurs des résulats de la calibration automatique pour chacun des paramètres calibrés.

Paramètre	Valeur calibrée	unité
Couche 1		
K_{xy1}	1,6×10^{-4}	m.s^{-1}
K_{z1}	3,6×10^{-4}	m.s^{-1}
S_{s1}	4×10^{-2}	m^{-1}
α_1	0,74	m^{-1}
n_1	1,28	-
S_{r1}	0,15	-
Couche 2		
K_{xy2}	7,6×10^{-8}	m.s^{-1}
K_{z2}	7,4×10^{-9}	m.s^{-1}

Les valeurs des conductivités hydrauliques de la première couche sont plus fortes d'un ordre de grandeur que celles déterminées par *slug test* (2×10^{-5} m.s^{-1} environ mesuré en PZ07). La solution ne présente pas d'anisotropie de conductivité avec des valeurs entre composante horizontale (K$_{xy1}$) et verticale (K_{z1}) plutôt proches. Pour la couche 2, en revanche, il y a une anisotropie avec une conductivité hydraulique verticale plus faible que la composante horizontale (d'un facteur dix). Cette dernière est du même ordre de grandeur que celle déterminée à partir des *slug tests* (3×10^{-8} m.s^{-1} environ mesuré en PZ13 qui intercepte uniquement l'horizon profond, cf. §2.4).

La valeur du coefficient d'emmagasinement spécifique est plutôt élevée (0,04), dans la fourchette haute de la plage de variation, et correspond à un matériau très compressible.
La courbe caractéristique du sol calculée à partir du modèle de Mualem-Van Genuchten est présentée sur la Figure 3.21. L'axe des ordonnées est en échelle logarithmique pour plus de lisibilité. La pression d'entrée d'air est relativement faible (-13 kPa $\approx -1,3$ m) ce qui signifie qu'il suffit d'un potentiel matriciel faible pour que le matériau commence à se désaturer. Les saturations caractéristiques S$_{wp}$ et S$_{fc}$ (respectivement au point de flétrissement et à la capacité au champ, qu'il faut multiplier par la porosité Φ pour avoir les teneurs en eau) sont de respectivement 0,39 et 0,77, ce qui signifie, dans la configuration de la simulation, que la transpiration est maximale pour une saturation du sol entre 0,77 et 1, commence à diminuer en dessous de 0,77 et est nulle si la saturation est inférieure à 0,39.

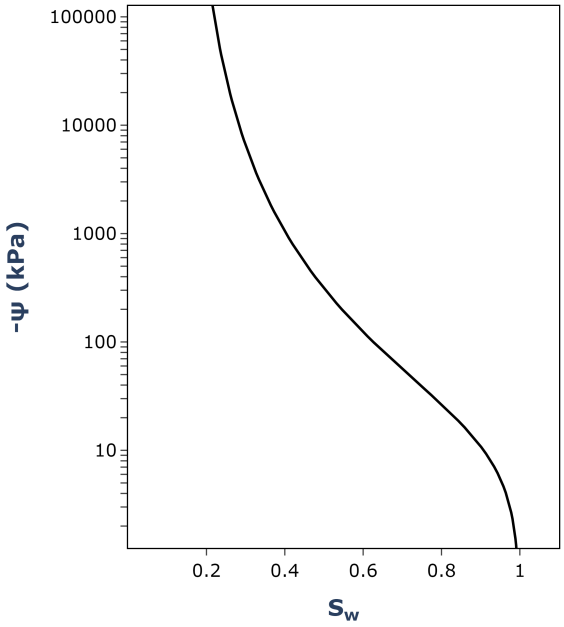


Figure 3.21 – Courbe de rétention caractéristique calculée à partir des résultats de la calibration. L'axe des ordonnées (potentiel matriciel) est en échelle logarithmique.

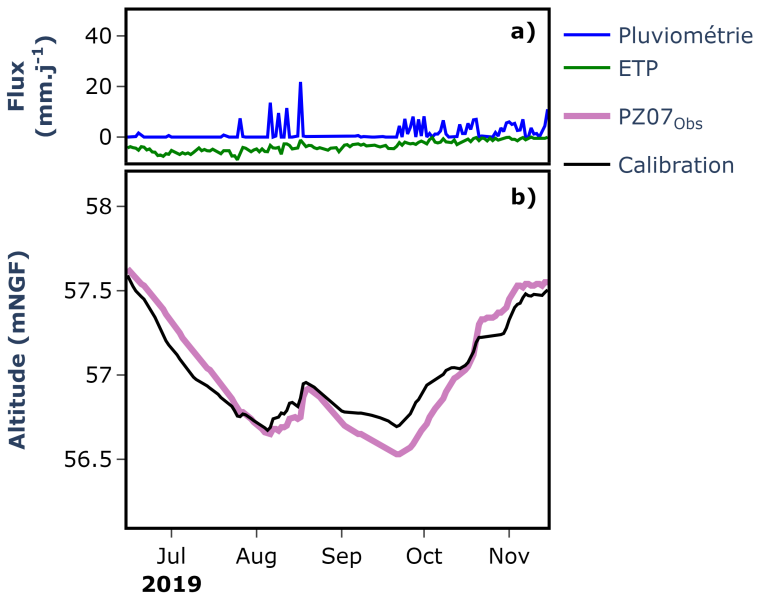


Figure 3.22 – Comparaison des signaux piézométriques entre observé et simulé utilisant les paramètres issus de la calibration automatique.

Les résultats de la calibration sont présentés sur la Figure 3.22. La baisse des niveaux d'eau est relativement bien simulée, même si elle est plus rapide et moins régulière que pour la chronique observée. Le modèle arrive bien à simuler la remontée liée aux évènements pluvieux estivaux même si c'est moins le cas pour la baisse subséquente. La remontée de nappe est

par contre moins bien simulée que la descente, surtout sa dynamique qui est moins rapide que dans les observations, même si les différents paliers (à 57 et 57,25 mNGF environ) liés à des périodes moins pluvieuses sont bien reproduits.

Comme l'a montré l'analyse préalable de sensibilité, les paramètres les plus influents du modèle sont principalement les conductivités hydrauliques des deux couches (cf. Tableau 3.2). À partir des valeurs obtenues par la première calibration (appelée dans la suite du manuscrit *Calibration 1*), une seconde calibration a été réalisée uniquement sur ces quatre paramètres afin d'essayer d'en améliorer le résultat (appelée par la suite *Calibration 1b*). Les mêmes plages de variation que pour la *Calibration 1* ont été sélectionnées (cf. Tableau 3.3).
L'algorithme d'optimisation a trouvé une meilleure solution avec un meilleur critère objectif que précédemment (RMSE = $9{,}5\times10^{-2}$) avec des valeurs de conductivités hydrauliques verticales nettement différentes, et ce pour les deux couches. K_{z1} a ainsi diminué de 10^{-4} à 10^{-6} m.s^{-1}, soit une diminution de deux ordres de grandeurs, et K_{z2}, au contraire, a augmenté de 10^{-9} à 10^{-8}, soit d'un ordre de grandeur (cf. Tableau 3.5.

Les niveaux d'eau simulés sur la période de calibration, présentés sur la Figure 3.23, ont surtout été améliorés, par rapport à la *Calibration 1*, sur la période de remontée de nappe avec des dynamiques un peu mieux respectées, même si le signal semble un peu plus lissé (notamment sur les micro-variations en août liées aux évènements pluvieux).

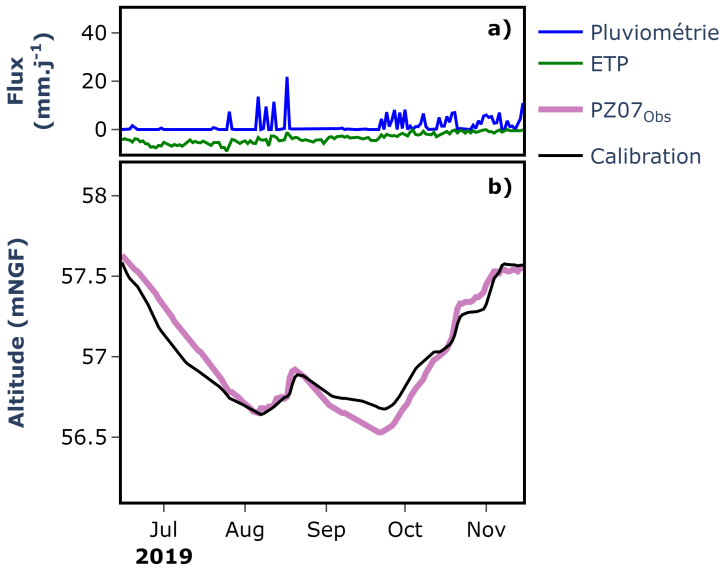


Figure 3.23 – Comparaison des signaux piézométriques entre observé et simulé (paramètres de la *Calibration 1b*).

Table 3.5 – Valeurs de conductivités hydrauliques obtenues par la *Calibration 1b*.

Paramètre	Valeur calibrée	unité
Couche 1		
K_{xy1}	1,9×10^{-4}	m.s^{-1}
K_z1	1,6×10^{-6}	m.s^{-1}
Couche 2		
K_{xy2}	5,3×10^{-8}	m.s^{-1}
K_z2	4,7×10^{-8}	m.s^{-1}

Validation de la calibration

La validation consiste à faire tourner le modèle avec le jeu de paramètres calibré mais sur une période de simulation différente de celle utilisée lors de la calibration. La période de validation choisie est l'intégralité de la période de suivi piézométrique, c'est-à-dire du 7 juin 2018 au 21 décembre 2021. Les deux jeux de paramètres obtenus par la première calibration (cf. Tableau 3.4) et par la seconde (cf. Tableau 3.5) ont été utilisés afin de comparer les résultats sur plusieurs saisons (cf. Figure 3.24).

Signal modélisé en PZ07

Pour les deux jeux de paramètres (*Calibration 1* et *Calibration 1b*), la dynamique saisonnière est bien respectée sur les 4 cycles de battements de nappe, que ce soit pendant les étés secs (2018, 2020), avec des évènements pluvieux ponctuels intenses (2019, période de calibration) ou pendant des étés très pluvieux comme en 2021. Le modèle reproduit plutôt fidèlement les baisses de niveaux d'eau au début de chaque été, ainsi que les profondeurs maximales de nappe, même si en 2018, année avec le creux piézométrique le plus marqué en PZ07, les niveaux simulés restent 0,1 m trop hauts. Les remontées sont légèrement moins bien simulées, la dynamique étant toujours plus lente que dans la réalité, notamment entre octobre et novembre 2020 où les niveaux d'eau simulés restent 0,15 m plus bas que ceux observés. Les signaux en périodes de hautes eaux sont globalement moins bien simulés avec soit des niveaux trop hauts, généralement au début de l'hiver, soit trop bas, généralement au début du printemps.
Les deux jeux de paramètres obtenus par les deux calibrations donnent des résultats plutôt similaires, même si le signal de la *Calibration 1b* est un peu plus lissé et donne de meilleurs résultats pendant la période estivale. Le signal de la *Calibration 1* réagit de façon plus marquée au moindre évènement pluvieux comme pendant l'été 2018 (août-septembre) ou 2019 (même période), et ses niveaux sont moins hauts en hiver.

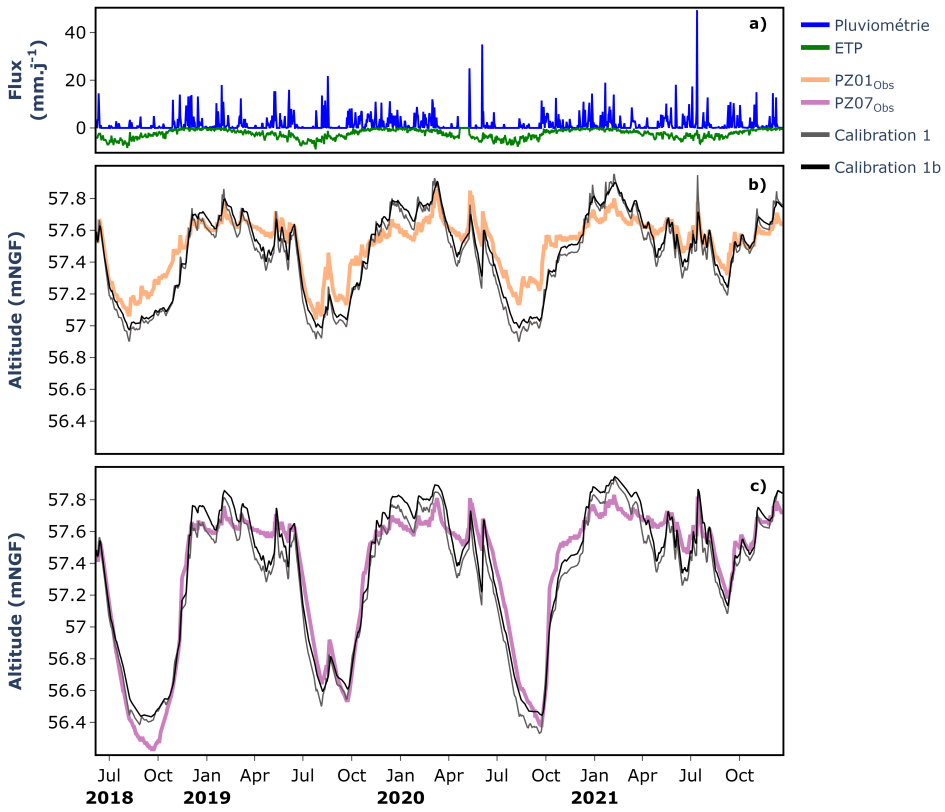


Figure 3.24 – Validation des paramètres de calibration sur la période du 07/06/2018 au 21/12/21 pour les deux résultats de calibration.

Signal modélisé en PZ01

De la même façon qu'en PZ07, la dynamique saisonnière est bien respectée chaque année. La réactivité du système aux évènements pluvieux, plus marquée au droit de PZ01, est aussi bien modélisée. Les dynamiques de baisse et remontée des niveaux d'eau sont aussi bien simulées même si parfois décalées en amplitude. Ces décalages sont surtout liés aux niveaux d'eau en été qui descendent trop bas (de 0,15 m en 2018, de 0,10 à 0,15 m en 2019 et de plus de 0,20 m en 2020). En période de hautes eaux, le modèle se comporte de la même façon qu'en PZ07, c'est-à-dire avec des niveaux soit trop hauts au début de l'hiver, soit trop bas au printemps.

Concernant les deux jeux de paramètres, la *Calibration 1b* présente comme en PZ07 un signal plus lissé, moins sensible que la *Calibration 1* à tous les évènements pluvieux, celle-ci étant d'ailleurs un peu trop réactive comme pendant l'été 2021 (juillet) où un évènement pluvieux exceptionnel (50 mm d'eau en une journée) a fait remonter les niveaux de 0,5 m en à peine 2 jours, contre 0,2 pour la *Calibration 1b* et pour l'observé. Globalement, ce deuxième jeu de paramètres n'apporte pas une amélioration aussi visible que pour PZ07.

Stabilité de l'algorithme d'optimisation

Le nombre d'itérations de l'algorithme d'optimisation étant relativement faible (choix de 12 particules et de 10 itérations, d'où 120 simulations par calibration), plusieurs calibrations identiques ont été réalisées afin de vérifier le biais d'équifinalité. En effet, le point de départ de l'algorithme étant pris de façon aléatoire, le cheminement des particules entre deux calibrations même avec un paramétrage identique n'est jamais le même. Certaines calibrations ont aussi été programmées avec 20 itérations (d'où 240 simulations) pour voir s'il pouvait y avoir un effet de taille. Enfin, la période de calibration a aussi été modifiée (du 18 juin au 3 novembre 2020) afin de vérifier son importance sur les résultats. Les résultats sont présentés dans le Tableau 3.6. L'écart-type sur les valeurs ainsi que le coefficient de variation (écart-type normalisé par la moyenne) sont aussi présentés.

Les résultats de calibration, présentés sur la Figure 3.25 sont plutôt stables pour les paramètres de conductivités hydrauliques exceptée pour la composante verticale de la première couche, qui peut varier de deux ordres de grandeurs (entre 10^{-6} et 10^{-4} m.s^{-1}). Parmi les autres paramètres calibrés, le coefficient d'emmagasinement spécifique est le paramètre avec la plus grande variation dans les valeurs trouvées par la calibration, avec ensuite les deux paramètres du modèle de Mualem-Van Genuchten et la teneur en eau résiduelle. Ces quatre paramètres sont surtout liés aux processus d'évapotranspiration (transfert vertical de l'eau et écoulements en zone non saturée).
Ni la période de calibration, ni le nombre d'itérations n'impactent les résultats de calibration.

Table 3.6 – Analyse de stabilité de l'algorithme d'optimisation. Les unités sont en m pour les longueurs et en s pour les temps.

Calibration	1	1b	2	3	4	5	6	Écart-type	Coefficient de variation
RMSE	0,112	0,096	0,101	0,124	0,110	0,154	0,092	-	-
$-Log_{10}(K_{xy1})$	3,8	3,7	3,8	3,8	3,6	3,8	3,5	0,10	3%
$-Log_{10}(K_{z1})$	3,4	5,8	4,3	5,8	3,6	4,5	3,6	1,0	23%
S_{s1}	0,040	0,040	0,071	0,008	0,005	0,033	0,034	0,02	75%
α_1	0,74	0,74	0,83	1,20	1,84	1,36	1,78	0,46	36%
n_1	1,28	1,28	2,38	1,71	2,01	2,56	1,52	0,50	26%
S_{r1}	0,15	0,15	0,12	0,12	0,06	0,14	0,15	0,03	26%
$-Log_{10}(K_{xy2})$	7,1	7,3	8,4	7,5	8,9	7,9	9,0	0,78	10%
$-Log_{10}(K_{z2})$	8,1	7,3	7,6	7,8	8,1	8,3	8,9	0,52	6%
Période	2019	2019	2019	2019	2019	2020	2020	-	-
nb itérations	120	120	240	120	240	120	240	-	-

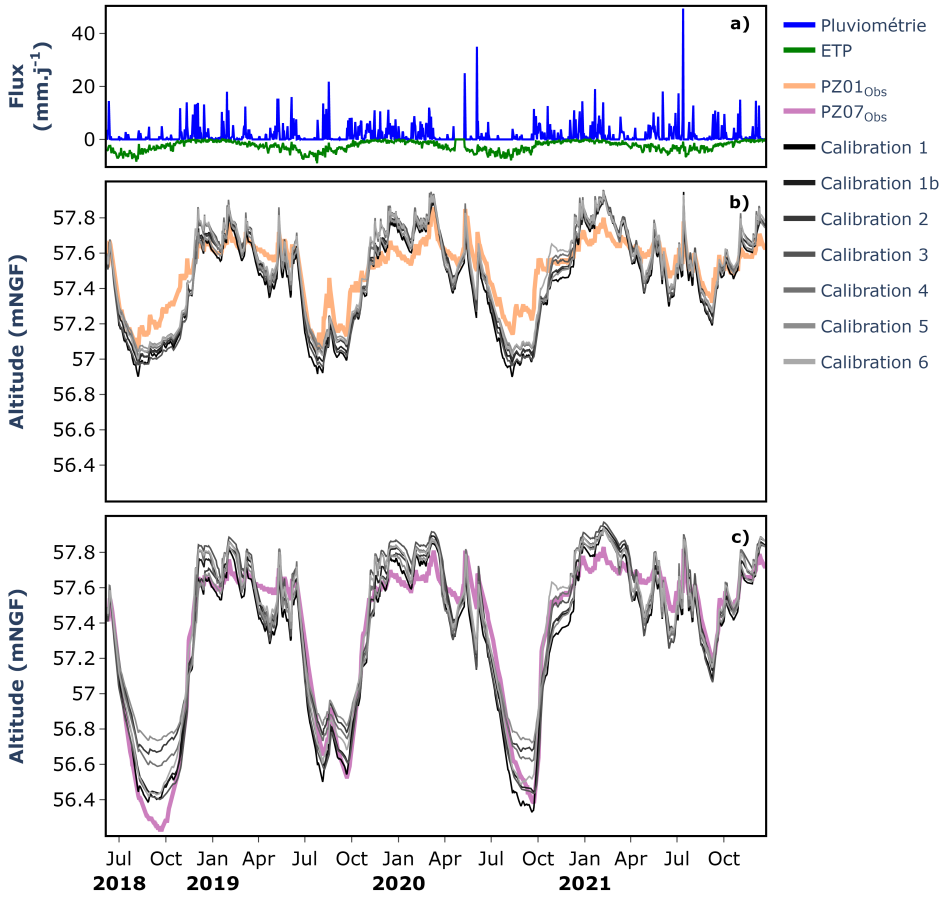


Figure 3.25 – Comparaison des signaux modélisés par les différentes calibrations (cf. Tableau 3.6)

.

Bilan de la calibration

Ce travail de calibration a permis d'obtenir un résultat satisfaisant pour modéliser les niveaux d'eau sur le transect entre la rivière et PZ05. Parmi les deux jeux de paramètres trouvés, c'est celui de la *Calibration 1b* qui a été choisi pour la suite de la discussion car il permet premièrement une meilleure modélisation des signaux piézométriques, notamment en PZ07, et est légèrement plus réaliste dans sa réactivité aux évènements pluvieux avec des amplitudes de variations plus proche de la réalité. De plus, l'algorithme d'optimisation s'est montré plutôt stable dans la solution au problème inverse au moins pour les valeurs de conductivités hydrauliques, même si pour les paramètres liés aux processus verticaux les variations des résultats de calibration restent significatives (K_{z1}, S_s, α_1 et n_1). La seconde analyse de sensibilité proposée plus tard dans la discussion (§3.3.5) permettra d'en apprécier les effets qualitativement. L'ensemble des valeurs des paramètres calibrés qui seront discutés par la suite sont présentés dans le Tableau 3.7.

Table 3.7 – Liste de l'ensemble des paramètres avec leur valeur calibrée.

Paramètre	Valeur calibrée	Unité
	Milieu poreux	
Couche 1		
K_{xy1}	$1{,}9\times10^{-4}$	$m.s^{-1}$
K_{z1}	$1{,}6\times10^{-6}$	$m.s^{-1}$
S_{r1}	0,15	-
Φ	0,57	-
α_1	0,74	$m.s^{-1}$
n_1	1,28	-
S_{s1}	4×10^{-2}	m^{-1}
Couche 2		
K_{xy2}	$5{,}3\times10^{-8}$	$m.s^{-1}$
K_{z2}	$4{,}7\times10^{-8}$	$m.s^{-1}$
S_{r2}	0,17	-
Φ	0,68	-
α_2	2,2	$m.s^{-1}$
n_2	1,23	-
S_{s2}	8×10^{-2}	m^{-1}
	Évapotranspiration	
Transpiration		
LAI	1	s.d.
C_1	1	s.d.
C_2	1	s.d.
r_d	1,1	m
RDF	cubique	-
θ_{wp}	0,22	s.d.
θ_{fc}	0,44	s.d.
θ_{ox}	0,57	s.d.
θ_{an}	0,63	s.d.
Évaporation		
C_3	1	s.d.
e_d	0,2	m

suite...

Table 3.7 – Liste de l'ensemble des paramètres avec leur valeur calibrée.

Paramètre	Valeur calibrée	Unité
EDF	cubique	-
θ_{e2}	0,29	-
θ_{e1}	0,57	-
Interception		
c_{int}	0,004	m

3.3.4 Interprétation de la modélisation

Conductivités hydrauliques

La simulation HGS a permis de souligner l'importance de la couche 1 avec des conductivités hydrauliques élevées, notamment horizontale afin d'apporter l'eau latéralement de la rivière et de la limite droite du transect simulé. Sur toutes les calibrations réalisées, c'est le paramètre le plus stable avec des valeurs toujours supérieures à 10^{-4} m.s^{-1}. La présence de la seconde couche joue un rôle non négligeable dans l'obtention d'un résultat satisfaisant, et la calibration montre le besoin de conductivités hydrauliques plus faibles dans cette couche profonde que dans la couche de surface. Cela signifie que la zone d'influence des processus de transpiration s'étendent bien au-delà de la zone racinaire et que les transferts verticaux sont un élément important dans la dynamique de nappe : des conductivités hydrauliques verticales faibles dans la deuxième couche limitent la compensation à la reprise transpiratoire depuis ce réservoir et participent au creusement piézométrique estival. Ce phénomène est plus marqué en PZ07 qu'en PZ01 car PZ07 est plus éloigné de la rivière.

Un milieu réactif : des saturations élevées

Le modèle réussit a être très réactif aux évènements pluvieux même quand les niveaux d'eau sont bas. Ce comportement est observé chaque été en PZ01, alors que les niveaux sont à 1 m de profondeur, et en PZ07 aussi notamment en 2020 voire même en 2018 et 2021 où des petites variations sont observées alors même que la nappe est à 1,5 m de profondeur (cf. 3.24). Les transferts verticaux sont contrôlés par les paramètres de la zone non saturée et par la conductivité hydraulique verticale. Ainsi, la combinaison de ces paramètres permet de restituer plus ou moins bien les variations ponctuelles de niveaux d'eau, à l'échelle événementielle, là où les variations saisonnières sont surtout liées aux autres paramètres de conductivités hydrauliques (comme montré au paragraphe précédent). Ceci pourrait expliquer que ce soit les paramètres les moins stables dans le processus de calibration car ils vont de fait moins impacter la valeur du RMSE qui, sur la période de calibration choisie (un cycle complet de récession), est plus sensible à la qualité de la simulation des basses fréquences du signal piézomètrique (variations saisonnières) qu'à celle des hautes fréquences (liées aux évènements pluvieux). Dans tous les cas, les profils verticaux de saturation montrent que la saturation reste élevée sur toute la hauteur de la zone non saturée, avec des valeurs toujours supérieures à 0,8. Dans leur expérience avec des lysimètres dans un environnement similaire (marais minérotrophe) mais avec une végétation différente, Schwärzel et al. (2006) ont mesuré des saturations d'environ 0,7 dès 0,2 m de profondeur et proches de 1 au-delà de 0,3 m alors que le niveau de nappe était à plus de 0,6 m, ce qui rejoint les saturations obtenues ici par le modèle.

La Figure 3.26 montre par exemple l'évolution de la saturation lors de l'évènement pluvieux du 17/08/2019. Le front de saturation pénètre sur les premiers décimètres de sol dans les 24h qui suivent les pluies, puis est ensuite repris progressivement pour partie par les processus de transpiration ($t < 72h$), même si une partie de ce front atteint le niveau de la nappe matérialisée par $S_w = 1$ ($t < 48h$). Ce point rejoint l'hypothèse émise au §3.1.3 : la réactivité de la nappe est liée à des saturations qui restent élevées, favorisant l'infiltration des eaux de pluies lors d'un évènement pluvieux, et qui sont reprises pour partie par la végétation avant qu'elles

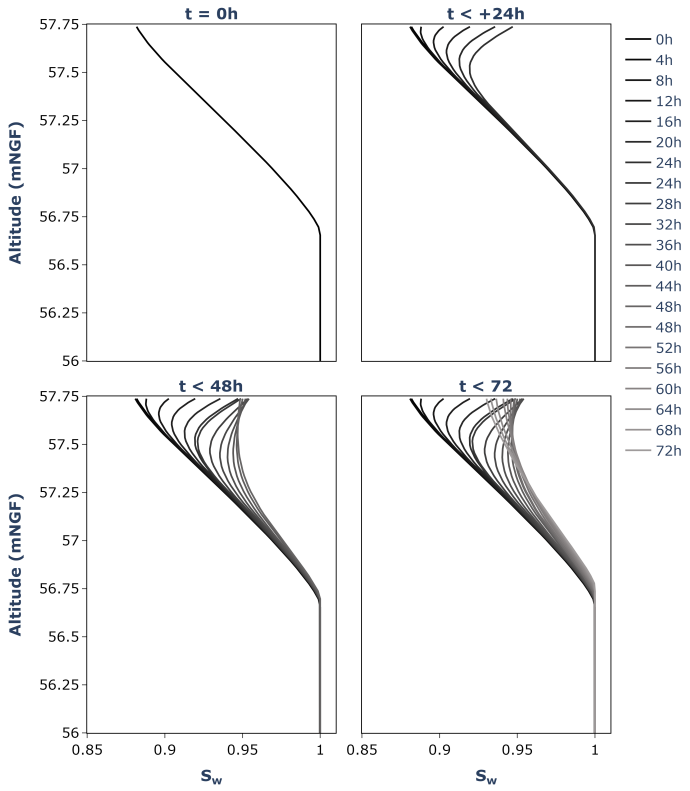


Figure 3.26 – Évolution du profil de saturation en PZ07 lors d'un évènement pluvieux ponctuel (entre le 16 et 23 août 2019). Résultats de simulation avec des forçages horaires.

aient traversé complètement la zone non-saturée. Conjointement, la nappe n'est plus mise à contribution et à l'apport du front de saturation s'ajoute l'effet des apports latéraux sur la remontée des niveaux d'eau. Ce profil de teneur en eau est directement lié aux saturations caractéristiques du milieu (point de flétrissement et surtout capacité au champ), et donc aux paramètres du modèle de Mualem-Van Genuchten qui, dans la configuration de la *Calibration 1b*, favorisent la reprise transpiratoire pour des saturations supérieures à 0,77.

Bilans d'eau à l'échelle du transect

La modélisation HGS a permis de calculer des bilans d'eau à l'échelle du transect sur les mêmes périodes que celles considérées pour les calculs de bilan d'eau à l'échelle du marais à partir des surfaces piézométriques (cf. §3.1.5). Les résultats sont présentés dans le Tableau 3.8. Les volumes entrant (+) et sortant (−) du milieu poreux ainsi que leur contribution à la compensation de la reprise transpiratoire (baisse) ou à la remontée piézométrique (remontée) sont indiqués. La pluie efficace correspond au volume d'eau qui s'infiltre réellement dans le sol et l'ET au volume qui s'exfiltre réellement du sol. Ainsi en 2018, sur la période de baisse estivale, la rivière contribue pour 31% à la compensation de la reprise transpiratoire (qui est de 65 m^3)

et les flux d'eau à travers la frontière latérale droite du transect simulé, frontière matérialisée par PZ05, pour 14%. À la remontée, le système est réalimenté à 45% par les pluies, et 55% par les apports latéraux (24% par l'Essonne et 31% par la frontière droite). Cette répartition est assez constante d'une année à l'autre sauf pendant la remontée en 2019 où les pluies comptent pour 65% de la réalimentation du marais.
Ces bilans permettent de souligner l'importance des flux latéraux dans la dynamique de nappe. Ils contribuent notamment pour plus de 50% à la remontée des eaux d'octobre à décembre (sauf en 2019). Même s'ils n'ont pas été réalisés aux mêmes échelles, ces bilans restent cohérents avec ceux réalisés au §3.1.5, notamment le calcul avec une saturation de 0,7 dans la zone de battement de nappe (un peu moins que ce que donne la simulation) même si à l'échelle du site la contribution des apports latéraux était plus importante en été (proche de 70% environ sur les trois années, cf. Tableau 3.1).

Limitations en hautes eaux

Comme montré précédemment, le modèle ne simule pas précisément les périodes de hautes eaux, avec des niveaux piézométriques soit trop élevés, soit trop bas (cf. Figure 3.24).

Table 3.8 – Résultats des bilans d'eau calculés à partir des résultats de la simulation HGS.

			ET	P_{eff}		Essonne		PZ05	
			V (m^3)	V (m^3)	Contr. (%)	V (m^3)	Contr. (%)	V (m^3)	Contr. (%)
2018	baisse	12/06/2018 02/10/2018	-65	0	0%	20	31%	9	14%
	remontée	02/10/2018 04/12/2018	-7	13	45%	7	24%	9	31%
2019	baisse	17/06/2019 01/10/2019	-60	5	8%	17	28%	9	15%
	remontée	01/10/2019 12/12/2019	-1	15	65%	3	13%	5	22%
2020	baisse	05/06/2020 09/10/2020	-65	6	9%	21	32%	17	26%
	remontée	09/10/2020 26/12/2020	-2	10	43%	4	17%	9	39%

Comme le montrent les cartes piézométriques (cf. Figure 3.10), il peut y avoir en hiver dans le marais des écoulements parallèles à la rivière. Ce processus ne peut pas être pris en compte dans les simulations 2D où l'eau ne peut être évacuée du système que par évapotranspiration où par les frontières latérales du transect. Les niveaux d'eau simulés trop élevés en hiver peuvent donc être dus à cette limitation 2D du modèle.
Au printemps, les niveaux diminuent de façon significative et sont le résultat d'une évapotranspiration active toute l'année dans la modélisation. Cette hypothèse simplificatrice forte qui avait été faite au début de ce travail n'est pas représentative de la réalité. Comme l'illustrent les photographies aériennes du marais (cf. Figure 3.6), la végétation ne commence à s'éveiller vraiment que fin mai / début juin. Une simulation en annulant dans HGS le terme de transpiration (en prenant $LAI = 0$ et $C_2 = 0$) de début décembre à début mai a été réalisée afin de voir l'effet sur les niveaux d'eau hivernaux. Les résultats sont présentés sur la Figure 3.27

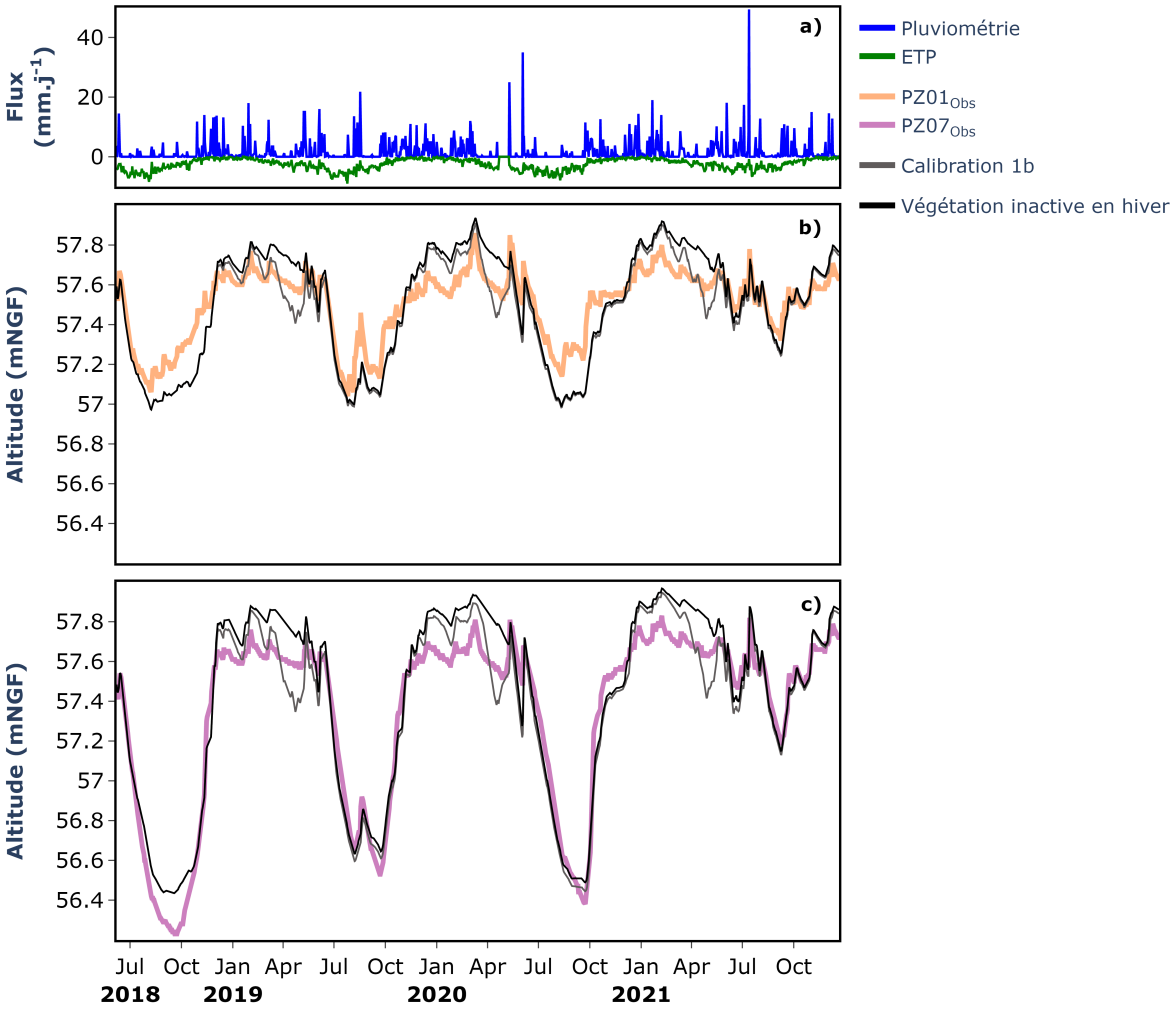


Figure 3.27 – Résultats de modélisation en annulant le terme de transpiration de décembre à mai pour simuler la période de repos hivernal de la végétation.

en comparaison avec les résultats de la simulation de référence (*Calibration 1b*). L'effet est significatif sur les niveaux d'eau en hiver et au printemps avec un signal qui qualitativement ressemble plus à l'observé, avec des dynamiques moins marquées que pour la simulation de référence, et parfois même pas assez, les phases de récession suite à des périodes pluvieuses étant trop lissées (février-avril 2019, avril 2020, février 2021). En travaillant un peu plus finement la pondération de la transpiration, il serait possible d'ajuster un peu mieux la dynamique du signal hautes eaux même si en amplitude la limitation liée à la géométrie du modèle sera toujours contraignante.

Effet de l'abaissement des clapets

Afin d'apprécier l'effet de l'abaissement des clapets du barrage situé en aval du site sur les niveaux d'eau dans le marais, une simulation a été réalisée avec un niveau de rivière constant et égal à 57,8 mNGF (moyenne calculée sur les niveaux d'eau des années 2014 et 2015, cf. §3.1.1). Les résultats sont présentés sur la Figure 3.28 en parallèle des résultats de la simulation (*Calibration 1b*). Les niveaux piézométriques sont plus hauts en été d'une vingtaine de centimètres en PZ01 et PZ07, ce qui correspond à la différence de niveaux de rivière en été entre les deux simulations. Ce résultat n'est pas surprenant dans le sens où ce sont les apports latéraux qui contribuent à la reprise transpiratoire. Rapporté à l'amplitude maximale du battement de nappe simulé, l'effet du barrage est plus important en PZ01 qu'en PZ07. La différence de niveau minimum entre les deux simulations représente plus de 30% de l'amplitude simulée sans barrage, contre moins de 20% en PZ07, ce qui souligne une fois de plus l'influence plus importante de la rivière sur PZ01 du fait de sa proximité.

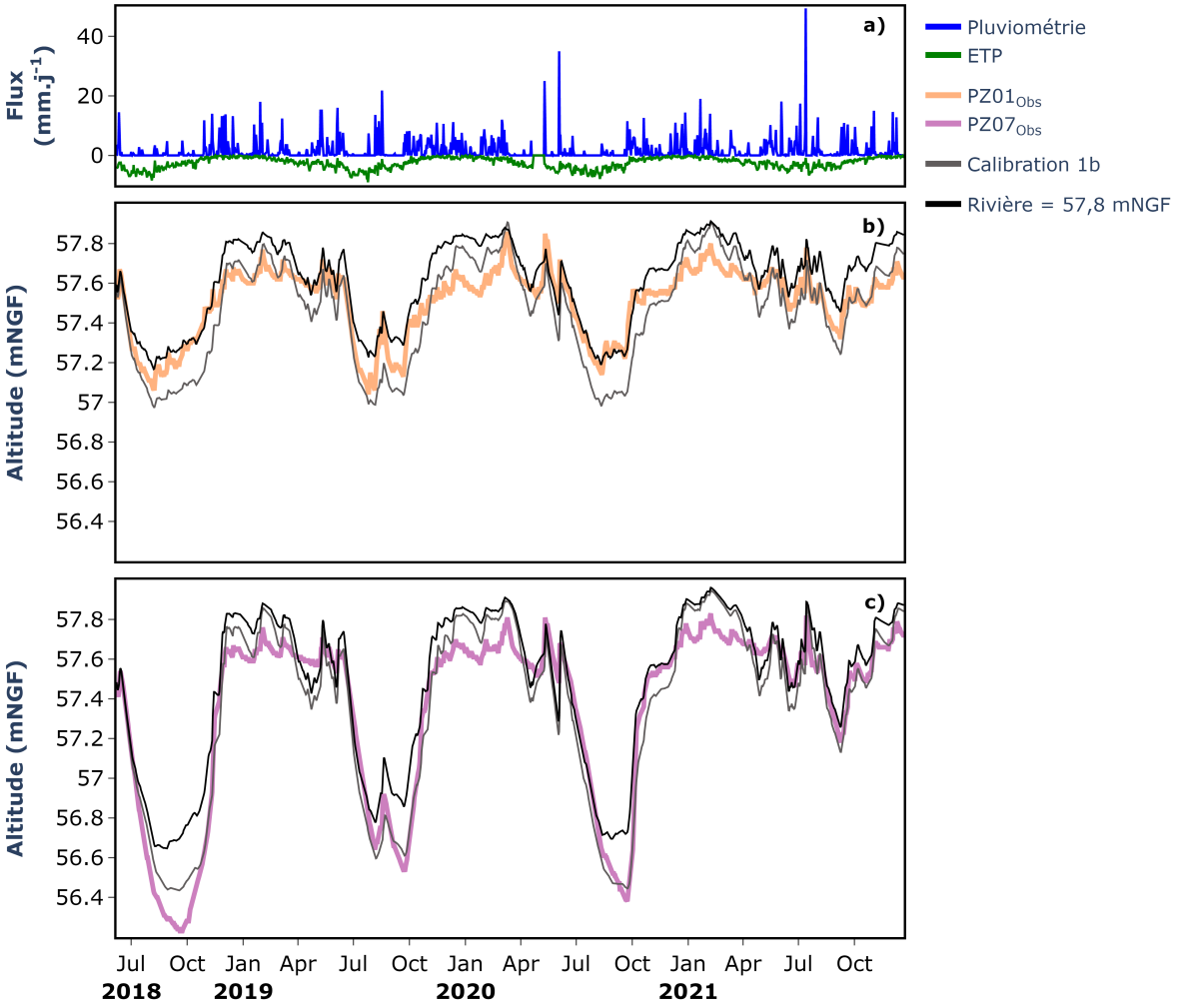


Figure 3.28 – Comparaison entre le modèle avec un niveau de rivière régulé et la simulation de référence *Calibration 1b*.

3.3.5 Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité préalable (cf. 3.3.2) a déjà permis de mettre en évidence les paramètres les plus impactants dans le modèle : les conductivités hydrauliques des deux couches ainsi que les paramètres liés à la zone non saturée. L'objectif de cette partie n'est pas de refaire le même travail mais plutôt d'essayer d'apprécier qualitativement l'effet de chacun des paramètres sur les résultats de modélisation. Le principe est le même : chaque paramètre est pris séparément et sa valeur est modifiée de façon exagérée, avec des valeurs plus petites et plus grandes quand c'est possible. Tous les paramètres de simulation présentés dans le Tableau 3.7 ont été testés sauf la fonction EDF car l'évaporation n'entre pas en compte dans la modélisation (cf. §3.3.2). Les résultats sont présentés sous forme graphique avec toujours tracée en noire la simulation de référence (ici la *Calibration 1b*). Seuls les paramètres ayant un

impact significatif sur les niveaux d'eau sont présentés ici. L'ensemble des résultats de l'analyse de sensibilité est présenté en Annexe V.

Conductivités hydrauliques

Les résultats de l'analyse de sensibilité sur les paramètres de conductivité hydraulique sont présentés de façon séparée entre couche 1 et couche 2.

Couche 1

La conductivité hydraulique a un effet significatif sur les tendances saisonnières (cf. Figure 3.29) : une augmentation de la composante horizontale K_{xy1} limite la baisse des niveaux d'eau estivale et cet effet est plus marqué en PZ07 ($+0,5$ m en moyenne en été contre $+0,25$ m en PZ01 par rapport à la simulation de référence). Une diminution de K_{xy1} accentue la baisse

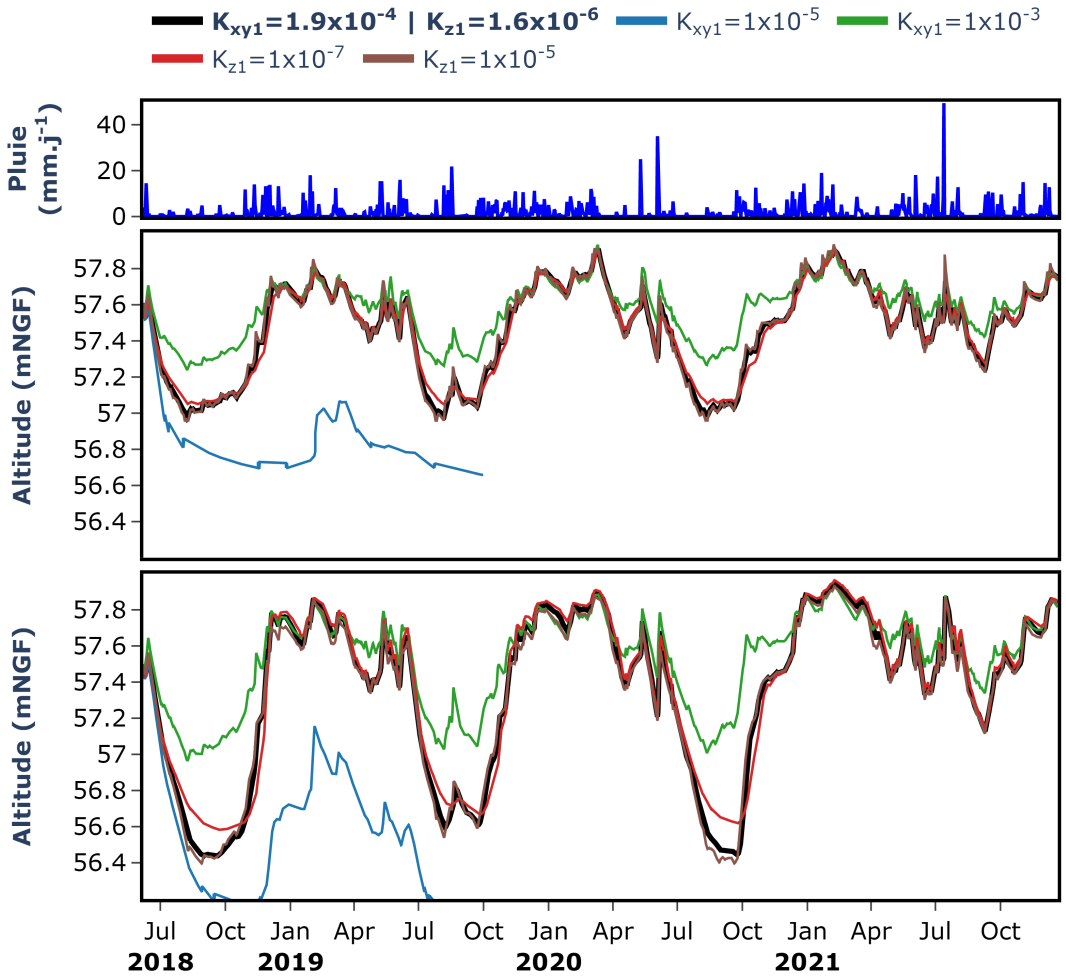


Figure 3.29 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux conductivités hydrauliques horizontales et verticales de la couche 1.

des niveaux piézométriques et l'alimentation par les apports latéraux n'est plus suffisante pour compenser la perte par évapotranspiration : le système se vidange. Cette diminution d'un facteur 10 est d'ailleurs un peu trop contraignante pour le modèle qui n'a pas pu aller au bout du calcul (pas en temps trop petit).

La modification de la composante verticale K_{z1} joue surtout sur les dynamiques à petite échelle, liées aux évènements pluvieux ponctuels : diminuée d'un facteur 10, le signal qui en résulte est beaucoup plus lissé, avec une absence de réaction aux pluies, avec néanmoins un effet limité sur les niveaux bas en PZ07 ($+0,15$ m en moyenne par rapport à la simulation de référence). En revanche, augmenter la composante verticale d'un facteur 10 n'a que peu d'effets sur le signal modélisé, mis-à-part des réponses un peu plus marquées aux évènements pluvieux (pendant les périodes de remontée notamment).

Cette analyse rejoint ce qui a été dit précédemment au §3.3.4 : la composante horizontale de la conductivité hydraulique dans la première couche joue beaucoup sur la dynamique saisonnière, à savoir l'amplitude maximale du battement de nappe, tandis que la composante verticale, plutôt liée aux processus transpiratoires via les transferts verticaux entre zone saturée et zone non saturée, joue principalement sur les dynamiques événementielles.

Couche 2

Comme le montre la Figure 3.30, le modèle tel que paramétré n'est pas très sensible aux valeurs de conductivités hydrauliques de la seconde couche excepté pour sa composante verticale K_{z2}, qui était d'ailleurs le paramètre le plus sensible d'après l'analyse de sensibilité préalable (cf. Tableau 3.2). Le modèle est sensible à ce paramètre uniquement en période de basses eaux et principalement en PZ07. Une augmentation d'un facteur 10 de K_{z2} limite la baisse des niveaux piézométriques d'environ $0,2$ m en moyenne par rapport à la simulation de référence. À l'inverse, diminuer K_{z2} accentue la diminution des niveaux d'eau de plus de 0,2 m selon les années. Une valeur aussi faible de K_{z2} est un peu trop contraignante pour le modèle qui a quelques difficultés de convergence quand les niveaux d'eau arrivent à la frontière entre les deux couches (ce qui explique les oscillations en période de basses eaux).

La conductivité hydraulique verticale de la seconde couche joue donc un rôle non-négligeable dans les processus de transferts verticaux liés à la reprise transpiratoire, dont la couche 2 est contributrice : limiter les flux en diminuant la conductivité hydraulique modifie significativement les niveaux d'eaux simulés. Cet effet est plus exacerbé en PZ07 qu'en PZ01 car les niveaux d'eau y sont plus bas et aussi car PZ01 est plus sous influence de la rivière, et donc de la composante horizontale de la conductivité hydraulique de la première couche.

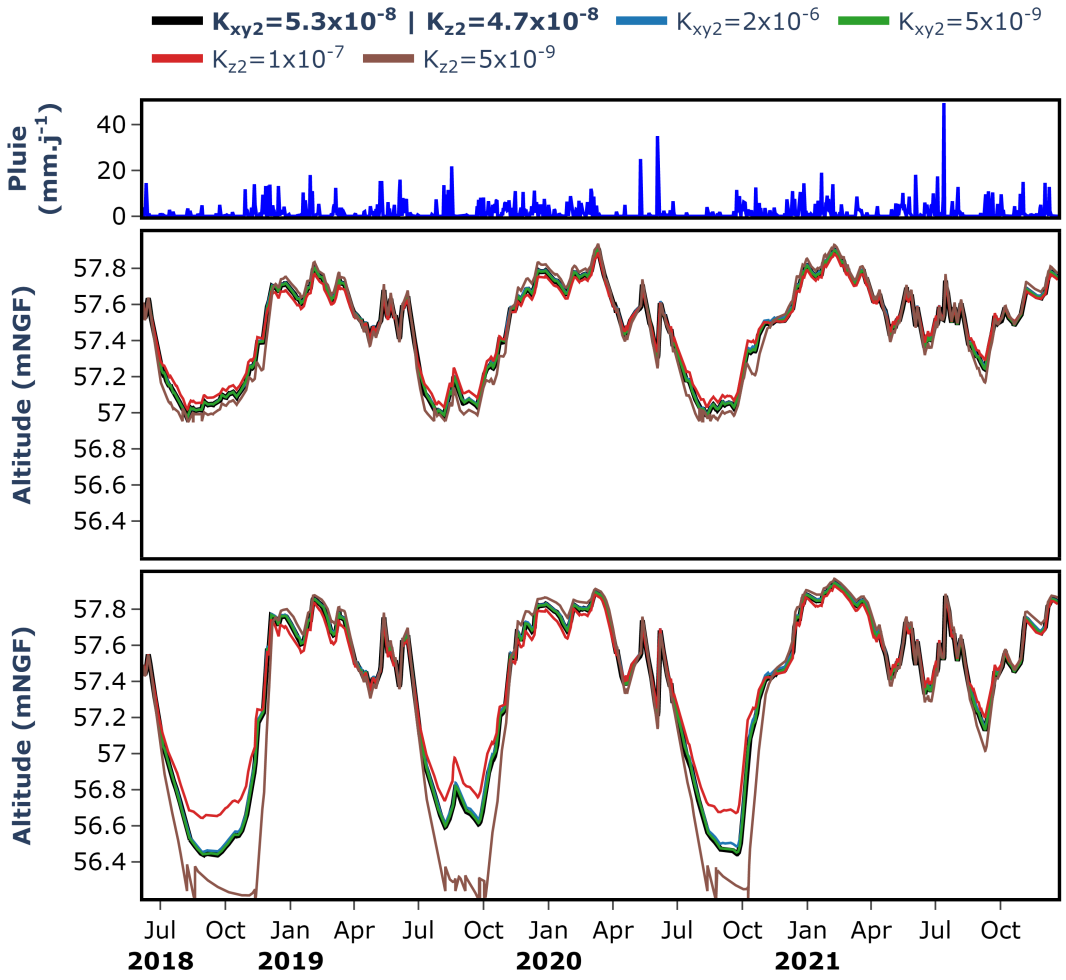


Figure 3.30 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux conductivités hydrauliques horizontales et verticales de la couche 2.

Coefficient d'emmagasinement spécifique

Ce paramètre arrivait en 4ème et 12ème place pour respectivement la première et seconde couche lors de l'étude préalable de sensibilité (cf. Tableau 3.2). Les résultats de cette nouvelle analyse de sensibilité, présentés sur la Figure 3.31 montrent, quant à eux, que le modèle est sensible à une modification de ce paramètre dans les deux couches. Globalement, une augmentation du S_s (réalisée uniquement pour la couche 1, la valeur de la couche 2 étant déjà élevée) a pour effet de limiter le rabattement piézométrique estival et de lisser le signal qui n'est plus réactif aux évènements pluvieux. À l'inverse, diminuer la valeur du S_s accentue la baisse des niveaux d'eau (surtout en PZ07) et rend le système plus réactif à la pluie. Pour comprendre cet effet, il faut revenir à la définition du coefficient d'emmagasinement spécifique : il correspond au volume d'eau libéré par le milieu poreux pour une variation unitaire de charge hydraulique par unité de surface d'aquifère. Pour dire les choses autrement, pour un même

volume d'eau libéré, la variation de charge hydraulique sera plus importante pour un milieu poreux avec un S_s petit. C'est ce qui est observé dans les résultats de l'analyse de sensibilité. Cet effet est d'autant plus marqué avec la diminution du S_s de la seconde couche que les conductivités hydrauliques y sont faibles et donc le rééquilibrage de charge pour un même volume d'eau libéré plus lent. Cet effet est limité en PZ01 car ce dernier est moins influencé par la couche 2 du fait des niveaux d'eau plus hauts et de sa proximité avec la rivière.

Les valeurs de coefficient d'emmagasinement spécifique sont cruciales dans la modélisation de la dynamique saisonnière, et notamment l'amplitude du battement de nappe. Le fait d'avoir fixé la valeur de S_{s2} lors de la calibration a donc sûrement influencé les valeurs possibles de conductivités hydrauliques de la seconde couche. En effet, S_s et K_z ont tous deux comme effet de jouer sur les niveaux d'eaux en été et peuvent donc se compenser mutuellement dans une approche stochastique de calibration où une large gamme de valeurs est balayée. C'est ce qui explique aussi pourquoi le coefficient d'emmagasinement spécifique de la première couche présentait une grande variation dans les valeurs trouvées par les différentes calibrations.

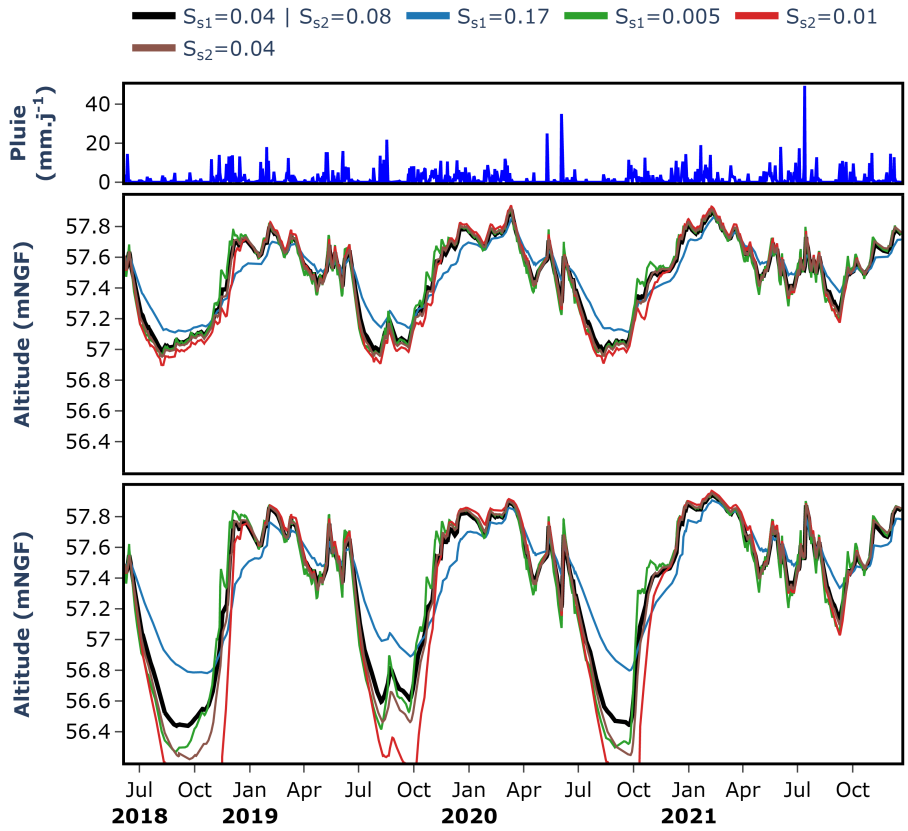


Figure 3.31 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux coefficients d'emmagasinement spécifique des deux couches.

Paramètres lié à la formulation de Mualem-Van Genuchten

La formule de Mualem-Van Genuchten fait intervenir deux paramètres empiriques (α et n), la teneur en eau à saturation (supposée dans HGS égale à la porosité Φ), la teneur en eau résiduelle (S_r), et donc indirectement la porosité. Dans la façon dont le modèle a été construit, ces paramètres vont aussi jouer sur les teneurs en eau caractéristiques (point de flétrissement et capacité au champ), car celles-ci sont calculées d'après la formule de Mualem-Van Genuchten en prenant des hauteurs d'eau respectives de -150 m et -3,3 m (cf. §1.3.2 et Figure 1.20). Ces paramètres étant spécifiques aux écoulements en zone non saturée et la zone non saturée n'atteignant pratiquement jamais la couche 2, seuls les paramètres de la couche 1 sont susceptibles d'influencer le résulat des simulations. Les résultats de l'étude de sensibilité sont présentés sur la Figure 3.32.

Les paramètres α et n de la première couche ont un effet significatif sur les niveaux d'eau en été en PZ07. Une pression d'entrée d'air petite (α_1 grand) lisse le signal, tandis qu'à l'inverse un α_1 petit rend le système encore plus réactif au moindre évènement pluvieux. Augmenter la valeur de n_1 a le même effet (cf. Figure 3.32, $n_1 = 3,3$). En revanche le modèle n'a pas réussi à converger pour une valeur plus faible de n_1 (cf. Figure 3.32, $n_1 = 1,1$). Comme déjà mentionné, ces paramètres vont jouer à la fois sur la relation entre saturation et potentiel matriciel, et

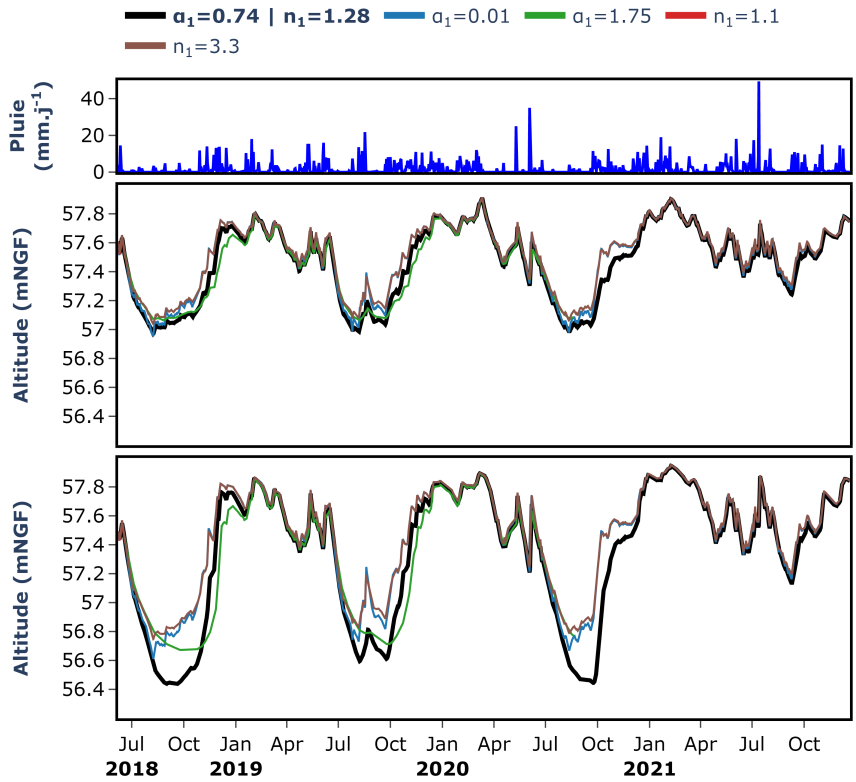


Figure 3.32 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux paramètres du modèle de Mualem-Van Genuchten de la couche 1.

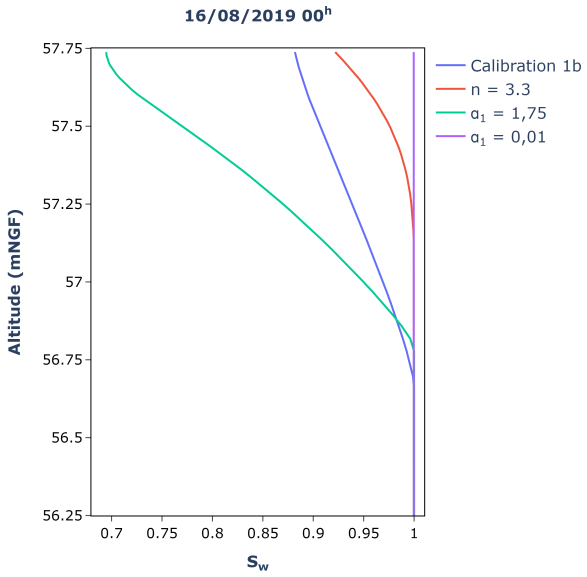


Figure 3.33 – Comparaison des profils de saturation pour différents paramètres de Mualem-Van Genuchten.

donc sur les teneurs en eau caractéristiques qui, dans HGS, pondèrent plus ou moins fortement la transpiration. Pour comprendre l'effet de ces paramètres sur les niveaux d'eau, la Figure 3.33 présente pour chacune des combinaisons de paramètres le profil de saturation correspondant au même instant t (16/08/2019, avant l'évènement pluvieux discuté sur la Figure 3.26).

Dans le cas où α_1 vaut 1,75, les saturations sont plus faibles en surface car la saturation à la capacité au champ est plus faible ($S_{wp} = 0,66$) et donc les processus de transpiration mobilisent plus facilement le réservoir de surface, la fonction de densité racinaire donnant plus de poids aux faibles profondeurs. Le comportement est aussi très différent lors de l'évènement pluvieux exceptionnel du 17 août 2019. Les profils de saturation avec un α_1 de 1,75 sont présentés sur la Figure 3.34 sous la même forme que pour la simulation de référence déjà présentée sur la Figure 3.26. Dans ce cas, le front de saturation reste en surface du fait des conductivités hydrauliques plus faibles liées au degrés de saturation aussi plus faible limitant ainsi la remontée de la nappe à quelques centimètres (cf. Figure 3.32). La contribution par les apports latéraux semble ici assez limitée.

La simulation avec un n_1 de 3,3 et celle avec un α_1 de 0,01 ont des niveaux d'eau simulés en PZ07 assez similaires (cf. Figure 3.32). Pourtant, leurs profils de saturation sont très différents (cf. Figure 3.33), notamment pour la seconde qui présente un profil proche de la saturation sur toute sa hauteur, ce qui correspond à un cas extrême peu probable dans la nature. Il est donc possible d'avoir pour deux profils de saturation radicalement différents un même résultat de simulation pour les niveaux piézométriques.

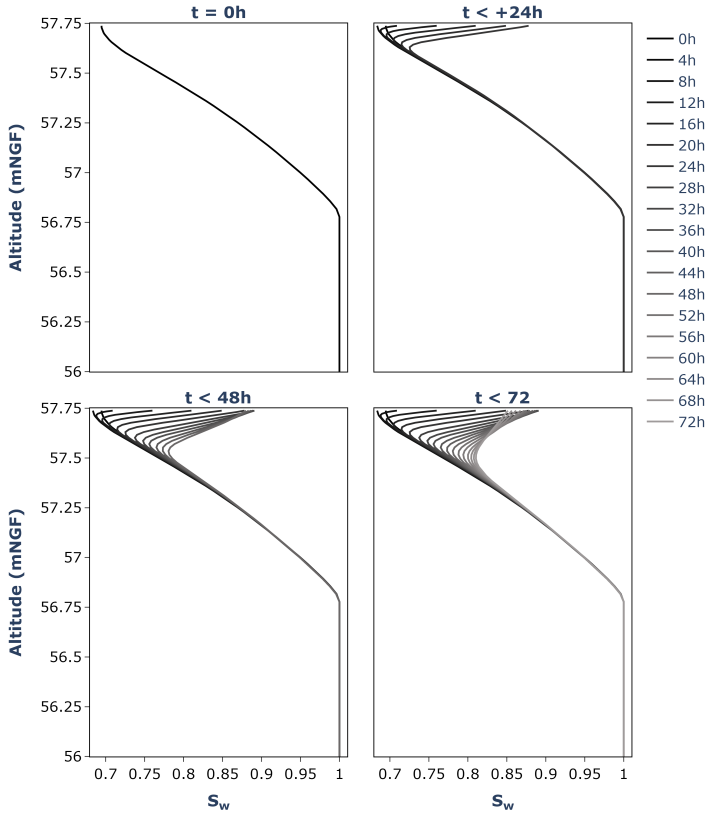


Figure 3.34 – Évolution du profil de saturation en PZ07 pour $\alpha_1 = 1,75$ lors de l'évènement pluvieux du 17 août 2019 ($t = 0$). À comparer avec la Figure 3.26 pour la simulation de référence.

La Figure 3.35 présente les résultats de l'analyse au paramètre de porosité des deux couches. Le modèle est légèrement sensible à la valeur de porosité de la couche 1, toujours en période de basses eaux. Ceci est directement lié au stock disponible dans le sol : plus la porosité est faible, plus le volume d'eau disponible est petit et donc dépendant des apports latéraux rapides pour compenser ce réservoir du sol plus faible. À l'inverse, une porosité plus forte limite les rabattements piézométriques du fait d'un volume d'eau disponible plus important.

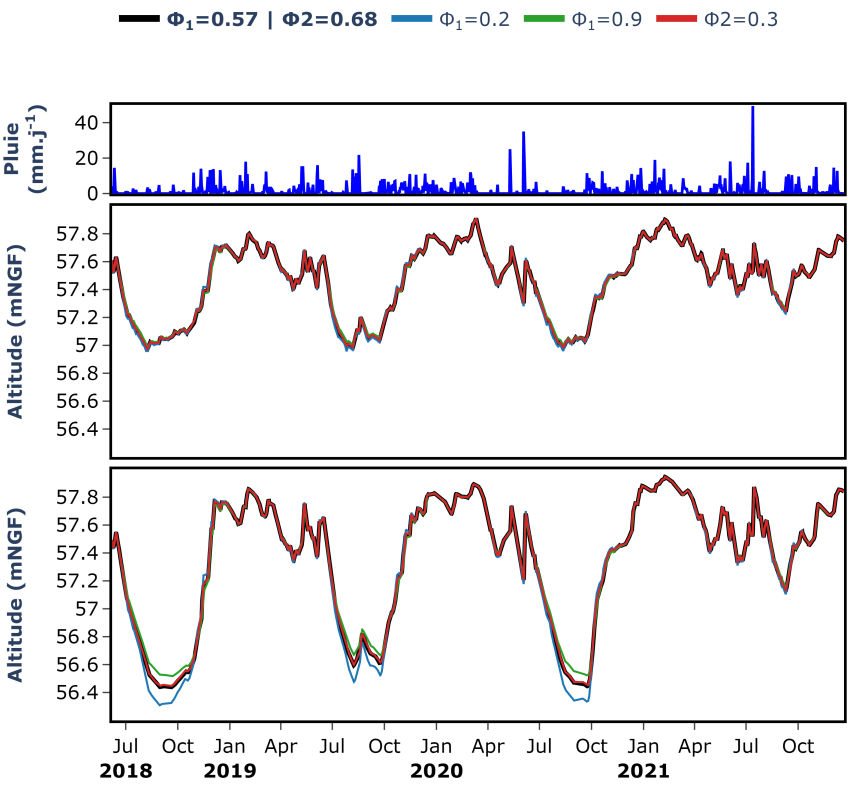


Figure 3.35 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux porosités des deux couches.

Paramètres de saturation limites

Les valeurs des paramètres de saturation limites S_{an}, S_{ox}, S_{e1} et S_{e2} (à multiplier par la porosité Φ pour avoir des teneurs en eau θ_{an}, θ_{ox}, θ_{e1} et θ_{e2}) avaient été fixées de façon arbitraire au début de ce travail de calibration afin de favoriser les processus de transpiration. La Figure 3.36 présente l'analyse de sensibilité du modèle à ces paramètres. Seules les teneurs en eau aux limites oxique et anoxique jouent sur les résultats de simulation : les diminuer entraîne une limitation des processus de transpiration pour des teneurs en eau du sol supérieures à θ_{ox}, et les annihile pour des teneurs en eau supérieures à θ_{an}. Ainsi, la végétation ne peut pas mobiliser directement le réservoir saturé mais uniquement la zone non saturée, modifiant le profil vertical de saturation, ce qui explique les niveaux d'eau plus hauts en été. Ces teneurs en eau jouent ainsi de la même façon que les paramètres liés aux transferts verticaux et le fait de les avoir fixées arbitrairement en amont de la calibration automatique a sûrement influencé la combinaison trouvée pour ces paramètres.

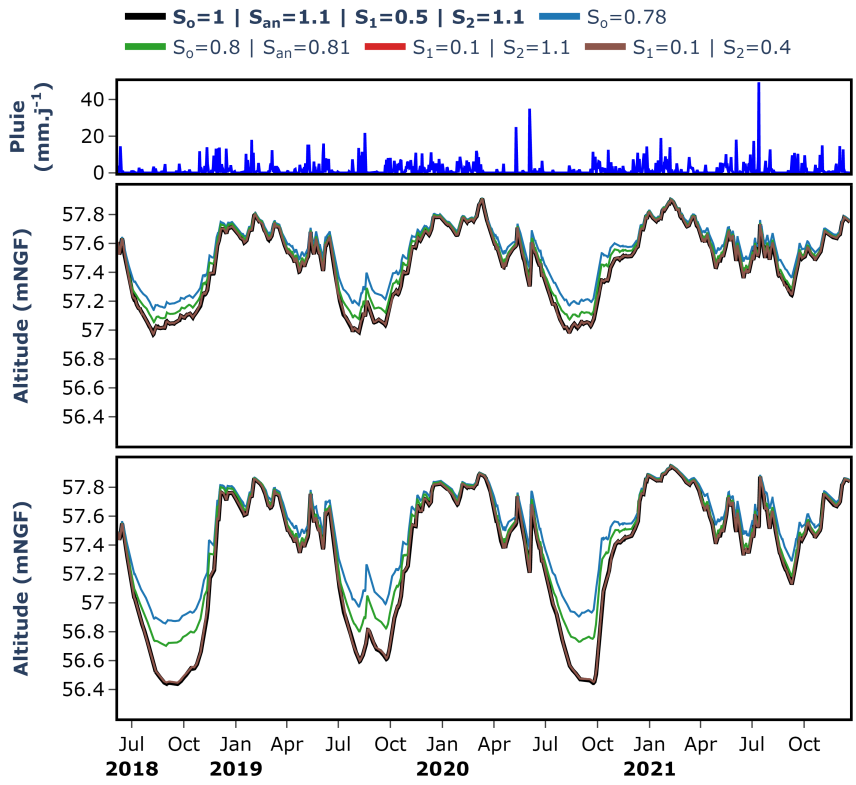


Figure 3.36 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux teneurs en eau limites.

Bilan de l'analyse de sensibilité

Cette analyse a permis, en complément de l'étude préalable, d'estimer qualitativement l'effet des paramètres pour lesquels le modèle est le plus sensible. S'il est évident que la conductivité hydraulique horizontale de la première couche joue un rôle majeur dans la dynamique de battement de nappe, les autres paramètres tels que les conductivités hydrauliques verticales des deux couches, les paramètres de la zone non saturée ou encore le coefficient d'emmagasinement spécifique jouent un rôle secondaire mais déterminant à la fois pour caler le signal simulé en période de basses eaux, mais aussi pour reproduire toute la dynamique à petite échelle du signal piézométrique. Il n'est pas à exclure que ces paramètres puissent compenser leurs effets, et c'est notamment ce qui a été observé entre la *Calibration 1* et la *Calibration 1b*, avec des valeurs de conductivités hydrauliques verticales dans les deux couches différentes d'un facteur 10 et pourtant des résultats de simulation assez comparables. Le coefficient d'emmagasinement spécifique de la seconde couche, qui avait été fixé au début du travail de calibration et qui n'était pas ressorti de l'analyse de sensibilité préalable, s'avère avoir un effet plutôt significatif sur les niveaux en basses eaux. Enfin, même si les niveaux piézométriques simulés sont sensibles aux paramètres de Van Genuchten, c'est surtout sur les profils de saturation que ces derniers vont vraiment être significatifs.

La sensibilité du modèle est plus forte en PZ07 qu'en PZ01 car c'est là où les rabattements sont les plus importants, et donc l'effet des transferts d'eau verticaux liés notamment aux paramètres de la zone non saturée et aux conductivités hydrauliques verticales sont les plus forts. À l'inverse, PZ01 qui est proche de la rivière y est moins sensible car surtout influencé par cette dernière et les apports latéraux facilités par une forte conductivité hydraulique horizontale.

3.3.6 Bilan de la simulation

Ce travail de modélisation a permis tout d'abord de construire un modèle 2D du marais de Jarcy qui reproduit bien les dynamiques de nappe saisonnières mais aussi événementielles. Si les niveaux en basses eaux sont très bien simulés, excepté en 2018 au niveau de PZ07, les dynamiques de remontée simulées ne sont pas aussi rapides que celles observées, et surtout les niveaux en hautes eaux sont trop élevés. Cette différence est sûrement liée à la géométrie 2D du modèle qui ne permet pas de simuler les écoulements longitudinaux (parallèles à la rivière) qui, en hiver, ne sont plus négligeables vis-à-vis des écoulements latéraux, la surface piézométrique étant sub-horizontale avec une direction d'écoulements identique à celle de la rivière.

Ce modèle permet de valider et préciser le fonctionnement hydrologique du marais. Il est tout d'abord nécessaire d'avoir une conductivité hydraulique horizontale forte dans la première couche pour compenser la reprise transpiratoire en été par les apports latéraux. Ces derniers sont soulignés par les calculs de bilans d'eau sur les périodes de baisse et de remontée des niveaux piézométriques avec des contributions à la compensation de la reprise transpiratoire entre 40 et 50% en été, et entre 40 et 60% en octobre lors de la réalimentation du marais, selon les apports pluviométriques. Le modèle met en lumière l'importance de la seconde couche pour obtenir les forts rabattements observés en PZ07 en été, avec la nécessité d'un contraste de conductivité hydraulique élevé entre les deux couches. Ce contraste limite les transferts verticaux et donc l'utilisation de ce volume d'eau par la végétation.
La réactivité du système aux évènements pluvieux, observée dans les signaux piézométriques, est correctement simulée dans le modèle avec des saturations élevées dans la zone de battement de nappe, même au plus fort de l'été. Celles-ci sont toujours supérieures à 0,8 ce qui permet un transfert vertical rapide du front de saturation à chaque pluie.
Enfin, le modèle a permis d'apprécier l'effet du barrage situé sur l'Essonne en aval du site en réalisant une simulation avec des niveaux constants de rivière correspondant à son état avant l'ouverture des clapets du barrage (< 2015). Les résultats ont montré une hausse des niveaux piézométriques en été de 0,25 m au maximum, avec un effet en proportion plus important en PZ01 qu'en PZ07.

L'analyse de sensibilité a permis de comprendre l'effet de chacun des paramètres sur les résultats de modélisation. Si la conductivité hydraulique horizontale de la première couche régit la dynamique saisonnière, les paramètres de la zone non saturée, les conductivités hydrauliques verticales et le coefficient d'emmagasinement spécifique sont également impor-

tants pour retranscrire les dynamiques à petite échelle tout comme l'amplitude maximale du battement de nappe. Il apparaît aussi que c'est sur ces paramètres que le problème d'équifinalité se pose le plus, les effets des uns pouvant compenser ceux des autres.

3.4 Synthèse du fonctionnement hydrologique

Les niveaux d'eau dans le marais sont très hétérogènes spatialement et temporellement, avec une saisonnalité marquée entre niveaux d'eau hauts en hiver, à l'équilibre avec la rivière, et une baisse importante en été qui dessine à l'échelle du marais un creux piézométrique avec des rabattements maximums pouvant atteindre plus de 1,5 m de profondeur sur une zone centrale englobant PZ07, PZ09, PZ03 et PZ11. Le fractionnement isotopique limité mesuré sur les isotopes stables de la molécule d'eau traduit une évaporation négligeable devant les processus de transpiration, justifiant l'hypothèse de la végétation comme moteur de la dynamique de nappe sur le site. Ce résultat est renforcé par la corrélation entre la période de croissance des roseaux et le début et la fin du creusement piézométrique. La reprise transpiratoire intense en période estivale est compensée pour partie par les apports latéraux, que ce soit à l'est du site par la nappe alluviale ou à l'ouest par la rivière. D'après la modélisation, la nappe contribue à ces apports de l'ordre de 15 à 20% tandis que la rivière y contribue à plus de 30%. Cet apport latéral est possible grâce à une conductivité hydraulique horizontale forte de l'horizon de surface qui est une condition indispensable pour que l'outil de modélisation simule correctement les chroniques piézométriques. Le système est ainsi sensible aux niveaux d'eau dans la rivière : l'analyse des signaux piézométriques a montré que le changement de régime de la rivière depuis l'abaissement des clapets du barrage a impacté significativement les niveaux de nappe hivernaux (entre $-0,2$ et $-0,3$ m) et la simulation a montré une augmentation des rabattements maximums l'été d'une vingtaine de centimètres. Les conductivités hydrauliques faibles de l'horizon histique plus profond jouent aussi sur les niveaux bas en été en limitant les flux d'eau verticaux induits par la végétation.

La grande réactivité observée dans les signaux piézométriques aux évènements pluvieux serait due, d'après la simulation, à des saturations qui restent élevées sur toute l'épaisseur de la zone non saturée, permettant, même en été, un transfert du front de saturation vers la nappe lors d'évènements pluvieux intenses.

Pendant la période de remontée de nappe, le volume de pluie ne suffit pas à ré-alimenter le volume désaturé et les apports latéraux y contribuent donc pour près de 50% selon les années d'après la simulation. Cet aspect est observé dans les signaux piézométriques qui remontent même en l'absence d'évènements pluvieux, et est également mis en évidence par l'analyse isotopique avec le signal de la rivière qui reste imprimé dans les eaux du marais jusqu'au milieu de l'hiver. Ensuite, ces dernières sont influencées par la signature plus appauvrie des pluies et ce, jusqu'au début de la reprise transpiratoire. Toutefois, les niveaux d'eau hivernaux sont très dépendants des niveaux de rivière. La diminution de ces derniers de 0,15 m environ depuis l'abaissement des clapets du barrage situé en aval du site a eu pour conséquence la baisse des niveaux d'eau en hiver de 0,2 à 0,3 m selon le point d'observation. En revanche, cet effet est plus difficile à apprécier en été car les niveaux piézométriques sont plus dépendants des conditions climatiques qui peuvent être très variables d'une année à l'autre. En l'occurrence, les évènements pluvieux estivaux participent activement à la recharge du marais et peuvent jouer un rôle important dans la limitation du creusement piézométrique à cette période.

Partie 4

Compréhension du fonctionnement géochimique du marais

L'analyse du sous-sol du marais au Chapitre 2 a montré une distinction nette entre deux horizons très différents d'un point de vue de leur composition : un horizon plutôt minéral en surface et un horizon très organique en profondeur. De plus, il a été montré que cette distinction entre ces deux horizons est directement en lien avec les niveaux de nappe. L'objectif de ce chapitre est de déterminer les implications du battement de nappe à la fois sur les cycles biogéochimiques liés à la dégradation de la matière organique, ce qui pourrait expliquer l'existence de ces deux horizons différents, mais aussi plus généralement sur la géochimie du marais.

Une première partie théorique présente en introduction les grands cycles biogéochimiques liés aux différents éléments mesurés dans les eaux souterraines du marais de Jarcy. L'ensemble des résultats des analyses ainsi que l'étude statistique de l'ensemble des données sont ensuite présentés de façon exhaustive, ce qui permet de faire ressortir certaines particularités géochimiques du marais.

Ces résultats sont alors discutés sous le prisme du battement de nappe en abordant notamment ses effets sur le cycle du soufre et de la dégradation de la matière organique, mais aussi sur la dynamique des chlorures et l'effet accumulateur de ce type d'environnement.

4.1 Généralités

4.1.1 La matière organique

La matière organique joue un rôle central dans la dynamique biogéochimique des tourbières. Elle en est la composante principale (la teneur en matière organique dans les tourbes est >60% en masse, Loisel et al. (2014)) et tout l'équilibre de développement de ces environnements repose sur le rapport entre la vitesse de son accumulation et celle de sa dégradation. Cet apport de matière organique dépend des différents paramètres jouant sur l'intensité de la croissance de la végétation à l'origine de la production primaire : la période d'ensoleillement, la température, la quantité de nutriments disponibles (Charman et al., 2013). Peu de liens ont en revanche été établis avec le type exact de végétation dans la littérature, mais ce sont des dynamiques très "site-spécifiques" avec des valeurs qui peuvent aller de 15 $gC.m^{-2}.y^{-1}$ pour les tourbières minérotrophes (Tolonen and Turunen, 1996) à 30 $gC.m^{-2}.y^{-1}$ pour les tourbières ombrotrophes (Loisel et al., 2014).

La matière organique est composée principalement de carbone, d'hydrogène et d'oxygène, associés entre eux pour former différentes molécules organiques plus ou moins complexes entrant dans la composition structurale de la plante. Les rapports stoechiométriques entre ces éléments dépendent de la répartition de ces différentes molécules organiques. À titre d'indications, ces trois composés peuvent représenter près de 90% de la masse totale d'une tourbe (environnement type boréal, Moore et al. (2018)), le carbone étant majoritaire (50% de la masse totale), suivi de l'oxygène (30%) puis de l'hydrogène (5% en masse, ce dernier étant l'atome le plus léger des trois). La part de masse restante correspond aux autres éléments, principalement les nutriments : N-P-K, mais aussi le soufre et des métalloïdes.

La matière organique est le carburant de la production secondaire des organismes hétérotrophes, que ce soient les insectes mais surtout les micro-organismes qui vont la dégrader. Les réactions de dégradations correspondent à tous les processus mécaniques, biologiques, chimiques qui vont destructurer la matière organique et modifier la combinaison de ses molécules organiques pour en obtenir d'autres (acides humiques et fulviques par exemple) jusqu'à sa minéralisation, c'est-à-dire l'obtention de composés inorganiques (CO_2, CH_4, NH_4^+, NO_3^-, SO_4^{2-}, etc...), majoritairement solubles. Ces réactions dépendent principalement des conditions oxydo-réductrices du milieu (notamment la façon dont est structurée la matière organique, Juarez (2013)), du type de matière organique (*labile pool* vs *stable pool*, Said-Pullicino et al. (2007)) mais aussi de la température (qui va surtout jouer sur la stabilité du *stable pool*, (Lützow and Kögel-Knabner, 2009)), de la population microbienne (Garcia-Pausas and Paterson, 2011), et de la quantité de nutriments disponibles (Liu and Greaver, 2010; Cleveland et al., 2006). Ces réactions sont majoritairement biotiques, que ce soit en conditions oxiques ou anoxiques, même si certains processus abiotiques ne doivent pas être négligés (Fudyma et al., 2021).

Les cinétiques de dégradation sont maximales en condition oxydante, les réactions associées étant les plus spontanées thermodynamiquement et l'oxygène pouvant être utilisé par les micro-organismes comme accepteur d'électron. En condition anoxique, les réactions sont beaucoup plus lentes et suivent la séquence redox microbienne présentée dans le Tableau 4.1. L'ordre dans la séquence correspond directement aux énergies libres de réactions. Ces réactions dites de fermentation (Wilson et al., 2017) produisent du diazote (N_2), de l'ammonium (NH_4^+), du sulfure d'hydrogène (H_2S), mais surtout du dioxyde de carbone (CO_2) qui, si les conditions deviennent très réductrices ($Eh < -0.5$), est réduit en CH_4 par des réactions de méthanogénèse (Tableau 4.1). Le CH_4 peut ensuite de nouveau être oxydé en zone aérobie par remontée gazeuse, ou en zone anaérobie par utilisation d'autres accepteurs d'électrons si ceux-ci sont disponibles (sulfates, nitrates, oxydes de fer, etc...).

Il y a donc tout un cycle complexe de la matière organique, principalement lié à l'oxygénation du milieu. La profondeur de nappe ainsi que sa dynamique en sont donc des paramètres primordiaux.

Table 4.1 – Equations des réactions de la séquence rédox de la dégradation de la matière organique (CH_2O) ainsi que les énergies libres de Gibbs associées (ΔG_0 en Kcal.mol^{-1}, d'après Vodyanitskii (2016)).

Réaction	Equation				ΔG^0
Respiration aérobie	$CH_2O + O_2$	$\rightleftharpoons$	$CO_2 + H_2O$	(4.1)	-120
Dénitrification	$5CH_2O + 4NO_3^- + 4H^+$	$\rightleftharpoons$	$2N_2 + 5CO_2 + 7H_2O$	(4.2)	-114
Réduction du CO_2	$CO_2 + 4H_2$	$\rightleftharpoons$	$CH_4 + 2H_2O$	(4.3)	-55
Sulfato-réduction	$CH_2O + SO_4^{2-} + H^+$	$\rightleftharpoons$	$HS^- + 2CO_2 + 2H_2O$	(4.4)	-25
Méthanogénèse	$2CH_2O$	$\rightleftharpoons$	$CO_2 + CH_4$	(4.5)	-22

4.1.2 Le carbone inorganique dissous

Le cycle du carbone inorganique dissous est directement lié à celui de la matière organique car c'est le produit de la dégradation de celle-ci en solution aqueuse : toutes les réactions de dégradation de la matière organique produisent du CO_2, qui se dissocie suivant les réactions présentées dans l'Éq.4.6, et déjà discutées au §1.2.1 dans la partie sur l'alcalinité.

$$CO_{2(g)} + H_2O \xrightarrow{K_{CO_2}} H_2CO_3 \xrightarrow{K_1} H^+ + HCO_3^- \xrightarrow{K_2} 2H^+ + CO_3^{2-} \quad (4.6)$$

avec K_i les constantes de réaction associées.

Une autre source de carbone inorganique en solution peut provenir de la dissolution de minéraux carbonatés (calcite $CaCO_3$, dolomite $Ca,Mg(CO_3)_2$, sidérite $FeCO_3$). Les réactions de dissolution et de précipitation modifient les concentrations du carbone inorganique en solution d'autant plus que ces réactions sont consommatrices/productrices d'ions H^+ via l'hydratation du CO_2. pH, alcalinité et carbonates sont ainsi intimement liés à la quantité de $CO_{2_{aq}}$, qui dépend de la pression partielle en CO_2, notée pCO_2. Dans l'atmosphère, celle-ci est d'environ $10^{-3,5}$ ppm mais dans les eaux souterraines elle peut monter jusqu'à plus de 10^{-1} ppm, dans les sols du fait de la dégradation de la matière organique, ou en environnement carbonaté du fait de la dissolution de carbonates. Les réactions de dissolution de la calcite (Éq.4.7), de la dolomite (Éq.4.8) et de la sidérite (Éq.4.9) sont présentées ci-dessous :

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftharpoons Ca^{2+} + 2HCO_3^- \tag{4.7}$$

$$Mg,Ca(CO_3)_2 + 2CO_2 + 2H_2O \rightleftharpoons Mg^{2+} + Ca^{2+} + 4HCO_3^- \tag{4.8}$$

$$^1FeCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftharpoons Fe^{2+} + 2HCO_3^- \tag{4.9}$$

Ces minéraux sont très peu solubles dans l'eau pure et dépendent très fortement de la présence d'ions H^+, d'où l'ajout dans les équations du CO_2, mais cela peut être un autre acide dans d'autres conditions.
Ainsi, lors des réactions de dégradation de la matière organique, l'augmentation de la pCO_2 dans le sol entraîne une augmentation du $CO_{2_{aq}}$ et donc déséquilibre ces équations dans le sens direct, c'est-à-dire vers une dissolution minérale, modifiant aussi les concentrations des cations associés.

4.1.3 L'azote

L'azote est un nutriment essentiel pour la croissance des plantes. Il joue souvent le rôle de nutriment limitant (avec le phosphore) dans la plupart des environnements (LeBauer and Treseder, 2008). La végétation l'absorbe principalement depuis le sol, puis le stocke dans ses tissus organiques. À la fin de la période de croissance de la plante, celle-ci perd tout ou partie de son matériel végétal qui retombe sur le sol. Il subit alors des processus de dégradation de la matière organique, et l'azote qui lui est lié se retrouve sous ses formes inorganiques, souvent solubles donc disponibles pour les populations végétales suivantes. L'azote est ainsi recyclé d'une saison de croissance à l'autre, avec toutefois quelques apports extérieurs : retombées atmosphériques sèches ou humides sous forme d'oxydes, fixation de N_2 atmosphérique par les plantes pour leur croissance ou par certaines bactéries du sol (Chen et al., 2003), fertilisation des terres agricoles par l'homme et l'élevage d'animaux.

L'azote se retrouve dans les sols sous différentes formes : azote organique, N_2 (gaz), NO_3^- (nitrate, forme oxydée stable), NH_4^+ (ammonium, forme réduite stable) et NO_2 (nitrite, forme oxydée de transition de la nitrification). Le passage d'une forme à l'autre est lié entre autres

1. Cette équation est caractéristique d'un milieu anaérobie. En présence d'oxygène, les ions ferreux réagiraient pour former des oxydes de fer.

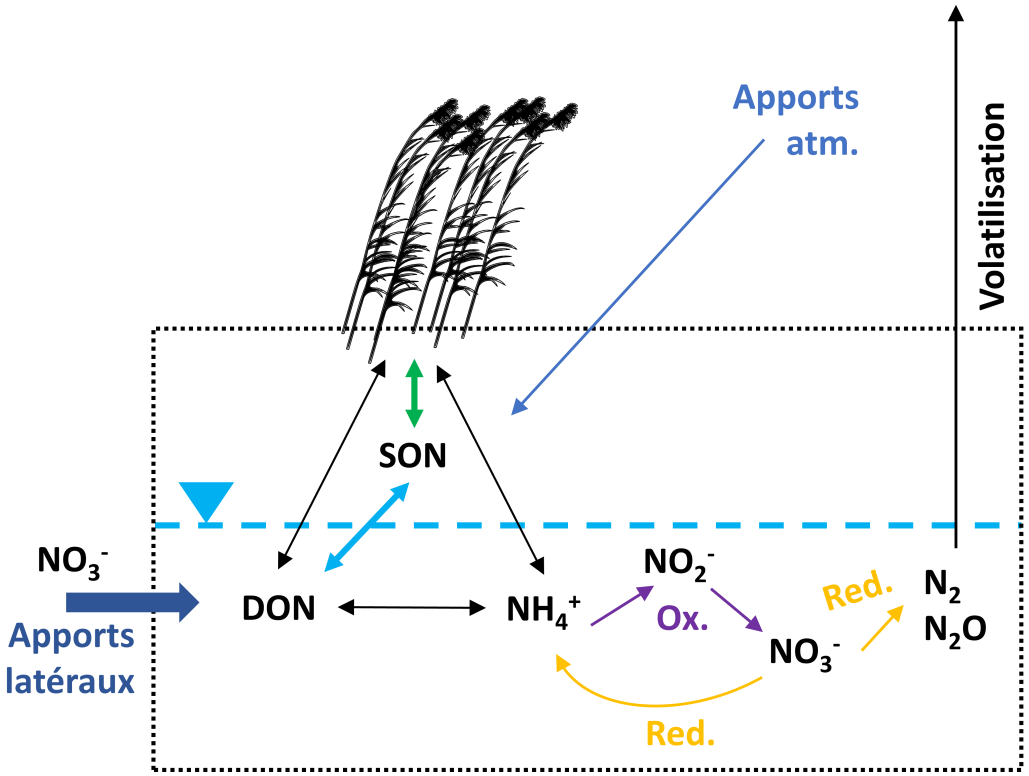


Figure 4.1 – Cycle de l'azote en environnement type tourbière (d'après Pajares and Bohannan (2016)). Ox. : Oxydation ; Red. : Reduction ; SON : Soil Organic Nitrogen ; DON : Dissolved Organic Nitrogen. L'épaisseur des flèches n'est pas proportionnelle aux flux.

au niveau d'oxydation du milieu et à la présence de bactéries dénitrifiantes.

4.1.4 Le soufre

Le soufre peut provenir de la dissolution de minéraux ou de dépôts atmosphériques qui sont particulièrement importants depuis le début de l'industrialisation car c'est un produit de la combustion du charbon. Mais depuis les années 70 et les contrôles de plus en plus stricts sur les émissions industrielles, les teneurs en soufre dans les fumées de combustion ont diminué (De Kok et al., 2007).
La Figure 4.2 présente un schéma du cycle du soufre dans les environnements riches en matière organique (Blodau et al., 2007; Pester et al., 2012). Le soufre peut être trouvé sous forme inorganique (sulfate : SO_4^{2-}, dihydrogène sulfuré : H_2S, ion sulfure : HS^-), minérale (TRIS : Total Reduced Inorganic Sulfur) mais surtout sous forme organique (esther : SO_4-R, , CBS : Carbon-Bounded Sulfur) (Chapman, 2001). Même si le soufre n'est pas un nutriment primaire pour les plantes, il joue un rôle important dans les vitesses de dégradation de la matière organique. Il est en effet utilisé comme accepteur d'électrons par les bactéries dites sulfato-réductrices qui permettent la dégradation de la matière organique en condition anoxique. Les réactions

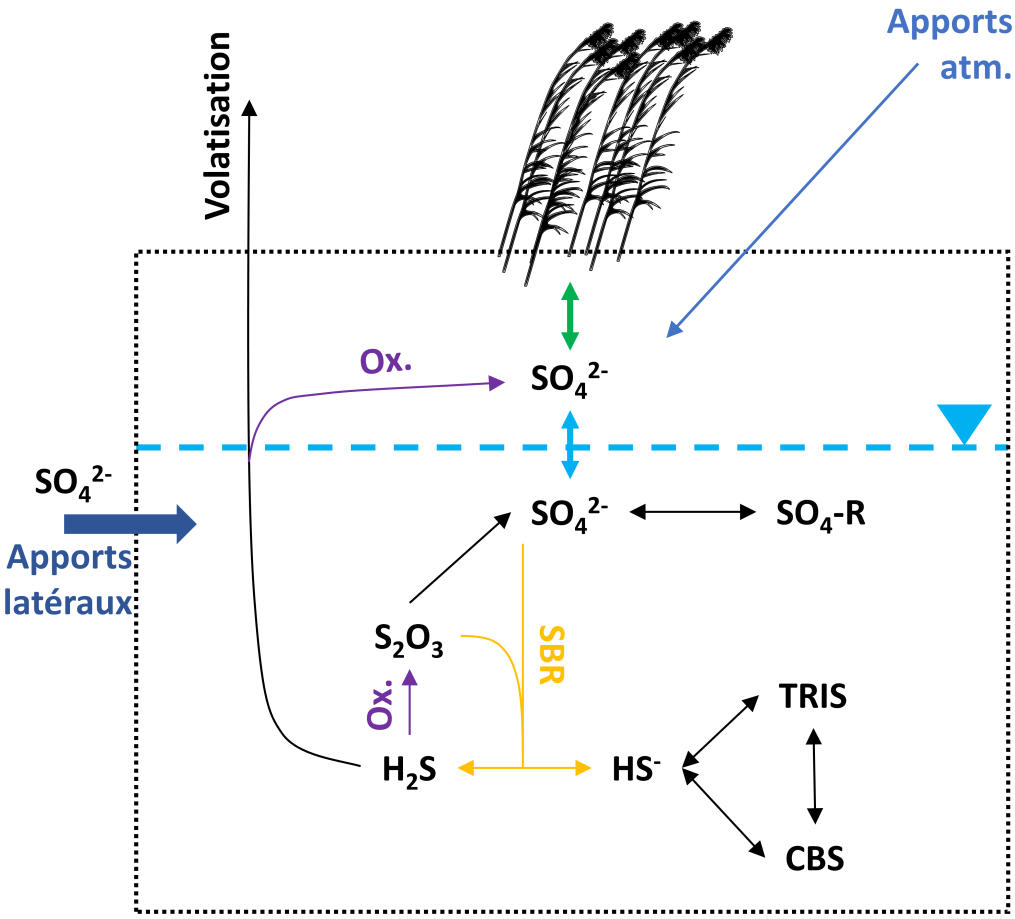


Figure 4.2 – Cycle du soufre en environnement type tourbière (d'après Blodau et al. (2007); Pester et al. (2012)). Ox. : Oxydation ; SRB : Sulfate-Reducing Bacteria ; TRIS : Total Reduced Inorganic Sulfur ; CBS : Carbon-Bounded Sulfur). L'épaisseur des flèches n'est pas proportionnelle aux flux.

de sulfato-réduction (et respectivement d'oxydation) ont un impact important sur le pH et sur l'alcalinité car elles sont consommatrices (respectivement productrices) d'ions H^+, le soufre réduit pouvant être sous la forme HS^- ou H_2S.

4.1.5 Les halogènes

Les halogènes correspondent au fluor, au chlore, au brome et et à l'iode. Ils sont le plus souvent présents sous leur forme ionique (Cl^-, F^-, Br^-, I^-) du fait de leur forte électronégativité. Ils sont ainsi très solubles et peuvent jouer le rôle d'oxydants dans certaines réactions. Dans le reste de ce travail, l'iode ne sera pas considéré car il n'a pas été analysé.

Les halogènes peuvent avoir différentes origines dans les eaux souterraines, et parfois

différentes d'un halogène à l'autre. Le chlore et le brome ont, du moins pour ce dernier, une origine uniquement marine : retombées atmosphériques par les pluies qui ont une origine marine, mélange avec des eaux anciennes d'origine marine, intrusions marines dans les environnements côtiers. Les chlorures peuvent aussi avoir une origine géologique, liée aux formations rencontrées (dissolution de minéraux), ou une origine anthropique (salage des routes en hiver et surtout produit du traitement des eaux usées). Le fluor a une origine principalement géologique liée à la dissolution de roches qui en contiennent, souvent formées dans des contextes évaporitiques (Barbier, Jean, 2012).

Les chlorures sont souvent analysés en hydrogéologie car ils ne réagissent que très peu avec les autres éléments en solution ou avec la matrice poreuse. Ils traduisent donc fidèlement les mélanges entre différentes masses d'eau dès lors qu'un contraste suffisant de concentration existe entre elles, et ils peuvent par conséquent servir de traceur naturel de la molécule d'eau (Kirchner and Tetzlaff, 2010; Reddy et al., 2008). Les chlorures peuvent aussi servir à caractériser l'intensité de l'évapotranspiration via des calculs de bilans de masse, en prenant en compte à la fois la concentration dans la nappe mais aussi en zone non saturée (Auterives et al., 2011). En effet, les chlorures ont tendance à se concentrer sous l'effet de la perte en eau dans la partie superficielle du sol et de l'effet de l'exclusion par les plantes au niveau de leurs racines (Grimaldi et al., 2009; Hao et al., 2015; Humphries et al., 2011).

Le bromure peut être utilisé en parallèle des chlorures pour déterminer l'origine d'une eau : un rapport Br/Cl proche de celui de l'eau de mer témoignera d'une origine marine tandis qu'un rapport plus faible une contribution évaporitique ou anthropique. Les fluorures ne sont généralement pas analysés dans une optique hydrogéologique, mais plutôt pour des vérifications de la potabilité des eaux (limite à 1,5 mg/L).

Dans un environnement riche en matière organique, les halogènes peuvent réagir avec la matière organique pour former des composés organohalogénés. Ce réservoir d'halogénures peut être non négligeable (Biester et al., 2006) et peut donc avoir un impact sur les concentrations en solution des halogènes. Sous cette forme, ils sont liés à la matière organique et peuvent donc être influencés par son cycle biogéochimique avec des comportements qui vont dépendre des conditions oxiques/anoxiques du milieu.

4.1.6 Effet isotopique

Les réactions de minéralisation ou de fixation des éléments par les micro-organismes ou les plantes elles-mêmes entraînent du fractionnement entre leurs différents isotopes stables, les atomes les plus légers étant souvent préférés par les organismes les métabolisant (Groß-Schmölders et al., 2022). Comme vu précédemment, les éléments soumis directement aux réactions de minéralisation de la matière organique par les micro-organismes sont majoritairement le carbone ($^{13}C/^{12}C$), principal composant de la matière organique, l'azote ($^{15}N/^{14}N$), principal nutriment lié à la matière organique, et le soufre ($^{34}S/^{32}S$). Ainsi, de la même façon que pour les isotopes de la molécule d'eau (cf. §3.2.1), chaque processus de transformation de

molécules contenant ces atomes peut entraîner un fractionnement isotopique plus ou moins marqué. En mesurant les rapports isotopiques, il est donc possible de déterminer les différents processus à l'œuvre dans le milieu étudié. Dans le cadre de ce travail, c'est exclusivement l'isotopie du soufre qui a été regardée.

Le soufre étant principalement sous forme de sulfates dans les eaux souterraines, c'est cet anion qui est le témoin de son fractionnement isotopique. Le soufre des sulfates a un rapport $^{34}S/^{32}S$ très différent en fonction de son origine : le Tableau 4.2 donne les proportions des différents isotopes du soufre trouvés dans les sulfates marins, minéraux et atmosphériques. De la même façon que pour les isotopes de la molécule d'eau, le rapport d'abondance entre ^{34}S et ^{32}S est exprimé relativement à un standard sous la notation $\delta^{34}S$ ‰V-CDT (Vienna Canyon Diablo Troïlite, qui est l'échantillon à partir duquel le standard est défini).

Table 4.2 – Rapports isotopiques du soufre et de l'oxygène des sulfates en fonction de leur origine (Clark and Fritz, 1998).

Origine SO_4^{2-}	$\delta^{34}S$ *V-CDT*	$\delta^{18}O$ *VSMOW*
Marin	21‰	9,5‰
Minéral	<10‰	<5 ‰
Atmosphérique	-5 à 10‰	0 à 10‰

A chaque changement de phase, un fractionnement isotopique a lieu. Toutefois, les plages de valeurs du $\delta^{34}S$ se recouvrent pour certaines phases, rendant leur interprétation complexe. Il est donc souvent couplé au rapport isotopique de l'oxygène ($^{18}O/^{16}O$) qui permet de mieux contraindre les différents processus de transformation des sulfates et donc du soufre (Proemse et al., 2012; Clark and Fritz, 1998; Han et al., 2016).
La Figure 4.3 illustre l'évolution du rapport isotopique du soufre et de l'oxygène dans un sul-

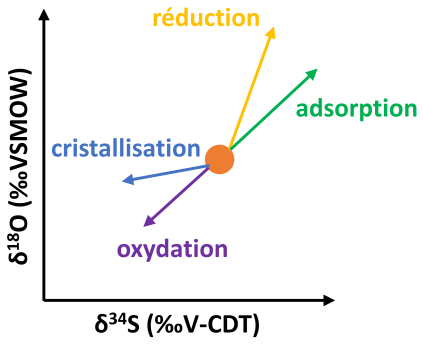


Figure 4.3 – Evolution du sulfate résiduel dans les eaux souterraines selon différents processus réactionnels (IAEA, 2008).

fate résiduel suite à des réactions de précipitation, réduction, adsorption et cristallisation. Le processus de réduction des sulfates en sulfures (S^{2-}) entraîne un enrichissement du sulfate résiduel en isotopes lourds (^{34}S et ^{18}O) ainsi qu'une augmentation du rapport $\delta^{34}S$ / $\delta^{18}O$, qui augmente d'autant plus que la réaction avance, le $\delta^{18}O$ des sulfates résiduels, à l'inverse du $\delta^{34}S$, tendant vers une valeur limite d'équilibre (Clark and Fritz, 1998). Le sulfure produit est quant à lui appauvri en isotopes lourds.

Les processus d'oxydation des sulfures, qu'ils soient sous forme de di-hydrogène sulfuré, de minéraux (principalement de la pyrite) ou encore liés à la matière organique (esther), entraînent un appauvrissement en ^{34}S des sulfates produits, entre -5‰V-CDT et -20‰V-CDT selon le type de réaction : vers -5‰V-CDT à la suite d'une réaction abiotique (O_2 comme oxydant, Clark and Fritz (1998)), et vers -20‰V-CDT à la suite d'une réaction biotique en présence de bactéries utilisant le sulfure comme source d'énergie pour fixer le carbone. Cependant, cette valeur dépend fortement du type de bactéries impliquées car certaines peuvent à l'inverse entraîner un enrichissement en isotopes lourds des sulfates produits (Pellerin et al., 2019). La signature isotopique de l'oxygène de ces neo-sulfates va dépendre principalement de celle de l'oxygène disponible, qui est soit atmosphérique ($+23$‰VSMOW), soit provient des molécules d'eau de l'aquifère au moment de l'oxydation. Généralement, la valeur fluctue entre ces deux pôles (Clark and Fritz, 1998), selon leur contribution relative dans les processus d'oxydation.

Enfin, les plantes absorbent du sulfate pendant leur croissance mais ce processus n'entraîne qu'un très faible fractionnement isotopique en comparaison des autres processus déjà décrits.

4.2 Géochimie du marais de Jarcy

L'objectif de cette partie est de présenter l'ensemble des résultats issus des campagnes de prélèvements des eaux souterraines et de faire un état des lieux géochimique des différentes masses d'eau du système : rivière, marais, Brie (aquifère Oligocène). Pour ce faire, un premier inventaire est réalisé élément par élément et à chaque fois accompagné des chroniques temporelles pour chacun des points d'observation afin de décrire les gammes de variation de chaque élément, les hétérogénéités à la fois spatiales et temporelles qui peuvent les affecter ainsi que les comportements singuliers.
Ensuite, la présentation des résultats des analyses statistiques permet de faire une première interprétation des données géochimiques en discutant des principales relations pouvant exister à la fois entre points d'observation et entre paramètres géochimiques.

4.2.1 Faciès des eaux, minéralisation et physico-chimie

Faciès des eaux

La Figure 4.4 présente l'ensemble des points de mesures sur un diagramme de Piper regroupés en quatre grandes catégories :

- Marais : correspond à l'ensemble des points d'observation dans le marais de Jarcy, de PZ01 à PZ13 ;
- Rivière : correspond uniquement aux mesures réalisées au point de rivière ;
- Brie : correspond uniquement aux mesures réalisées en NB2 ;
- Forêt : correspond au point d'observation PZF situé dans la forêt à l'est du marais.

La localisation de l'ensemble de ces points d'observation est représentée sur la Figure 1.9.

La représentation sous forme de diagramme de Piper permet de regrouper chaque point de mesure selon son faciès géochimique défini par les ions majeurs : Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^{+}, Na^{+} pour les cations, et Cl^{-}, SO_4^{2-}, CO_3^{2-} et HCO_3^{-} pour les anions. 9 faciès géochimiques sont ainsi définis dans le diagramme : les eaux magnésiennes, calciques, sodiques/potassiques, chlorurées, sulfatées, (bi)carbonatées, chlorurées-sulfatées et calciques magnésiennes. La projection de chacun des points d'analyse sur le diagramme de Piper s'effectue en proportion de sa composition géochimique et non en absolu : les concentrations sont rapportées en pourcentages de leur minéralisation totale.
Les eaux du Brie, de l'Essonne ainsi que celles au droit du marais et de la forêt sont sensiblement composées des mêmes éléments en proportions : elles sont principalement carbonatées calciques. Toutefois, les eaux du marais et de la forêt se distinguent de celles du Brie et de l'Essonne, au demeurant quasi-identiques, par une composition qui tend vers le pôle chloruré-sulfaté.

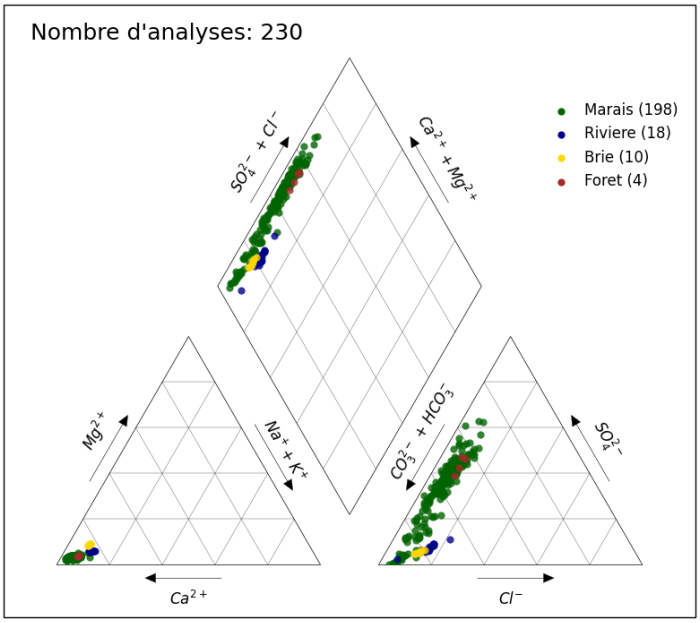


Figure 4.4 – Projection de l'ensemble des données acquises sur un diagramme de Piper.

Minéralisation

Les eaux ont des faciès assez similaires mais leur minéralisation est quant à elle très hétérogène. La Figure 4.5 présente l'ensemble des mesures de conductivité électrique mesurées pour chacun des points d'observation. Ce paramètre est proportionnel à la quantité d'ions en solution, et donc à sa minéralisation.
Il y a une différence nette entre les eaux du Brie et de l'Essonne et celles du marais. Les eaux du Brie et de l'Essonne ont une minéralisation stable, avec des valeurs de conductivité de l'ordre de 550 et 600 µS.cm^{-1} respectivement. En revanche, dans le marais, la conductivité des eaux est comprise entre 680 et 2000 µS.cm^{-1}, et de fortes disparités existent entre les différents points de mesures. PZ03, PZ07 et PZ11 ont les conductivités moyennes les plus élevées (respectivement 1260, 1320 et 1480 µS.cm^{-1}). Excepté PZ13, qui a la valeur moyenne de conductivité la plus faible sur le marais (740 µS.cm^{-1}), les autres points ont des valeurs moyennes plutôt comprises entre 1000 et 1150 µS.cm^{-1}. Enfin, il existe aussi de grandes variations temporelles pour un même point d'observation, comme c'est notamment le cas pour PZ11 et PZ12, avec un facteur entre valeurs minimales et maximales de près de 2, mais aussi pour les autres points avec des facteurs plutôt proches de 1,5.

La Figure 4.6 présente la distribution des différentes espèces en solution aux extrêmes de minéralisation pour chacun des points d'observation. Les variations de minéralisation sont principalement dues aux équilibres entre sulfates et bicarbonates et au calcium en moindre mesure. Les deux premières espèces représentent à elles seules près de 70% de la minéralisation des eaux dans le marais, et 95% en prenant en compte le calcium. Lors des périodes de faible minéralisation, ce sont surtout les teneurs en sulfates qui sont les plus faibles (inférieures à 100 mg.L^{-1}) et l'espèce dominante est le bicarbonate. En revanche, lors des pé-

riodes de forte minéralisation, les teneurs en sulfates augmentent (entre 200 et 300 mg.L^{-1}), tout comme le calcium, et en moindre mesure les bicarbonates. Parmi les autres éléments, quelques variations significatives sont observées notamment pour les nitrates, les chlorures ainsi que le sodium.

pH

Le pH est présenté sur la Figure 4.7 sous forme de chroniques pour chacun des points d'observation. Le pH des eaux est très différent entre les eaux de surface et les eaux souterraines. La rivière a un pH de 8,4 en moyenne contre 7,4 pour le Brie et 7,3 pour les piézomètres sur le marais. La valeur de pH est compliquée à mesurer précisément, du fait du possible dégazage de CO_2 (cf. §1.2.1, partie sur l'alcalinité), ce qui explique probablement les valeurs très variables de la plupart des points d'observation (entre 6,6 et 7,4). Il semble pourtant se dessiner une légère saisonnalité pour certains points comme PZ07, PZ08, PZ09 et PZ11 avec les valeurs de pH maximales en février et minimales en septembre.

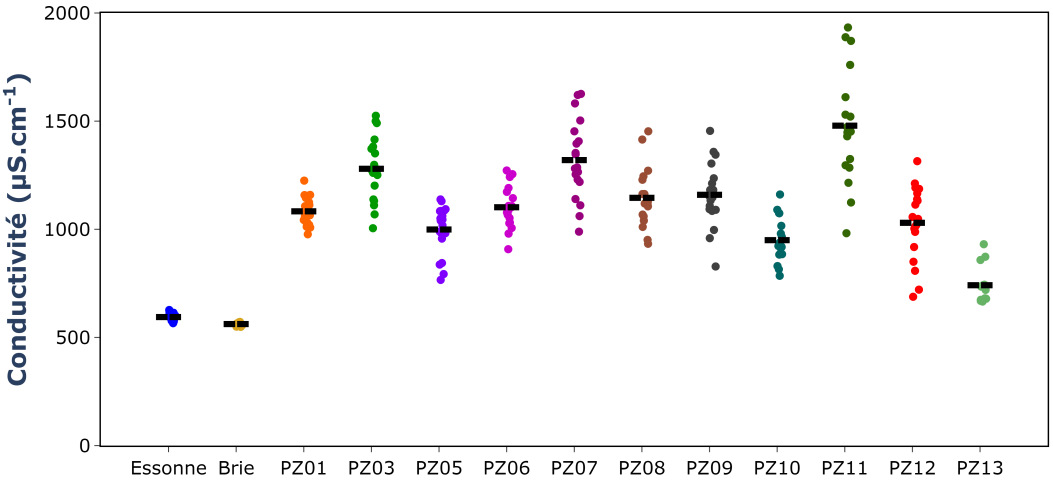


Figure 4.5 – Ensemble des données de conductivité électrique par point d'observation. Le trait noir représente la valeur moyenne.

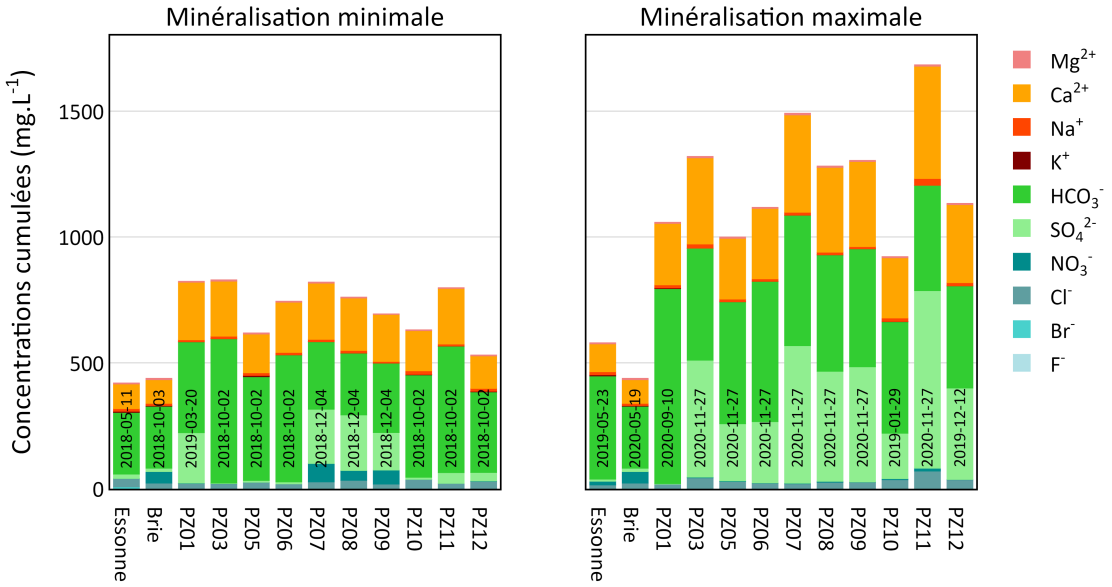


Figure 4.6 – Comparaison de la composition des eaux par piézomètre entre la signature la moins minéralisée et celle la plus minéralisée sur les 3 ans de suivi.

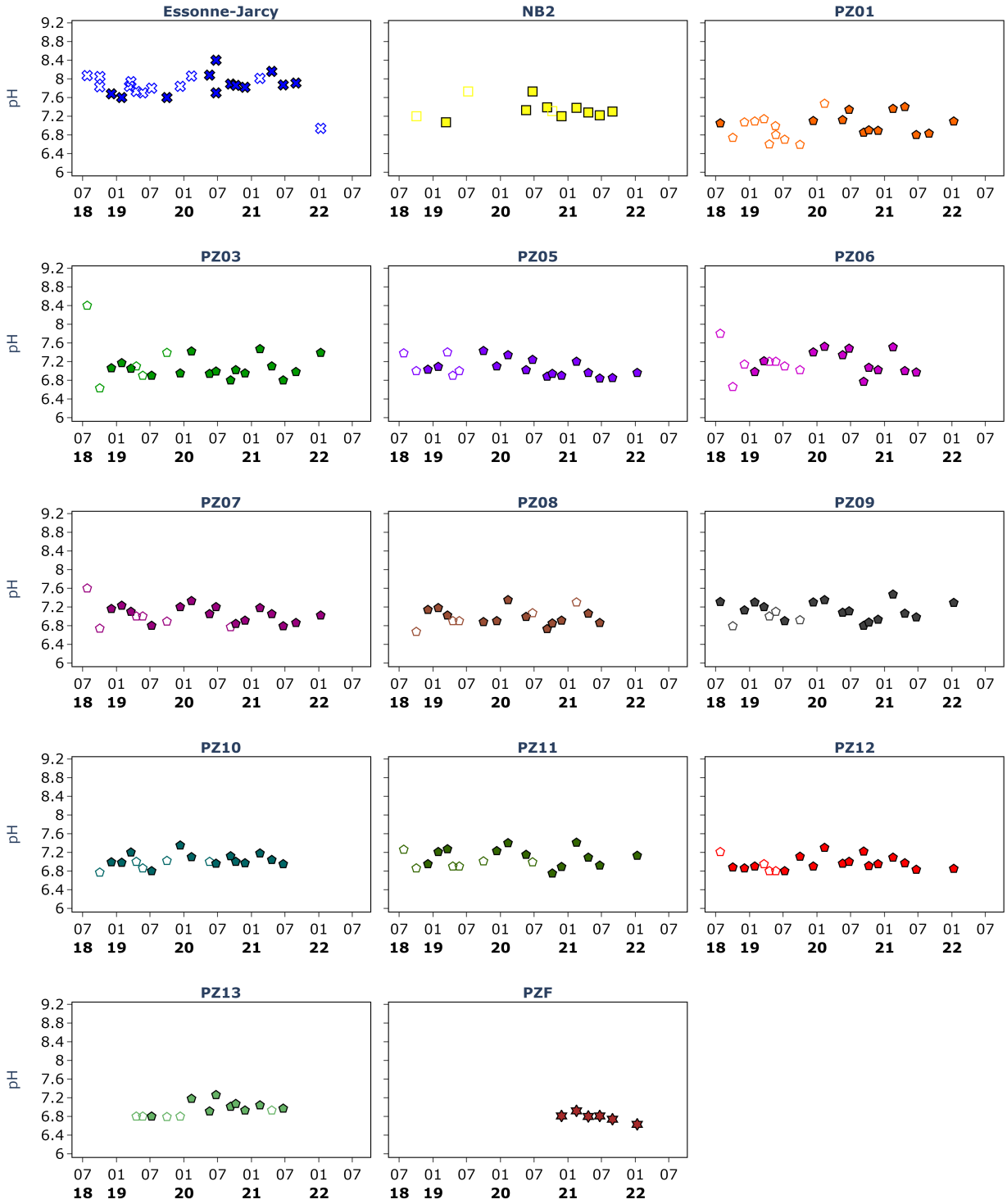


Figure 4.7 – Chroniques du pH pour l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$.

4.2.2 Chroniques des éléments majeurs

De façon générale, les concentrations en éléments majeurs dans les différents compartiments hydrologiques sont contrastées : constantes dans le temps dans la rivière et dans le Brie, elles varient beaucoup en temps et en espace dans le marais. Ce paragraphe présente de façon exhaustive leurs variabilités spatiales et temporelles, élément par élément. Les chroniques des anions sont présentées de la page 181 à la page 186 et les chroniques des cations de la page 189 à la page 192.

Fluorures

Les chroniques des fluorures sont présentées sur la Figure 4.9. Les concentrations en fluorures mesurées pendant toute la période de suivi, indépendamment du point d'échantillonnage, sont faibles par rapport aux concentrations des autres ions majeurs : elles représentent à peine 2‰ en moyenne de la minéralisation anionique totale de chaque échantillon. Les concentrations dans l'Essonne sont relativement stables, de l'ordre de 0,12 mg.L^{-1} entre 2018 et 2019 et de 0,10 mg.L^{-1} après 2019. Les eaux de l'aquifère du Brie (piézomètre NB2) ont les teneurs en fluorures les plus faibles des différentes eaux analysées, avec une concentration moyenne de 0,06 mg.L^{-1}. Les concentrations mesurées dans le marais sont quant à elles plus élevées, avec une concentration moyenne par piézomètre quasiment homogène sur toute la zone (0,2 mg.L^{-1}), excepté en PZ11 où la concentration moyenne atteint 0,3 mg.L^{-1}.

Bromures

Les chroniques des bromures sont présentées sur la Figure 4.10. Comme pour les fluorures, les concentrations en bromures sont relativement faibles, représentant en moyenne moins de 1‰ de la minéralisation anionique totale de chaque échantillon. Les concentrations sont comprises en moyenne entre 0,05 et 0,25 mg.L^{-1}, le Brie ayant la moyenne la plus faible, et PZ11 la plus élevée. En tout point la variabilité temporelle est élevée (écart-type σ entre 0.04 et 0.13 mg.L^{-1}) même si aucune saisonnalité n'est vraiment marquée.

Chlorures

Les chroniques des chlorures sont présentées sur la Figure 4.11. Les concentrations en chlorures montrent une grande variabilité, à la fois spatiale et temporelle.
Les teneurs en chlorures de l'aquifère du Brie sont en moyenne de 22 mg.L^{-1} avec très peu de variations ($\sigma = 1.1$ mg.L^{-1}). Les concentrations dans l'Essonne sont plus élevées (30 mg.L^{-1}) et un peu plus dispersées, ce qui est notamment dû à deux valeurs extrêmes les 23/05/2019 et 16/02/2021.
Dans le marais, les résultats sont très contrastés, avec des concentrations pouvant varier d'un facteur 10 d'un point d'observation à un autre, et avec une saisonnalité plus ou moins marquée. Quand elle est observée, la saisonnalité suit toujours le même schéma : des concentrations faibles en été, corrélées avec les niveaux de nappe bas (juillet à octobre, minimum atteint en octobre) qui augmentent quand les niveaux d'eau remontent d'octobre à décembre, avec un

maximum vers février, et qui diminuent de nouveau d'avril à juillet.

Absence de saisonnalité

Les signaux en chlorures en PZ06, PZ10 et PZ12 présentent des variations (σ respectivement de 3,3, 4,4 et 8 mg.L^{-1}) mais aucune saisonnalité. La concentration moyenne mesurée est respectivement de 22,5, 35,1 et 30,8 mg.L^{-1}.

Faible saisonnalité

Les chlorures en PZ01 et PZ05 suivent la saisonnalité décrite précédemment mais avec des variations plutôt faibles (différence de concentrations entre périodes de hautes et basses eaux d'environ 4 et 8 mg.L^{-1} en moyenne pour respectivement PZ01 et PZ05). Les concentrations moyennes sur la période de suivi sont de 20,4 mg.L^{-1} en PZ01 et 26 mg.L^{-1} en PZ05.

Saisonnalité marquée

Les concentrations en PZ07 et PZ08 montrent une saisonnalité plus marquée qu'en PZ01 ou PZ05, avec une différence de concentrations entre hautes eaux et basses eaux de respectivement 14 et 12 mg.L^{-1} en moyenne sur les quatre années de suivi. Les concentrations moyennes sont de 21,4 mg.L^{-1} en PZ07 (minimum et maximum respectivement de 10 et 26,7 mg.L^{-1}) et 24,2 mg.L^{-1} en PZ08 (minimum et maximum respectivement de 15,9 et 32,8 mg.L^{-1}). À noter que le comportement entre octobre et juillet pour ces deux piézomètres pour les années 2019 et 2020 est légèrement différent de celui présenté précédemment, avec des maxima atteints dès début décembre (plutôt que janvier-mars) puis une diminution graduelle jusqu'à octobre.

Saisonnalité forte

Les concentrations en PZ03, PZ09 et PZ11 montrent une très forte saisonnalité avec des différences entre périodes de hautes et basses eaux de respectivement 38, 27 et 50 mg.L^{-1}. Les concentrations moyennes sont respectivement de 43,4, 27,8 et 57,3 mg.L^{-1}, avec des minima / maxima respectivement de 19,8 / 72,9, 12,8 / 53,1 et 20,4 / 100,1 mg.L^{-1}. Le comportement d'octobre à juillet en PZ11 est différent, avec des concentrations qui augmentent sur toute la période (entre +5 et +20 mg.L^{-1} par rapport au début de la période selon l'année) et un seul point bas en octobre.

Tendance interannuelle

Pour les piézomètres présentant une forte saisonnalité, les concentrations augmentent de façon significative sur les quatre années de suivi, que ce soient les valeurs minimales ou maximales annuelles. La Figure 4.8 présente les régressions linéaires ainsi que les coefficients de corrélation pour ces valeurs extrêmes.

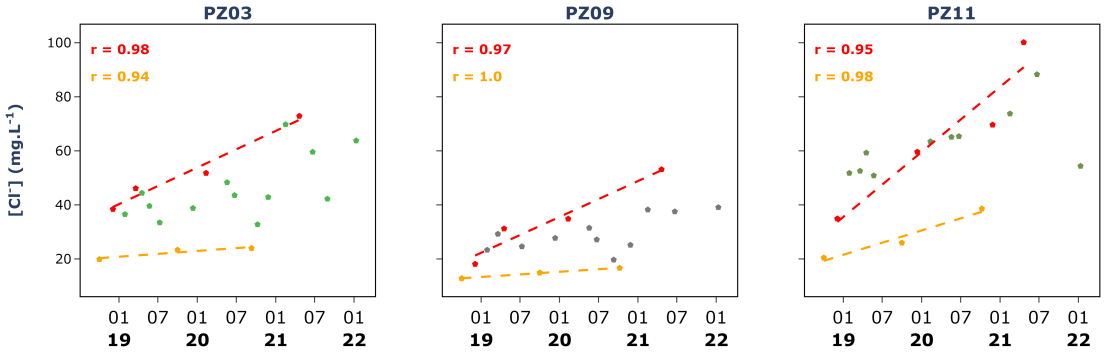


Figure 4.8 – Analyse des tendances interannuelle au niveau des piézomètres PZ03, PZ09 et PZ11. Les points rouges et oranges représentent les données utilisées pour le calcul de régression linéaire de respectivement les maxima et les minima annuels.

Nitrates

Les concentrations en nitrates sont très contrastées entre les eaux de l'Essonne, celles du Brie, et celles du marais (cf. Figure 4.12). Dans l'Essonne, elles sont variables, comprises généralement entre 23 et 35 mg.L^{-1}, avec néanmoins deux valeurs extrêmes de 14,6 mg.L^{-1} (le 23/05/2019) et 48,3 mg.L^{-1} (le 16/02/2021), pour une concentration moyenne de 30,4 mg.L^{-1}. Dans les eaux de l'aquifère du Brie, la concentration moyenne en nitrates est de 45,7 mg.L^{-1} et est relativement constante ($\sigma = 2$ mg.L^{-1}).
Dans le marais, par contre, les concentrations en nitrates de mars à octobre sont inférieures à 5 mg.L^{-1}, voire nulles, en tout point d'observation, puis augmentent significativement en décembre, après la remontée de la nappe, pour ensuite diminuer rapidement jusqu'en mars. Ainsi, en décembre 2018 et 2019, des concentrations de 50 à 100 mg.L^{-1} ont été mesurées en PZ03, PZ05, PZ07, PZ09 et PZ11, des concentrations entre 15 et 30 mg.L^{-1} en PZ06, PZ08 et des concentrations entre 5 et 25 mg.L^{-1} en PZ01 et PZ10.

Sulfates

Les concentrations en sulfates sont très contrastées entre les eaux de l'Essonne et du Brie d'un côté, et celles du marais de l'autre (cf. Figure 4.13). Ces concentrations sont beaucoup plus faibles dans l'Essonne et le Brie où elles ne représentent que 5% de la concentration totale en anions, que dans le marais où cette part monte entre 20 et 40%. La concentration moyenne dans la rivière est de 18,7 mg.L^{-1}, dans le Brie de 13,1 mg.L^{-1}, tandis que dans le marais, tous piézomètres confondus, elle est de plus de 200 mg.L^{-1}. Les concentrations sont stables dans le Brie ($\sigma = 0,9$ mg.L^{-1}) et varient légèrement dans l'Essonne ($\sigma = 2,8$ mg.L^{-1}), avec, comme pour les nitrates, deux valeurs extrêmes les 23/05/2019 (8,7 mg.L^{-1}) et 16/02/2021 (32,9 mg.L^{-1}). Au sein du marais, il existe une grande variabilité à la fois spatiale et temporelle, avec en certains points une dynamique saisonnière plus ou moins marquée. Cette saisonnalité se caractérise par des concentrations élevées en période de hautes eaux (de décembre à

juillet) et faibles en période de basses eaux (août à octobre).

Saisonnalité marquée

Les concentrations en sulfates dans les piézomètres PZ01, PZ03, PZ05, PZ06, PZ08, PZ09 et PZ12 suivent toutes cette dynamique saisonnière, au moins sur la période de juillet 2018 à avril 2021. Les concentrations varient entre 2 et 200 mg.L^{-1} en PZ01 et PZ05, et entre 2 et 400 mg.L^{-1} en PZ08. En PZ06, les concentrations varient entre 8 et 300 mg.L^{-1}, comme en PZ03 et PZ09 dont les concentrations atteignent toutefois en 2020 450 mg.L^{-1}. Au droit de PZ12, les concentrations passent de 30 mg.L^{-1} en basses eaux à près de 400 mg.L^{-1} en décembre, après la remontée de la nappe.

Absence de saisonnalité

Les concentrations au niveau de PZ07 et PZ11 ne montrent aucune saisonnalité mais elles sont toutefois très élevées (jusqu'à respectivement 600 et 700 mg.L^{-1} en janvier 2021). De plus, les concentrations suivent une tendance à la hausse de janvier 2019 à juillet 2021, passant de 215 à 370 mg.L^{-1} en PZ07 ($r = 0,76$, *p-value* $= 0,01$) et de 300 à 520 mg.L^{-1} en PZ11 ($r = 0,69$, *p-value* $= 0,002$).

Carbone inorganique dissous

Le pH des eaux étant compris entre 6,8 et 8,4 (cf Figure 4.7), le carbone est majoritairement sous forme de bicarbonate HCO_3^-. Comme vu au §4.2.1, les bicarbonates, avec les sulfates, représentent près de 70% de la minéralisation totale des eaux. Les concentrations dans le Brie et l'Essonne sont plus faibles que celles des eaux du marais (respectivement 250 et 240 mg.L^{-1} contre 450 mg.L^{-1} dans le marais, cf. Figure 4.14). En revanche, elles varient relativement peu, avec des valeurs comprises entre 200 et 300 mg.L^{-1}, alors que dans le marais il existe une grande variabilité spatiale et temporelle, avec des concentrations comprises entre 200 et 800 mg.L^{-1}. Tous les points d'observation suivent globalement la même tendance avec des concentrations maximales en juillet / octobre pendant la période de basses eaux, et minimales vers janvier / février. L'amplitude des variations annuelles est plus ou moins importante selon les piézomètres : elle est comprise entre 100 et 200 mg.L^{-1} en PZ05 et PZ12, entre 200 et 300 mg.L^{-1} en PZ06, PZ08, PZ09 et PZ11, et entre 300 et 400 mg.L^{-1} en PZ01, PZ03 et PZ07.

Potassium

Les concentrations en potassium sont également très contrastées entre la rivière, le Brie et le marais (cf. Figure 4.15). Dans l'Essonne, elles varient entre 4 et 6 mg.L^{-1}, sans pour autant montrer de dynamique saisonnière, avec une concentration moyenne de 4,8 mg.L^{-1} (la plus élevée des points d'observation) et un maximum de 8,8 mg.L^{-1} le 23/06/2020. Dans l'aquifère du Brie, la concentration moyenne est plus faible (2,8 mg.L^{-1}) et varie très peu (σ = 0,33 mg.L^{-1}). Les concentrations dans le marais sont assez homogènes, avec des valeurs très faibles

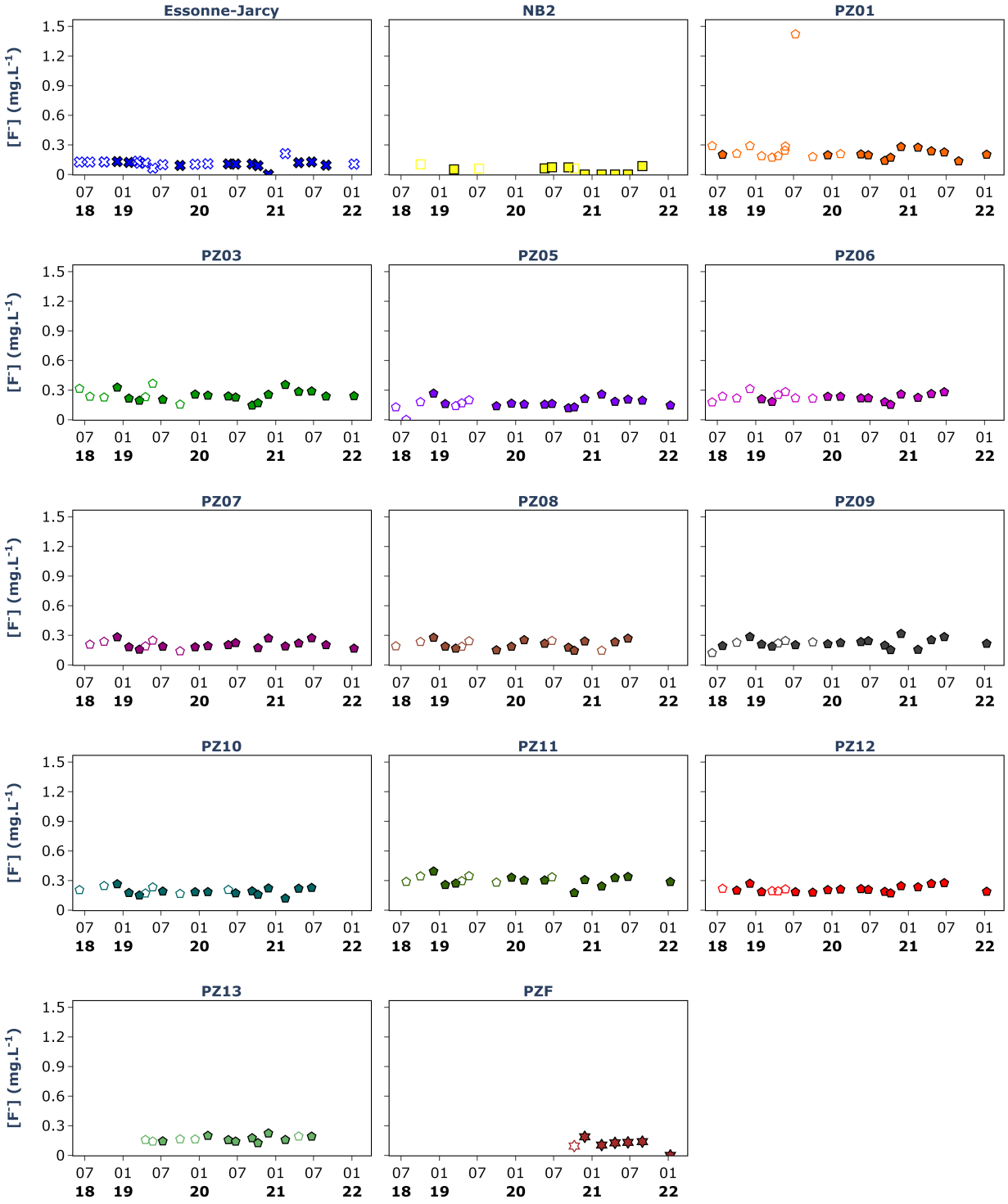


Figure 4.9 – Chroniques des concentrations en fluorures sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique BI : $5 < |BI| < 10$.

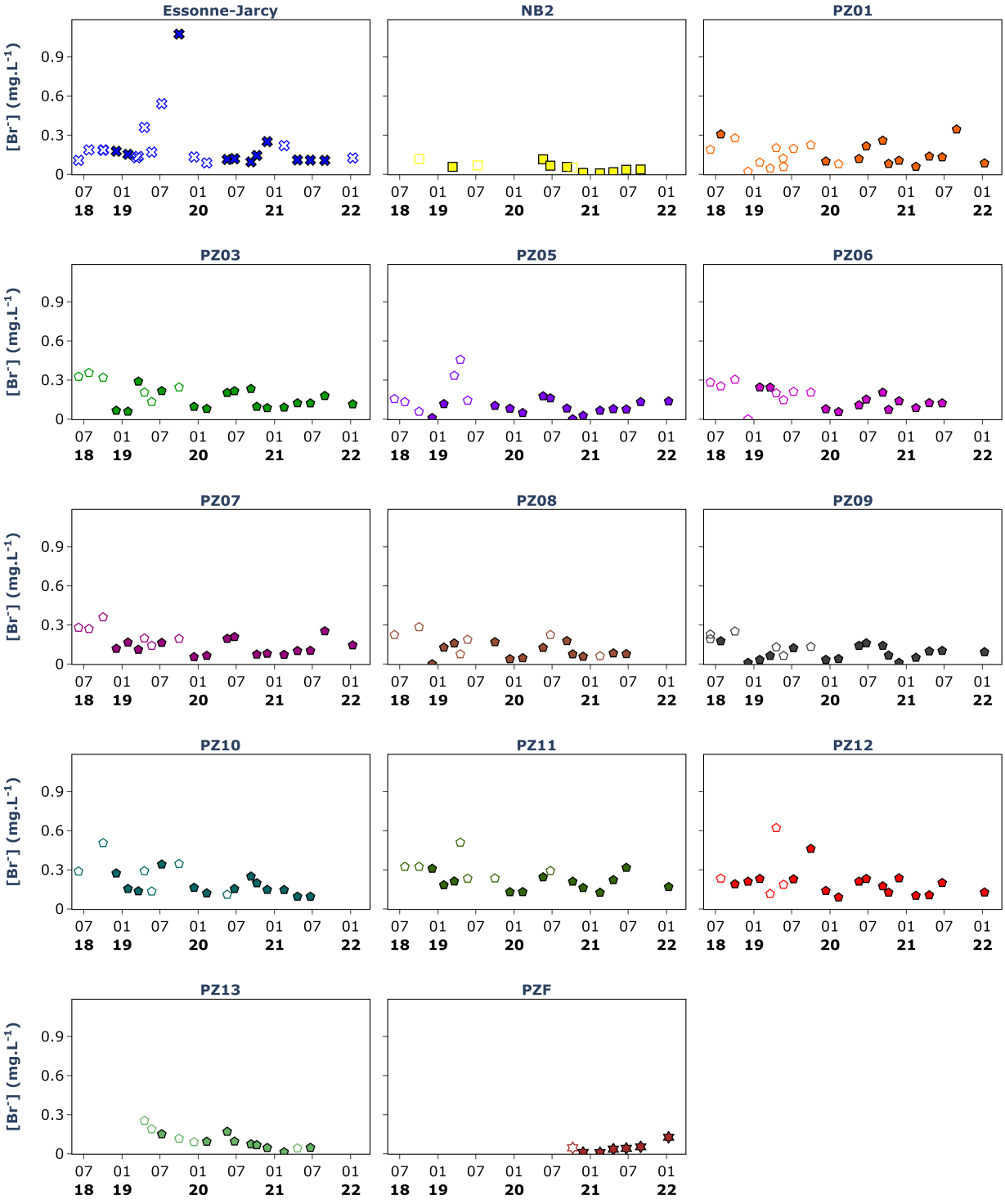


Figure 4.10 – Chroniques des concentrations en bromures sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$.

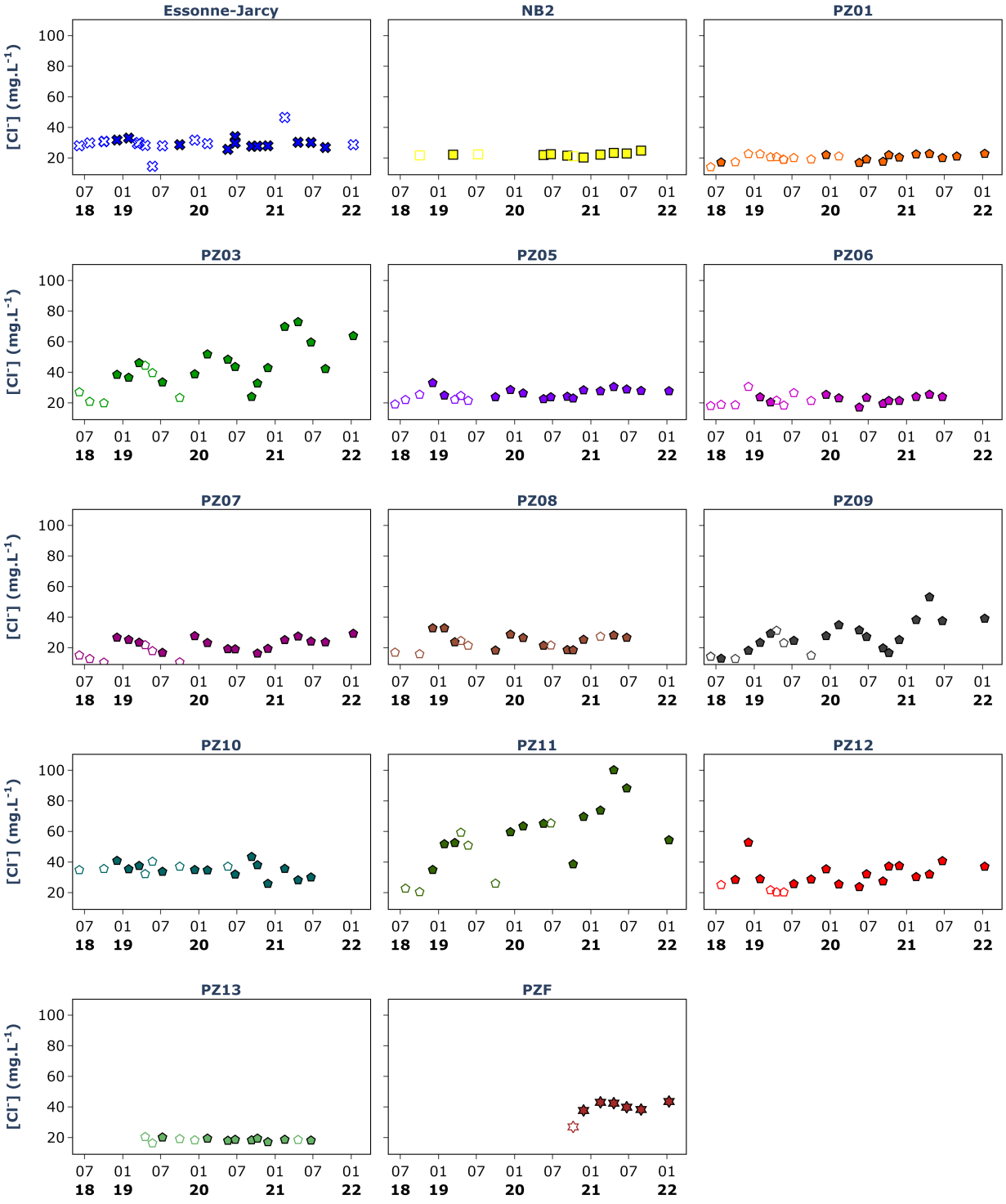


Figure 4.11 – Chroniques des concentrations en chlorures sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique BI : $5 < |BI| < 10$.

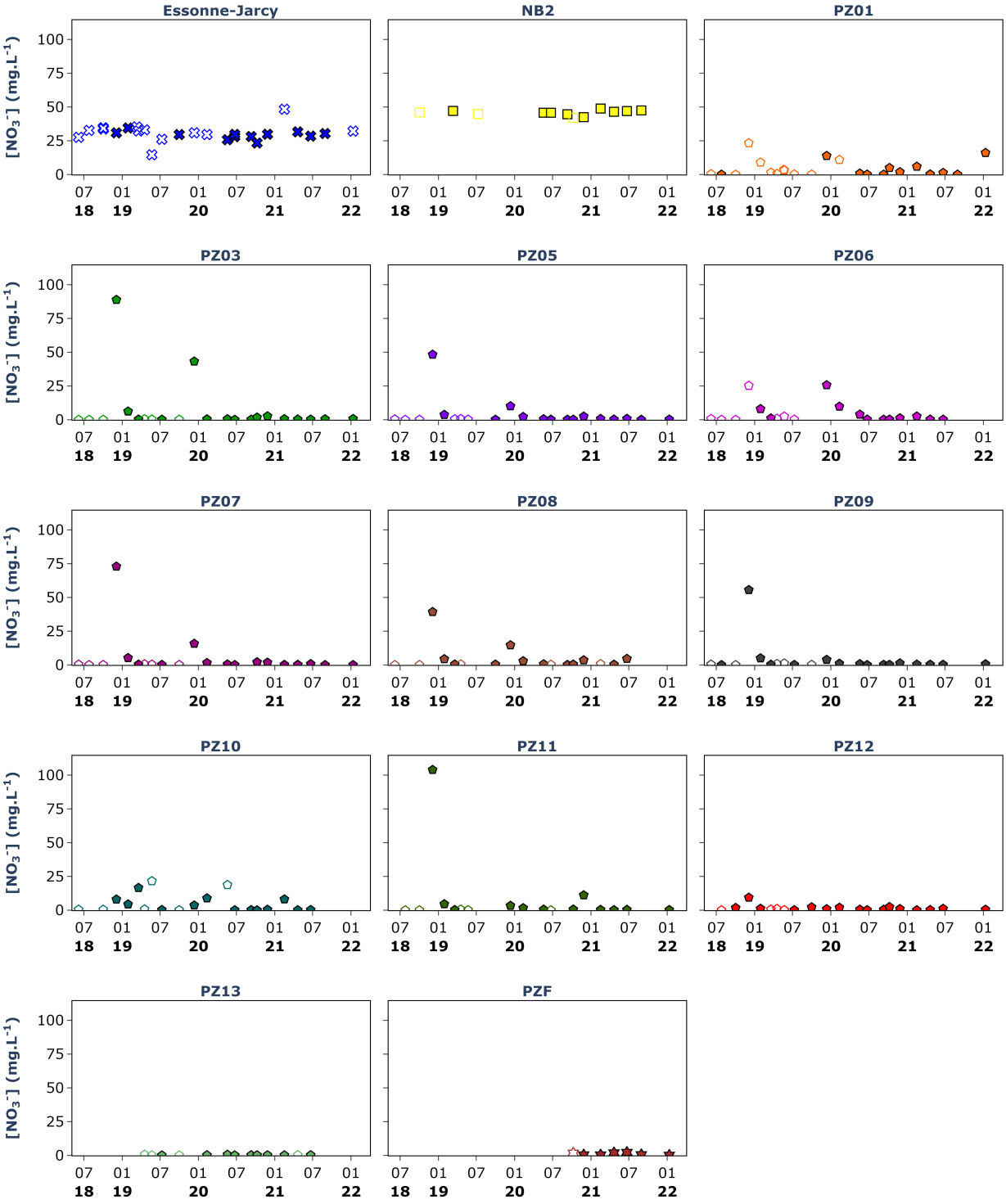


Figure 4.12 – Chroniques des concentrations en nitrates sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique BI : $5 < |BI| < 10$.

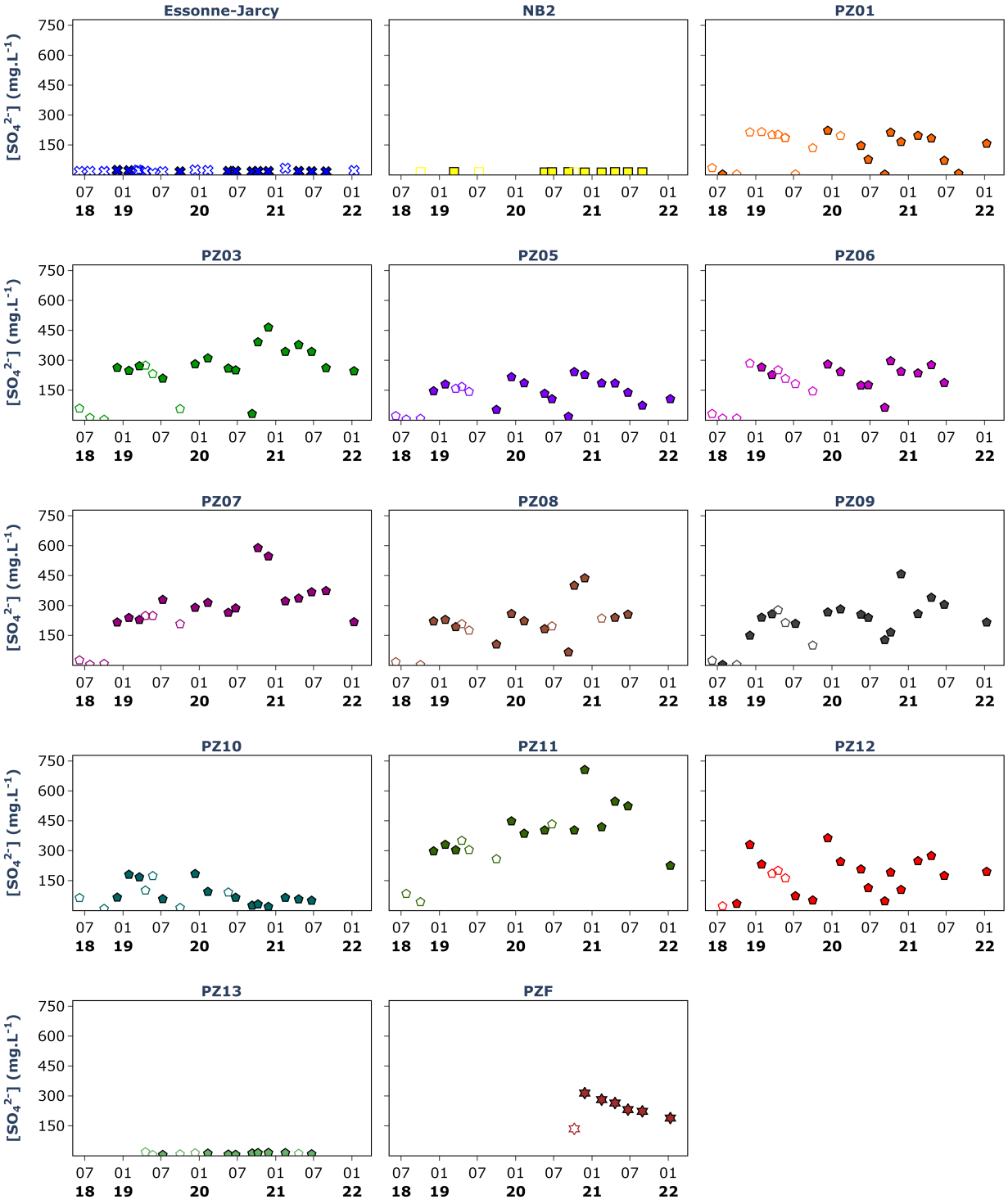


Figure 4.13 – Chroniques des concentrations en sulfates sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique BI : $5 < |BI| < 10$.

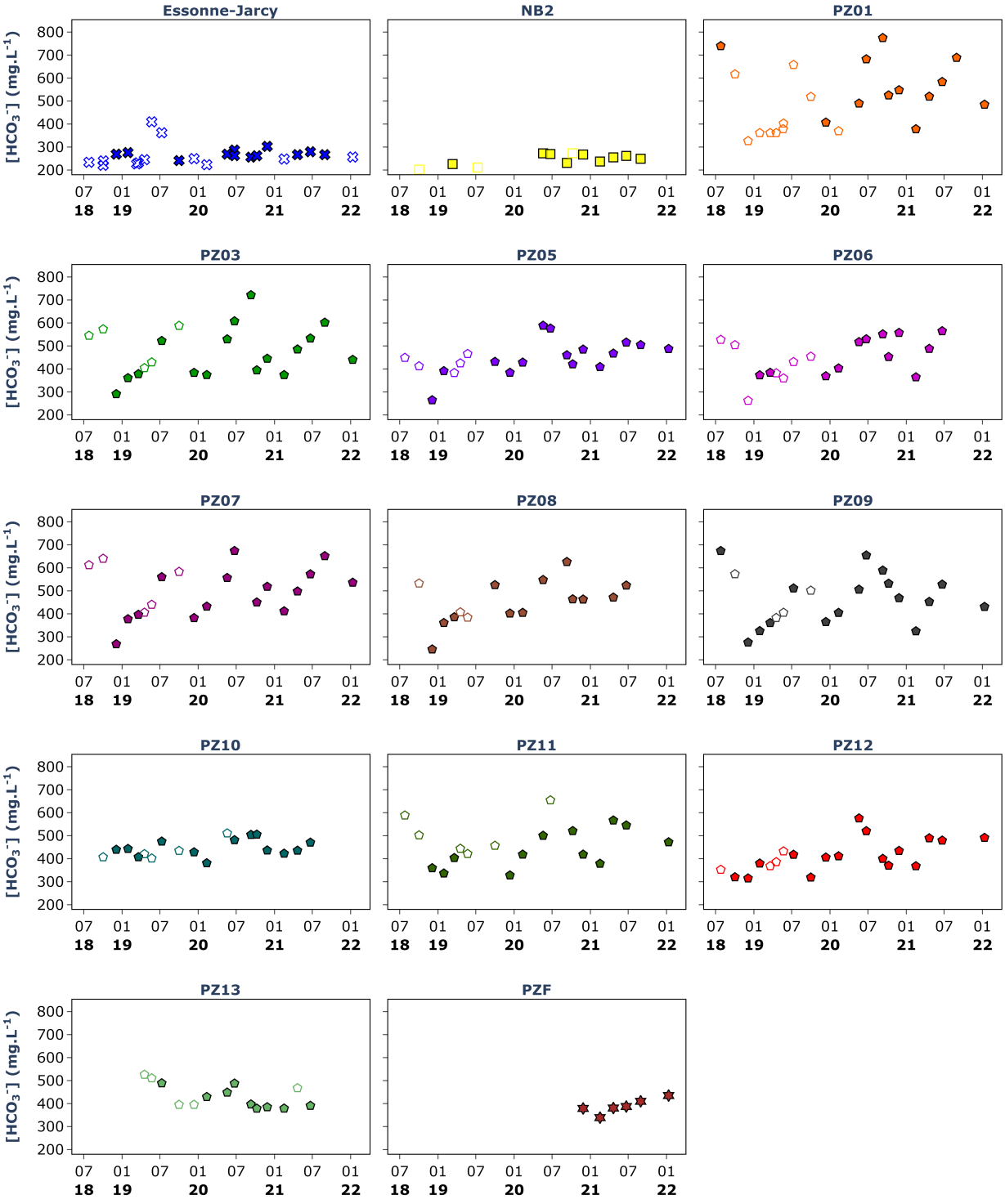


Figure 4.14 – Chroniques des concentrations en bicarbonates sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$.

(< 1 $mg.L^{-1}$) excepté pour trois campagnes de prélèvements : le 10/07/2019 (uniquement pour les points PZ01, PZ07, PZ09 et PZ12), le 01/10/2019 et le 23/06/2020. À ces dates, les concentrations sont plus élevées et leurs valeurs dépendent du point d'observation (de 1 à 2 $mg.L^{-1}$ en PZ01, PZ03 et PZ08 à plus de 4 $mg.L^{-1}$ en PZ06 et PZ09).

Sodium

Le comportement du sodium est plutôt homogène sur l'ensemble des points d'observation (cf. Figure 4.16), sauf en PZ03, PZ09 et PZ11, où les concentrations suivent une forte dynamique saisonnière, avec des concentrations particulièrement élevées en PZ03 et PZ11. Les concentrations dans la rivière varient entre 10 et 14 $mg.L^{-1}$, sans pour autant montrer de saisonnalité, avec une moyenne de 11,7 $mg.L^{-1}$. Les eaux de l'aquifère du Brie ont des concentrations relativement stables (σ = 0,4 $mg.L^{-1}$) avec une concentration moyenne de 8,6 $mg.L^{-1}$. Dans le marais, les concentrations en PZ03, PZ09 et PZ11 suivent la même saisonnalité que les chlorures, avec des concentrations qui suivent les niveaux de nappe : quand la nappe remonte, les concentrations augmentent, et quand elle baisse, les concentrations diminuent. Les concentrations varient entre 5 et 15 $mg.L^{-1}$ en PZ09, entre 10 et 24 $mg.L^{-1}$ en PZ03, et de 10 à plus de 30 $mg.L^{-1}$ en PZ11. Dans les autres piezomètres, par contre, les concentrations varient seulement entre 7 et 12 $mg.L^{-1}$, sans présenter de saisonnalité marquée.

Calcium

Les concentrations en calcium diffèrent nettement entre l'Essonne et le Brie, et les eaux du marais (cf. Figure 4.17). Les concentrations moyennes dans la rivière et dans l'aquifère sont assez proches (respectivement 104 et 94 $mg.L^{-1}$) et varient peu (respectivement entre 90 et 115 $mg.L^{-1}$ et entre 90 et 100 $mg.L^{-1}$). Les concentrations dans le marais, dont la moyenne globale est de 250 $mg.L^{-1}$, sont beaucoup plus élevées que dans la rivière ou le Brie. Elles sont de plus hétérogènes spatialement, avec des concentrations moyennes maximales en PZ03, PZ07 et PZ11 (respectivement 280, 300 et 330 $mg.L^{-1}$) et minimales en PZ05 et PZ12 (210 et 220 $mg.L^{-1}$). Il existe également une hétérogénéité temporelle, liée ou non a une saisonnalité, qui, quand elle est observée, n'est pas forcément identique d'un point à un autre. Par exemple, PZ05 et PZ12 présentent des valeurs maximales de janvier à avril (période de hautes eaux) et minimales en octobre (basses eaux) alors qu'en PZ07, au contraire, les concentrations mesurées sont minimales de janvier à avril, et maximales en octobre. Les concentrations mesurées en PZ11, quant à elles, varient beaucoup pendant les 4 années de suivi (entre 220 et 460 $mg.L^{-1}$) mais ne présentent aucune saisonnalité.

Magnésium

Les concentration en magnésium sont très différentes d'un point à l'autre même si des similitudes existent (cf. Figure 4.18). Dans la rivière, les teneurs en magnésium varient entre 4

et 5 mg.L^{-1} (moyenne de 4,5 mg.L^{-1}) sans présenter de saisonnalité. De la même façon, les concentrations dans l'aquifère du Brie sont stables mais légèrement plus élevées : entre 5,5 et 6,5 mg.L^{-1}. Dans le marais, les concentrations moyennes varient spatialement : 4,1 mg.L^{-1} en PZ06, 4,4 mg.L^{-1} en PZ01, PZ09 et PZ12, 5,4 mg.L^{-1} en PZ03, PZ05 et PZ11, et jusqu'à 6 mg.L^{-1} en PZ07. D'un point de vue temporel, seuls certains piézomètres présentent des saisonnalités marquées. Par exemple PZ03, PZ07 et PZ09 voient leurs concentrations en magnésium diminuer rapidement entre novembre et janvier puis ré-augmenter de janvier à octobre. PZ05 et PZ11 présentent le même schéma de variation saisonnière excepté le fait que la diminution a lieu dès octobre.

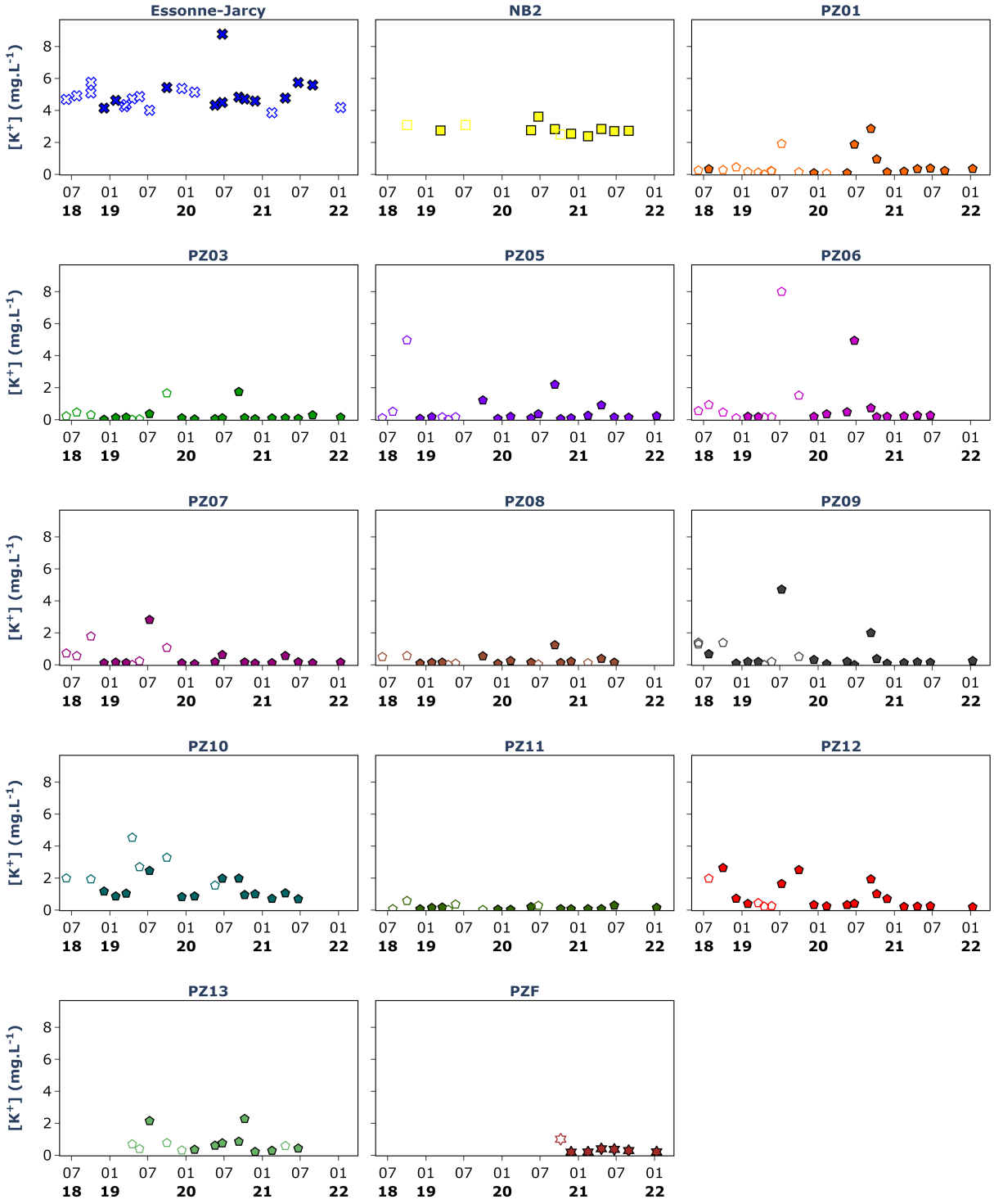


Figure 4.15 – Chroniques des concentrations en potassium sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique BI : $5 < |BI| < 10$.

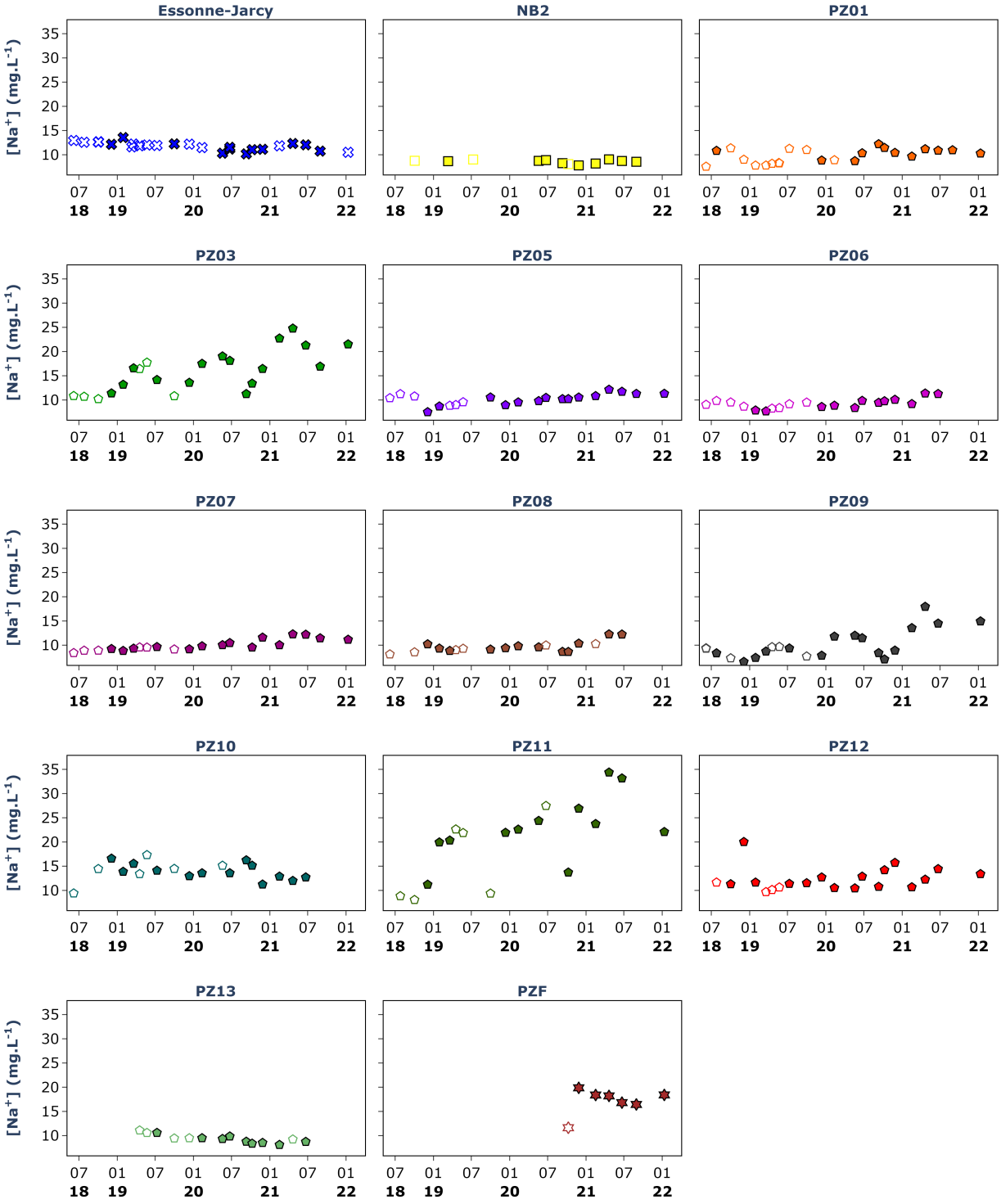


Figure 4.16 – Chroniques des concentrations en sodium sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique BI : $5 < |BI| < 10$.

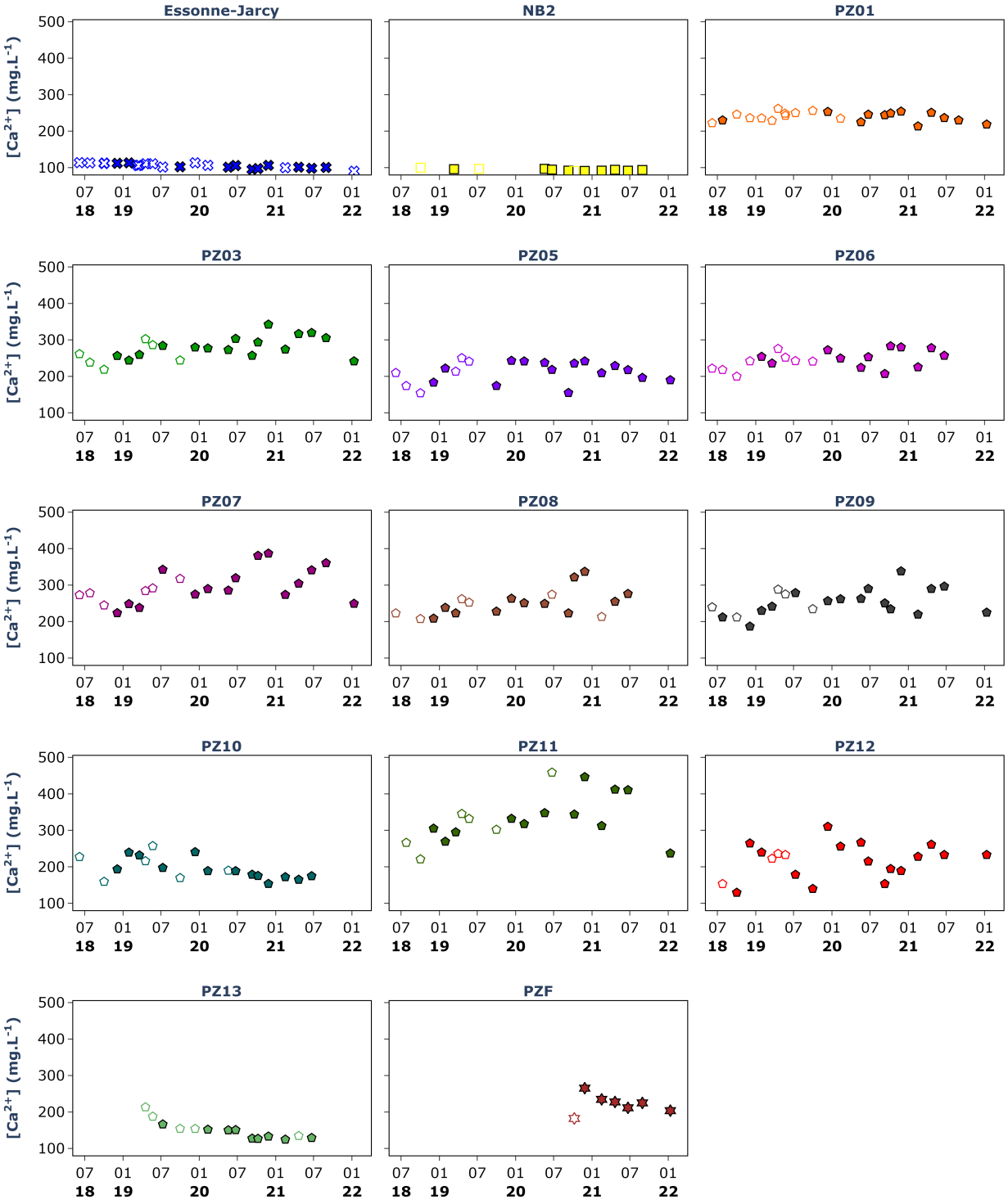


Figure 4.17 – Chroniques des concentrations en calcium sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique BI : $5 < |BI| < 10$.

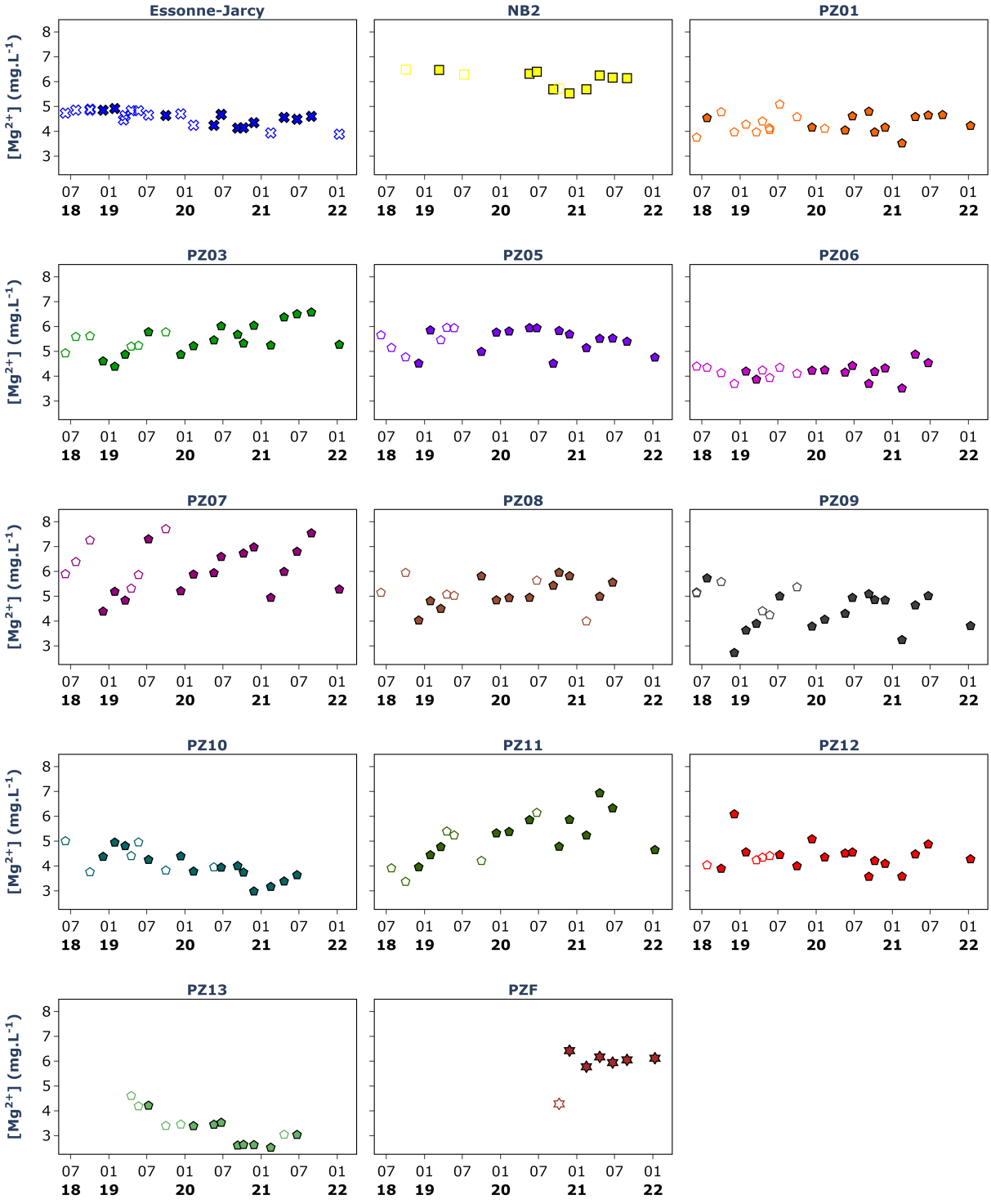


Figure 4.18 – Chroniques des concentrations en magnesium sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$.

4.2.3 Isotopes stables du soufre

Les résultats d'analyses des isotopes stables du soufre sont présentés sur la Figure 4.19 dans un graphique représentant le $\delta^{18}O$ en fonction du $\delta^{34}S$. Ces données ont été obtenues au cours de 7 campagnes réalisées entre juin 2020 et juin 2021 au niveau des points d'observation suivants : l'Essonne, l'aquifère du Brie (NB2) et deux piézomètres dans le marais (PZ01 et PZ05). L'ensemble des points n'a pas été prélevé à chaque date excepté pour le piézomètre NB2.
Dans la suite de ce paragraphe, les résultats seront exprimés, si non-précisé, sous la forme : $\delta^{34}S$ / $\delta^{18}O$ (respectivement en ‰V-CDT et ‰VSMOW)

Les trois différents types d'eau (rivière / Brie / marais) présentent une signature isotopique bien distincte. Les eaux du Brie sont les plus enrichies en ^{34}S (entre 0 et 3‰V-CDT), avec un rapport $\delta^{18}O$ compris entre 5 et 8‰VSMOW.
Les sulfates de la rivière ont la même gamme de variation en $\delta^{18}O$ que le Brie (entre 5 et 8‰VSMOW), mais plus appauvris en ^{34}S ($\delta^{34}S$ entre -11 et -6‰V-CDT). De plus, sur l'année suivie, les sulfates de l'Essonne s'enrichissent en isotopes lourds entre juin et février, pour s'appauvrir de nouveau entre février et juin.
Les eaux du marais sont beaucoup plus contrastées, avec des rapports isotopiques compris entre 4 et 18‰VSMOW pour l'oxygène 18 et entre -25 et 15‰V-CDT pour le soufre 34. Une forte hétérogénéité existe toutefois entre les piézomètres, surtout en été.

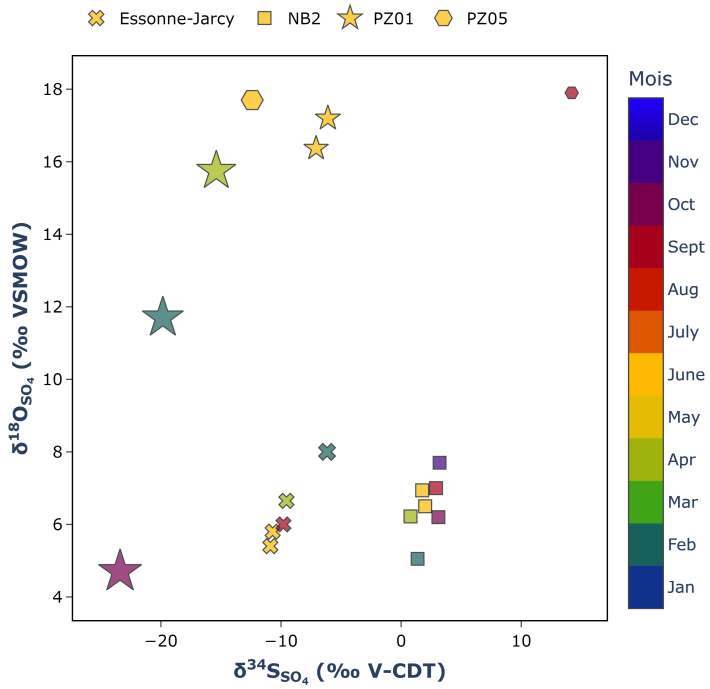


Figure 4.19 – Représentation des signatures isotopiques des sulfates avec le $\delta^{18}O$ en fonction du $\delta^{34}S$ sur la période de juin 2020 à juin 2021. La taille des symboles est proportionnelle au logarithme des concentrations.

Au niveau de PZ01, la signature des sulfates part d'un pôle très enrichi en isotopes lourds ($-6,1$ / 17,2 le 23/06/2020) puis, juste après la remontée de la nappe en octobre, se déplace vers un pôle très appauvri ($-23,4$ / 4,7 le 08/10/2020). Cet appauvrissement en isotopes lourds s'accompagne d'une augmentation des concentrations en sulfates (de 76 à 212 mg.L^{-1}, cf. Figure 4.13). Ensuite, un enrichissement progressif au cours de l'hiver est observé, surtout en ^{18}O, sans que les concentrations ne varient beaucoup (de 212 à 183 mg.L^{-1} entre octobre 2020 et avril 2021). Cet enrichissement devient significatif en ^{34}S entre avril et juin 2021 ($-15,39$ / 15,75 à $-7,08$ / 16,37), retrouvant quasiment la même signature qu'en juin 2020, accompagné d'une diminution des concentrations en sulfates (de 366 à 74 mg.L^{-1}).

Les données en PZ05 permettent d'avoir la signature en basses eaux, en septembre 2020, quand les concentrations en sulfates sont très faibles (17 mg.L^{-1}). La signature isotopique des sulfates à cette période est alors très enrichie en isotopes lourds avec des valeurs de 14,2 / 17,9. Cet enrichissement concerne surtout le ^{34}S comparé à la signature de juin 2020 ($-12,4$ / 17,7).

Un schéma semble se dégager dans le marais avec des sulfates enrichis en isotopes lourds au début de l'été, en juin, avec un maximum en septembre quand les niveaux d'eau sont au plus bas, puis un appauvrissement en octobre après la remontée de la nappe. Ensuite, entre octobre et juin de l'année suivante, les sulfates s'enrichissent surtout en ^{18}O jusqu'en avril, puis en ^{34}S en juin. Ces variations de signature isotopique s'accompagnent de variations de concentrations qui vont à chaque fois dans le même sens : diminution des concentrations quand la signature isotopique s'enrichit, et augmentation quand elle s'appauvrit.

4.2.4 Analyse statistique

L'objectif de cette analyse statistique est de faire ressortir les relations qui pourraient exister entre les différents paramètres à l'aide à la fois d'un critère objectif, le coefficient de corrélation et sa *p-value* (cf. §1.2.1), mais aussi en utilisant une méthode multivariée (ACP) adaptée aux analyses multifactorielles.
Ces analyses ont porté sur l'ensemble des données géochimiques analysées (anions et cations) ainsi que sur le pH et la profondeur de nappe (*prof*), et ce pour tous les piézomètres du marais (PZ01 à PZ13) ainsi que pour le piézomètre de la forêt PZF (cf. Figure 1.9), ce qui représente en tout 215 individus différents et 13 paramètres pour reprendre le vocabulaire de l'ACP (cf. §1.2.1). La rivière et le point de l'aquifère du Brie n'ont pas été pris en compte car comme l'ont montré les chroniques des éléments chimiques, ils représentent un système géochimique tout à fait différent du marais avec des concentrations parfois d'un autre ordre de grandeur (calcium, sulfates, bicarbonates).

4.2.4.1 Analyse de corrélations

La Figure 4.20 présente l'ensemble de ces résultats sous forme principalement de matrices de corrélations. Le graphique **a)** prend en compte l'ensemble des données sans distinction du point d'observation. Les graphiques **b)** à **m)**, par contre, sont spécifiques à des piézomètres

et les deux derniers graphiques **n)** et **o)** font le bilan des relations linéaires significatives pour chaque couple de paramètres, selon son signe (positif ou négatif).

Choix du seuil de significativité

Le seuil de significativité a d'abord été choisi à 95%. Toutefois, comme cela a été discuté au §1.2.1, cette valeur est très dépendante du nombre d'observations des variables analysées. C'est ce que montre la Figure 4.20a où des coefficients de corrélation de 0,17 en valeur absolue sont considérés comme significatifs. En effet, pour un échantillon de 215 observations, le coefficient de corrélation est considéré comme significativement non nul avec un seuil de confiance à 95% pour une valeur absolue supérieure à 0,14, ce qui est très faible et ne traduit pas forcément une relation linéaire entre les variables. Par souci de présentation, l'ensemble des coefficients de corrélation inférieurs à 0,6 en valeur absolue ont été mis sous le même code couleur (en blanc). Cette valeur a été choisie de façon qualitative en regardant chacune des régressions linéaires et leur nuage de points associé (cf. Annexe VI). Ces coefficients de corrélation faibles correspondent ainsi souvent soit à un effet de valeurs extrêmes (ce qui est le cas pour les relations comprenant les nitrates ou le potassium), le modèle de corrélation linéaire simple y étant très sensible, soit à des valeurs effectivement organisées autour d'une relation linéaire mais dont la variance résiduelle reste élevée (cas de l'alcalinité par exemple).

Échelle de couleurs

Les coefficients de corrélation non significatifs au seuil de confiance de 95% ont été grisés. Ceux significatifs mais inférieurs à 0,6 en valeur absolue sont indiqués sur fond blanc. Enfin, les coefficients de corrélation significatifs et supérieurs à 0,6 en valeur absolue sont affichés sur fond rouge s'ils traduisent un lien de corrélation, et en bleu pour un lien anti-corrélé, et un score respectivement de 1 et -1 leur a été attribué. Celui-ci permet ensuite d'afficher sur les graphiques **n)** et **o)** le nombre de relations significatives par couple de paramètres.

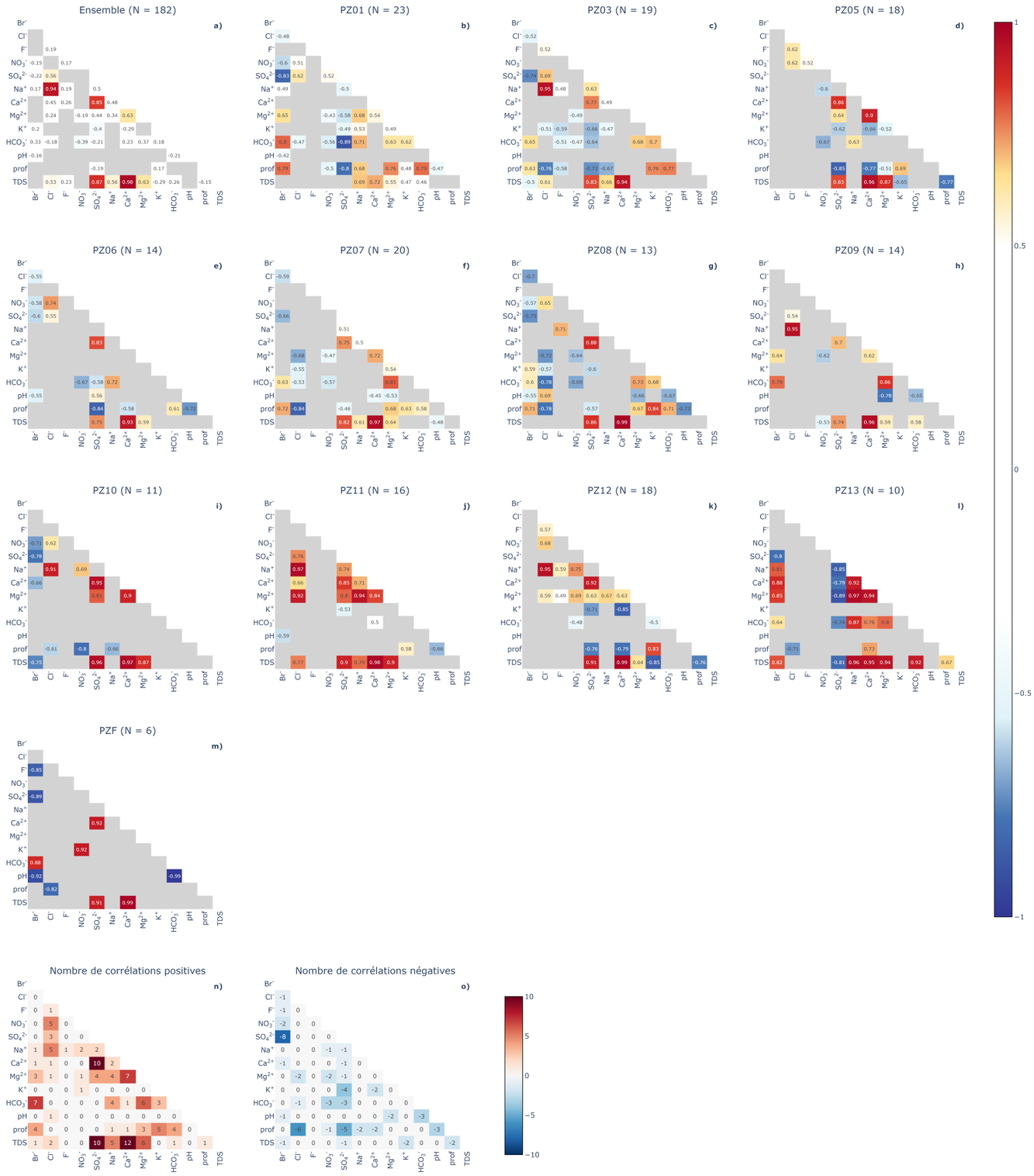


Figure 4.20 – Matrices de corrélations pour chacun des points d'observation.

Présentation des résultats

De toutes les analyses, il ressort les 4 principales relations suivantes :

- Chlorure et Sodium : r=0,94 (*p-value* < 10^{-20})
- Calcium et Sulfates : r=0,85 (*p-value* < 10^{-20})
- Sulfates et TDS : r=0,87 (*p-value* < 10^{-20})
- Calcium et TDS : r=0,99 (*p-value* < 10^{-20})

En regardant la distribution des points autour des droites de régression (cf. AnnexeVI), il apparaît que les comportements peuvent-être très différents d'un point d'observation à l'autre. Par exemple, la relation entre chlorures et sodium semble surtout portée par PZ03, PZ11 et PZ12 (cf. Figure 4.21a.). À l'inverse, certaines relations non significatives sur l'ensemble des observations comme sulfates/sodium semblent pourtant l'être pour certains piézomètres comme par exemple PZ03 et PZ11 (plus faciles à différencier du fait de leurs fortes concentrations, cf. Figure 4.21b). Ces comportements hétérogènes au sein même du marais, déjà mis en lumière avec la présentation des chroniques au §4.2.2, justifient l'étude différenciée point par point.

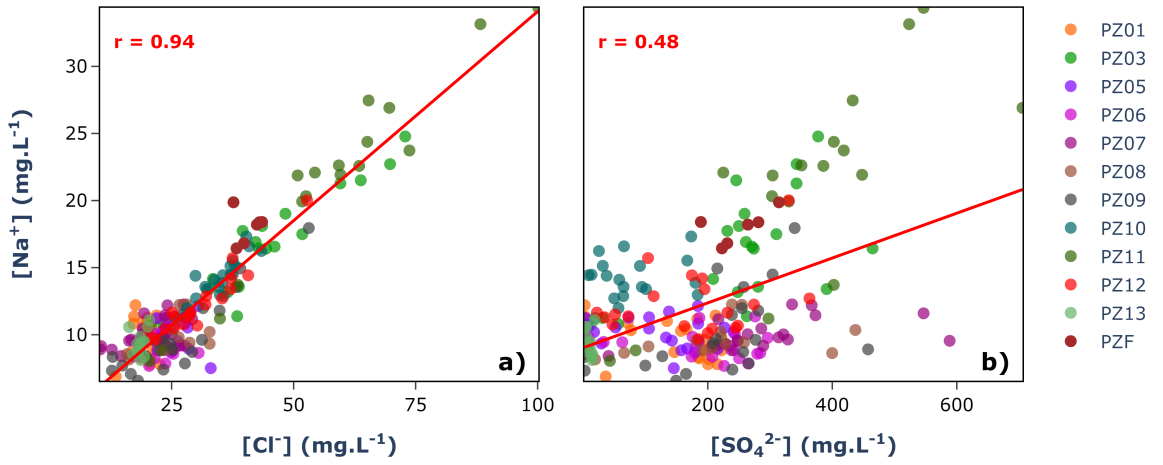


Figure 4.21 – Détail des corrélations entre chlorures et sodium (a) et sulfates et sodium (b)

Parmi les relations listées précédemment, 2 points d'observation, PZ01 et PZ13, présentent un comportement singulier vis-à-vis des sulfates et du calcium, avec une absence de corrélation significative. De la même façon, seuls 5 piézomètres portent la relation qui existe, au global, entre chlorures et sodium : PZ03, PZ09, PZ10, PZ11 et PZ12.

L'analyse point par point permet de faire ressortir d'autres relations : une moitié des piézomètres (PZ05, PZ07, PZ09, PZ10, PZ11, PZ12 et PZ13) montre une relation significative entre magnésium et calcium, une autre (PZ01, PZ03, PZ07, PZ08, PZ09 et PZ13) une relation significative entre magnésium et bicarbonate ; pour 5 piézomètres

(PZ03, PZ09, PZ10, PZ11 et PZ12), les chlorures et le sodium sont significativement corrélés ; chlorures et sulfates sont significativement corrélés pour PZ01, PZ03 et PZ11. D'autres relations ressortent pour les bromures, notamment avec les sulfates (anti-corrélés) pour 8 des 12 piézomètres (PZ01, PZ03, PZ06, PZ07, PZ08, PZ10, PZ13 et PZF), ou avec les bicarbonates (corrélés) pour aussi 7 piézomètres (PZ01, PZ03, PZ07, PZ08, PZ09, PZ13 et PZF).

De plus, concernant la TDS, qui est une agrégation de tous les autres paramètres, l'analyse permet de faire ressortir des corrélations très fortes avec le calcium, avec des coefficients de corrélation supérieurs à 0,94 pour tous les points d'observation. Les sulfates jouent aussi un rôle important dans la minéralisation totale, avec des coefficients de corrélations supérieurs à 0,76 pour l'ensemble des piézomètres, excepté pour PZ01 et PZ13. Enfin, les variations de TDS peuvent aussi être suivies par le magnésium (PZ05, PZ07, PZ10, PZ11, PZ12 et PZ13) et le sodium (PZ01, PZ03, PZ07, PZ11 et PZ13).

Concernant la profondeur de nappe, celle-ci est anti-corrélée avec les chlorures pour 6 piézomètres (PZ03, PZ07, PZ08, PZ10, PZ13 et PZF) et avec les sulfates pour 5 autres piézomètres (PZ01, PZ03, PZ05, PZ06 et PZ12). Les bromures et les bicarbonates sont aussi corrélés positivement avec la profondeur de nappe pour PZ01, PZ03, PZ07 et PZ08.

Pour finir, chaque point de prélèvement a un comportement propre, comme PZ08 qui est le seul à montrer une anti-corrélation significative entre chlorures et bicarbonates (r=$-0,78$), ou PZ01 entre sulfates et bicarbonates (r=$-0,89$), ou encore PZ13 entre bicarbonates et calcium (r=0,84).

Cette analyse montre bien la dualité qui existe entre une considération globale et une considération par point d'observation dans un milieu très hétérogène. Même si certaines similitudes existent, notamment sur les principaux ions (sulfates, calcium, magnésium et sodium majoritairement), chaque piézomètre a un comportement différent qui rend difficile un ou des regroupements par similitudes. Une autre visualisation possible, qui permet de faire ressortir plus distinctement des groupes homogènes de comportements, est l'Analyse en Composantes Principales (ACP).

4.2.4.2 Analyse en Composantes Principales

La Figure 4.22 présente les résultats de l'ACP avec :

a) : le diagramme des valeurs propres pour chaque composante principale (PCx) ;

b) : le code couleur pour chacune des variables dans les cercles de corrélation ;

c à h) : le diagramme des individus et le cercle de corrélation pour chaque couple de composantes principales analysé.

Le diagramme des valeurs propres permet de choisir les composantes principales qui seront analysées en fonction de leur part relative de variance expliquée. La première

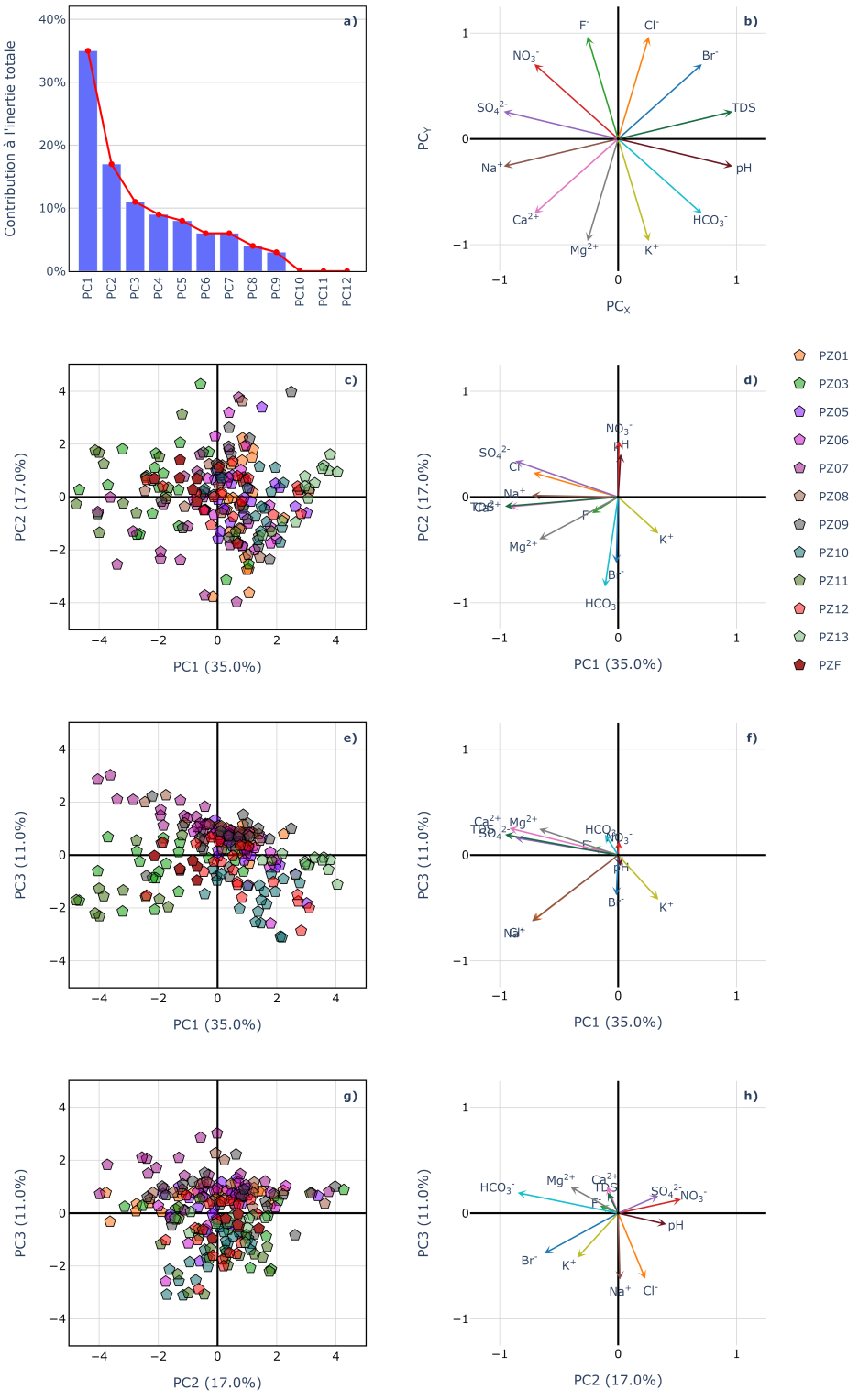


Figure 4.22 – Analyse en Composantes Principales. (a) Diagramme des contributions par axe. (b) Légende des couleurs utilisées dans les cercles de corrélations. (c,e,g) Projection des individus sur les différents axes retenus pour l'analyse. (d,f,h) Cercles des corrélations pour les combinaisons d'axes retenus.

composante (PC1) décrit 35% de cette variance, la seconde (PC2) 17%, la troisième (PC3) 11% et les suivantes (PC4 à PC9) entre 9 et 6%. Le choix a été fait de ne garder que les trois premières composantes. Les composantes PC4 et PC5 ont été écartées car PC4 n'est portée que par deux variables (les fluorures et les nitrates) et PC5 par une seule variable (le pH). Les composantes suivantes ont été écartées car elles expliquent moins de 6% de la variance totale.
Les composantes gardées portent donc à elles trois 63% de l'information totale liée au nuage de points.

L'axe 1 décrit la minéralisation, les variables les mieux décrites étant la TDS, le calcium, les sulfates, les chlorures, le sodium et le magnésium, toutes étant positivement corrélées, confirmant ce qui a déjà pu être observé dans l'analyse des corrélations. L'axe 2 est lié aux bicarbonates et en moindre mesure aux bromures, ces deux éléments étant corrélés positivement, en cohérence avec l'analyse des corrélations. Sur le même axe, à l'opposé, se trouvent les nitrates et le pH, même s'ils ne sont pas bien décrits avec des scores inférieurs à 0,5 en valeur absolue. Enfin, l'axe 3 est principalement porté par les chlorures et le sodium, sur lequel ils sont exactement corrélés (score quasiment identique de -0,62).

La projection des individus sur ces axes montre tout d'abord la grande variabilité d'un piézomètre à l'autre, avec pour chacun d'eux des observations très dispersées en général le long des axes, notamment l'axe 1, lié fortement à la minéralisation, et dessinant des comportements plutôt singuliers ne pouvant pas vraiment être regroupés par tendances communes. Les seules différenciations possibles se font donc vis-à-vis de la minéralisation, les eaux les plus minéralisées étant du côté négatif de l'axe 1 (PZ03, PZ07 et PZ11), et porté par les chlorures et le sodium.

L'utilisation de la méthode d'analyse en composantes principales n'est ainsi pas concluante du fait de la trop grande complexité du système : l'agrégation de données distribuées à la fois spatialement et temporellement ne permet pas de regrouper les différents points d'observation en groupes de même structure. Elle permet cependant de souligner une nouvelle fois la très grande hétérogénéité du milieu.

4.2.5 Conclusion

Les eaux du système hydrogéologique dans lequel est inscrit le marais, composé de l'Essonne et de l'aquifère du Brie (Oligocène), présentent globalement le même faciès, carbonaté calcique, même si pour le marais elles tendent vers le pôle sulfaté. Par contre, la minéralisation est très contrastée entre les eaux du marais et celles de la rivière et du Brie. Pour ces dernières, les concentrations des différents éléments analysés sont plutôt stables et leur signature géochimique est assez similaire. Les eaux du marais, quant à elles, sont beaucoup plus chargées, avec des conductivités supérieures d'un facteur 3 à 4. Ce sont ainsi tous les éléments sauf le potassium et les nitrates qui se retrouvent plus concentrés, avec les plus grosses différences observées sur le calcium, les sulfates et les bicarbonates, ces trois éléments représentant à eux seuls plus de 90% de la minéralisation totale dans le marais.

Un point important de cette présentation des résultats est la très grande hétérogénéité des concentrations au sein même du marais, avec des saisonnalités pour certains éléments qui peuvent être très marquées selon les points d'observation. Des cycles apparaissent ainsi pour les sulfates, les bicarbonates et les chlorures que l'analyse statistique par corrélations permet de lier aux niveaux de nappes avec des corrélations positives avec les bicarbonates et négatives avec les sulfates et les chlorures.

Cette analyse statistique a permis par ailleurs de faire le lien entre différents éléments (chlorures/sodium, sulfates/calcium ou encore magnesium/calcium), d'isoler les piézomètres qui présentent chacun ces relations, mais aucun regroupement selon des typologies précises n'a pu être établi. L'analyse par ACP a en l'occurrence souligné cette très grande hétérogénéité avec l'absence d'une organisation claire des piézomètres selon les différentes variables, limitant ainsi son utilisation et sa pertinence dans ce type d'environnement.

4.3 Fonctionnement géochimique

Les résultats géochimiques ont permis de soulever plusieurs particularités dans la géochimie du marais qui se traduisent par une très forte minéralisation, supérieure à celle des eaux de l'Essonne et du Brie, des comportements très hétérogènes en fonction du point d'observation considéré, et des variations saisonnières importantes pour certains éléments. L'objectif de cette partie est de présenter les processus qui pourraient être à l'origine de ces observations et qui semblent principalement liés aux variations saisonnières importantes du niveau de nappe qui induisent une alternance de conditions oxiques et anoxiques dans un milieu très riche en matière organique (cf. §2.3.2).

4.3.1 Cycle du carbone et sulfato-réduction

Le premier processus décrit est lié aux cycles des sulfates et du carbone. Les bicarbonates sont ici considérés comme les traceurs du cycle du carbone, et particulièrement de la dégradation de la matière organique.

Interprétation des chroniques de concentrations

Concernant les sulfates, une saisonnalité marquée est observée au droit de tous les piézomètres sauf en PZ07 et PZ11 (cf. Figure 4.13). La discussion est structurée selon cette distinction.

Cas des piézomètres PZ01, PZ03, PZ05, PZ06, PZ08, PZ09, PZ10 et PZ12

Une diminution / augmentation des concentrations des sulfates implique l'existence d'un terme puits / source de sulfates qui peut être soit lié à des processsus de réduction / oxydation, soit à des processus de précipitation / dissolution de minéraux sulfatés.

Afin de vérifier la validité de la seconde hypothèse, les indices de saturation vis-à-vis du gypse ($CaSO_4(H_2O)$) ont été calculés à l'aide de la bibliothèque python Phreeqpython [2], basée sur le code géochimique PhreeqC (Parkhurst and Appelo, 2013), pour chaque échantillon d'eau prélevé. Ces résultats sont présentés sur la Figure 4.23 sous la forme de boîte à moustaches par point de prélèvement. Seul le gypse a été considéré car c'est le minéral sulfaté dont le cation de co-précipitation (le calcium) est en proportion suffisante pour permettre, par seul effet de précipitation/dissolution, des variations de concentrations aussi importantes en sulfates (+100 $mg.L^{-1}$).
Les indices de saturation du gypse restent très inférieurs à 0, ce qui correspond à une solution sous-saturée favorisant la dissolution et non la précipitation de ce minéral. Cette hypothèse ne peut alors pas être retenue ici et les variations de concentrations en sulfates sont donc plutôt dues à des réactions d'oxydo-réduction.

2. https ://pypi.org/project/phreeqpython/

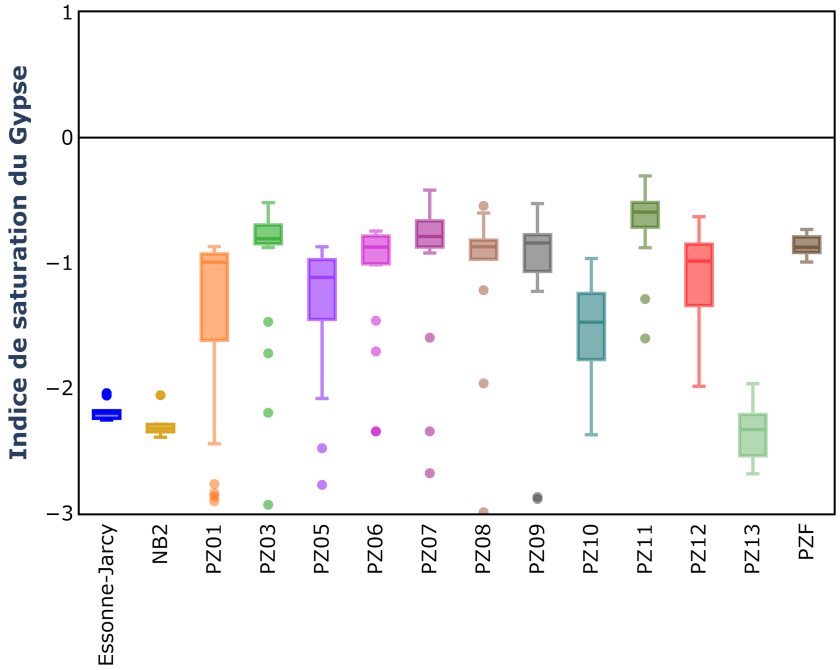


Figure 4.23 – Gammes de variation de l'indice de saturation du gypse pour chacun des piézomètres, calculé à partir du code géochimique PhreeqC.

La diminution des concentrations en sulfates serait alors le résultat de réactions de réduction liées aux bactéries sulfato-réductrices (Urban et al., 1989; Bayley et al., 1986; Chapman, 2001; Koretsky et al., 2006; Blodau et al., 2007; Warren et al., 2001), nécessitant des conditions anoxiques qui se mettent en place quand le niveau de la nappe commence à descendre. À l'inverse, l'augmentation souvent franche des concentrations s'expliquerait par la ré-oxygénation rapide de la nappe qui interviendrait lors de sa remontée, liée à la traversée de la zone non saturée riche en oxygène. Le soufre précédemment réduit est alors ré-oxydé, comme le montrent d'ailleurs très bien les expériences réalisées par Estop-Aragonés et al. (2012).
Ce fonctionnement est de plus cohérent avec la relation anticorrélée calculée pour au moins 5 piézomètres (PZ01, PZ03, PZ05, PZ06 et PZ12) entre les niveaux de nappe et les concentrations en sulfates.

Concernant le carbone, une réduction bactérienne des sulfates devrait produire du CO_2 dissous (cf. Éq.4.4), et donc par dissociation des bicarbonates (cf. Éq.1.4). Afin de visualiser plus simplement cette relation, la Figure 4.24 présente sur un même graphique les concentrations en bicarbonates et en sulfates ainsi que les niveaux piézométriques.
Pour l'ensemble des piézomètres, excepté PZ10 et PZ12, la diminution des sulfates est concomitante de l'augmentation des bicarbonates, ce qui va dans le sens de l'hypothèse d'une réduction des sulfates par les bactéries sulfato-réductrices.
Toutefois, ces deux éléments ne sont pas totalement anti-corrélés car il peut y avoir d'autres sources de production de bicarbonates, notamment liées aux autres réactions de dégradation de la matière organique (cf. Tableau 4.1).

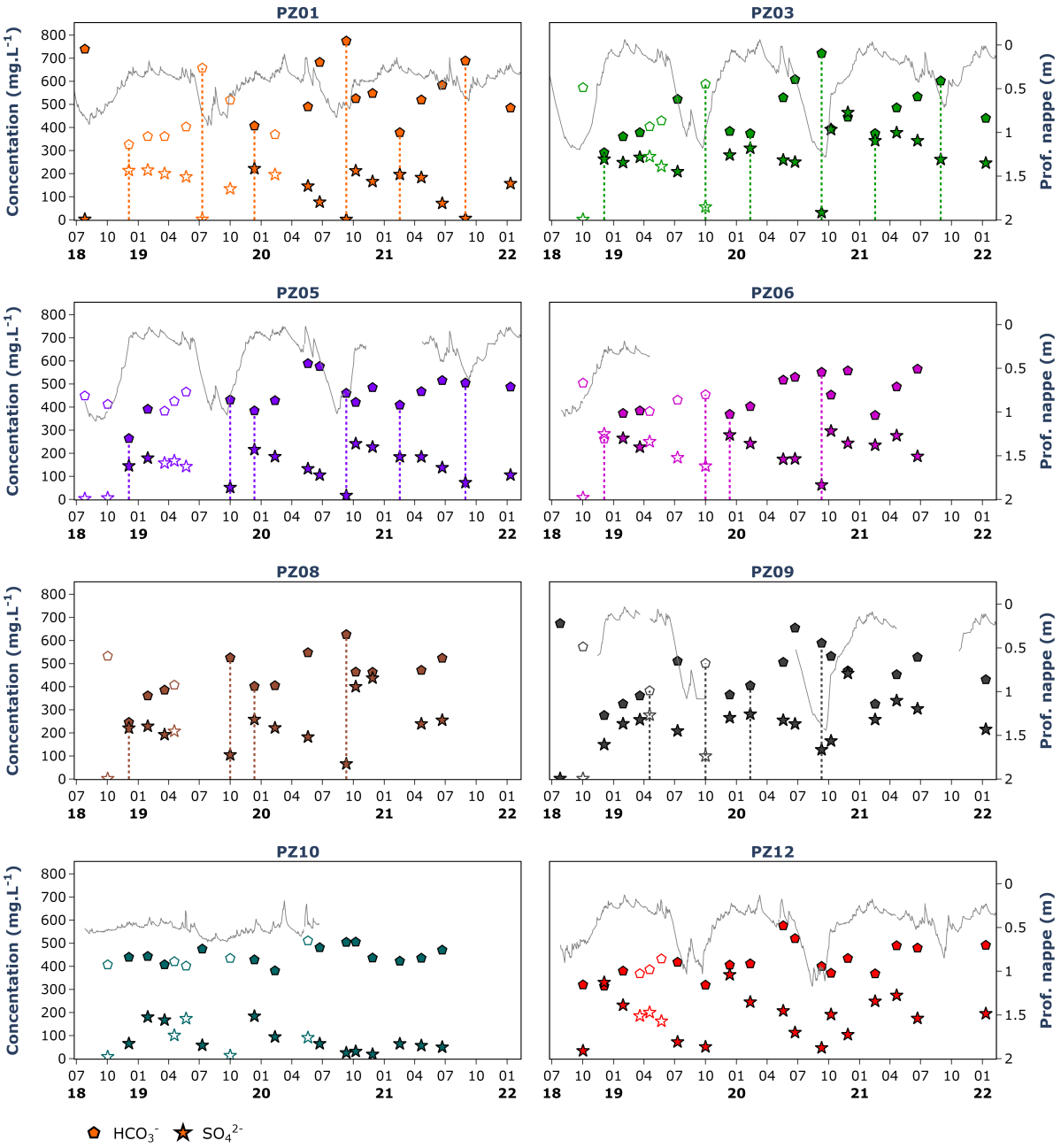


Figure 4.24 – Evolutions temporelles des concentrations en SO_4^{2-} et en HCO_3^- et de la profondeur de nappe au droit des piézomètres PZ01, PZ03, PZ05, PZ06, PZ08, PZ09, PZ10 et PZ12. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$.

Le Tableau 4.3 présente les rapports des concentrations molaires entre les HCO_3^- produits et les SO_4^{2-} consommés pendant la période annuelle de sulfato-réduction active (matérialisée sur la Figure 4.24 par les traits verticaux pointillés). Ces périodes ont été définies entre les maxima et minima des concentrations en sulfates sur une année hydrologique. Le rapport est donné sur un intervalle pour prendre en compte l'incertitude sur la mesure en bicarbonates,

Table 4.3 – Part de la sulfato-réduction dans la production de carbonates.

	Périodes		$SO^{2-}_{4_{cons}}$	$HCO^{-}_{3_{prod}}$	$\frac{HCO^{-}_{3_{prod}}}{SO^{2-}_{4_{cons}}}$
	début	fin	(mmol.L^{-1})	(mmol.L^{-1})	
PZ01					
2019	04/12/2018	10/07/2019	2,20	5,40	2,2 - 2,4
2020	12/12/2019	10/09/2020	2,30	6,00	2,5 - 2,6
2021	16/02/2021	30/08/2022	2,00	5,10	2,6
PZ03					
2019	04/12/2018	01/10/2019	2,90	5,70	2,9 - 3,2
2020	11/02/2020	10/09/2020	2,90	5,80	2,0
2021	16/02/2021	30/08/2022	0,80	3,70	1,6 - 1,7
PZ05					
2019	04/12/2018	01/10/2019	1,00	2,70	2,8 - 2,9
2020	12/12/2019	10/09/2020	1,10	3,10	0.5 - 0,6
2021	16/02/2021	30/08/2022	1,20	1,60	1,3 - 1,4
PZ06					
2019	04/12/2018	01/10/2019	1,50	3,10	2,2 - 2,4
2020	12/12/2019	10/09/2020	2,30	3,00	1,2 - 1,3
PZ08					
2019	04/12/2018	01/10/2019	1,20	4,60	3,8 - 3,9
2020	12/12/2019	10/09/2020	2,00	3,70	1,7 - 1,8
PZ09					
2019	18/04/2019	01/10/2019	1,80	1,90	1,1
2020	11/02/2020	10/09/2020	1,60	3,00	1,9

qui est de l'ordre de l'erreur sur la balance ionique (cf. §1.2.1 sur l'alcalinité), tandis que pour les sulfates l'incertitude est négligeable (<1% liée à l'analyse, cf. §1.2.1 sur les méthodes d'analyse). Si les bicarbonates sont produits uniquement par réduction des sulfates, alors d'après l'équation 4.2, le rapport molaire entre bicarbonates produits et sulfates consommés doit être égal à 2, comme c'est le cas pour PZ03 et PZ09 en 2020.

Les rapports supérieurs à 2 observés en PZ01 chaque année, et en 2019 pour les piézomètres PZ03, PZ05, PZ06 ou encore PZ08, indiquent une autre source de bicarbonates. Cela peut être la méthanogénèse, réaction suivante dans la séquence rédox de la matière organique (cf. Tableau 4.1), et qui produit à la fois du CH_4 et du CO_2. Cette hypothèse est plutôt plausible en PZ01 où les sulfates sont totalement consommés. Les bactéries méthanogènes, normalement inhibées en grande partie par les bactéries sulfato-réductrices, peuvent alors décomposer la matière organique (Öquist, 1996). Cette hypothèse est par contre moins probable pour tous les autres points d'observation, le sulfate n'étant jamais complètement consommé par la sulfato-réduction. L'autre source de HCO_3^- se situerait alors plutôt en début de période (janvier-mars) avec peut-être une décomposition aérobie plus prononcée ou la présence de phénomènes de dénitrification (des concentrations significatives en NO_3^- ont été mesurées à cette période, cf. Figure 4.12). Cela pourrait expliquer l'augmentation des concentrations en HCO_3^- observée sur tous ces piézomètres entre décembre 2018 et janvier 2019 alors que les concentrations en SO_4^{2-} restent stables.

A l'inverse, des rapports inférieurs à 2, comme c'est le cas pour PZ03 (2021), PZ05 (2020 et 2021), PZ06 (2020), PZ08 (2020) et PZ09 (2019) traduisent une consommation des carbonates, qui peut être soit minérale, par précipitation de calcite par exemple, soit sous forme de dégazage de CO_2, soit par réduction des HCO_3^- en CH_4. Ce travail ne permet pas de trancher entre ces différentes hypothèses, voire une combinaison des trois. Un moyen d'y arriver pourrait être soit de mesurer directement le CO_2 gazeux dans le sol, soit d'utiliser le rapport isotopique ^{13}C / ^{12}C, le fractionnement induit par le dégazage de CO_2 n'étant pas le même que celui lié à la production de CH_4 par réduction bactérienne (Itoh et al., 2008) ou la précipitation de calcite (McLaughlin and Webster, 2010).

Cas des piézomètres PZ07 et PZ11

En ce qui concerne PZ07 et PZ11 (cf. Figure 4.25), le modèle proposé pour les autres piézomètres ne fonctionne pas. L'augmentation des bicarbonates est bien visible sur les mêmes périodes, mais les données ne permettent pas de tenir la réduction des sulfates pour responsable. En effet, les concentrations en sulfates restent élevées pendant toute l'année et ne diminuent presque pas. Elles augmentent même comme les bicarbonates pendant les périodes de hautes eaux (cf. Figure 4.13) surtout en PZ11. Une hypothèse est que la nappe au droit de ces piézomètres reste suffisamment oxygénée pour que la réduction des sulfates soit inhibée, sans empêcher la dégradation aérobie de la matière organique. Dans son travail de thèse, De Ridder (2012) montre que l'oxygénation prolongée de la tourbe peut entraîner la diminution des populations microbiennes anaérobies. Toutefois, comment expliquer alors la sulfato-réduction importante observée en PZ03 alors que les niveaux d'eau sont aussi bas en été qu'en PZ07 et PZ11 ? D'autres études ont aussi montré que le type de matière organique peut contrôler la sulfato-réduction (Vile et al., 2003; Gosch et al., 2019), mais cette hypothèse sort du cadre d'étude de ces travaux de thèse.

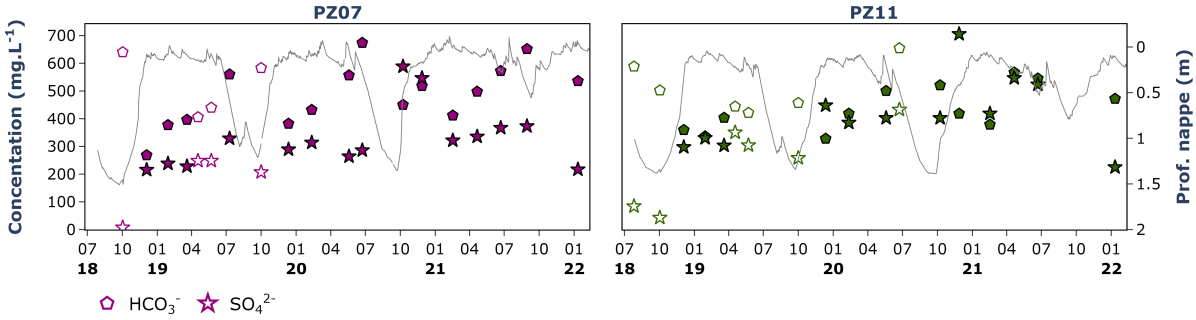


Figure 4.25 – Évolutions temporelles des concentrations en SO_4^{2-} et en HCO_3^- et de la profondeur de nappe au droit des piézomètres PZ07 et PZ11. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique BI : $5 < |BI| < 10$.

Dans ce paragraphe, l'analyse des variations temporelles des concentrations en carbonates et en sulfates a permis de cadrer leurs cycles biogéochimiques. Dans le paragraphe suivant, l'analyse des isotopes stables du soufre va permettre de valider leur interprétation.

Interprétation des signatures isotopiques des sulfates

Dans la suite de ce paragraphe, les résultats seront exprimés, comme au §4.2.3, sous la forme $\delta^{34}S$ / $\delta^{18}O$ (respectivement en ‰V-CDT et ‰VSMOW). De plus, la Figure 4.26 est reprise de la Figure 4.19 mais cette fois-ci interprétée. Elle présente le cycle des signatures isotopiques en PZ01, PZ05, NB2 et dans la rivière entre juin 2020 et juin 2021.

Au niveau de PZ01, il y a bien un enrichissement en été du fait de la sulfato-réduction, puis un appauvrissement à la remontée de la nappe lié à l'oxydation des sulfures, puis un ré-enrichissement progressif pendant l'hiver jusqu'au mois de juin suivant, où les signatures isotopiques retrouvent leur niveau de l'année précédente. Dans la suite de la discussion, le comportement en PZ05 et PZ01 est considéré comme similaire pour permettre de dégager un comportement global saisonnier, ces deux points présentant des informations complémentaires l'un pour l'autre.

L'évolution relative du $\delta^{18}O$ et du $\delta^{34}S$ des sulfates résiduels donne aussi une indication sur l'avancement de la sulfato-réduction. Antler et al. (2013, 2017) ont montré dans leurs travaux que quand cette réaction n'est pas très active (le taux de sulfato-réduction est faible), le $\delta^{18}O$ s'enrichit plus vite que le $\delta^{34}S$. Quand le taux de sulfato-réduction augmente, alors l'enrichissement en $\delta^{34}S$ devient bien plus important et le $\delta^{18}O$ atteint une valeur limite (cf. §4.1.6) dépendante de la signature isotopique de l'oxygène de l'eau et souvent plus enrichie de $+20$ à $+30$‰VSMOW. Ici, cette valeur palier est aux alentours de 18‰VSMOW, soit $+24$‰ par rapport à la signature isotopique de l'eau du marais (environ -7‰VSMOW, cf. Figure 3.17).
L'étude de Antler et al. (2017) porte sur des environnements totalement différents (plutôt sédimentaires côtiers à estuariens) toutefois l'évolution de la signature isotopique des sulfates

résiduels, dans leur cas non pas temporellement mais en profondeur dans le sédiment suivant le gradient anaérobie, est similaire à ce qui est présenté sur la Figure 4.26 pour les points de mesures en PZ01 et PZ05.

Ainsi, d'octobre à février, l'enrichissement en isotope lourd correspondrait à des taux de sulfato-réduction faible car il concerne principalement l'oxygène 18. De plus, sur cette période, les concentrations en sulfates diminuent faiblement (212, 196 et 183 mg.L^{-1} en PZ01, cf. Figure 4.24). Ensuite, à partir d'avril, l'enrichissement isotopique concerne plutôt le δ^{34}S et pourrait traduire des taux de sulfato-réduction beaucoup plus importants, ce qui est corroboré par l'abattement significatif des concentrations en sulfates (de 183 mg.L^{-1} en avril à 71 mg.L^{-1} en juin 2021, soit une perte de plus de la moitié du réservoir de sulfates).

L'appauvrissement en ^{34}S observé à la remontée de la nappe (Fig. 4.19) est dû à l'oxydation des sulfures eux-même appauvris (cf. §4.1.6). Le fait que le δ^{18}O tende vers des valeurs faibles (4‰VSMOW) pourrait traduire une contribution significative de l'oxygène de la molécule d'eau, mesurée à -6.7‰VSMOW à la même date (cf. Figure 3.17), plutôt qu'une contribution de l'oxygène atmosphérique plus enrichi ($+23$‰VSMOW).

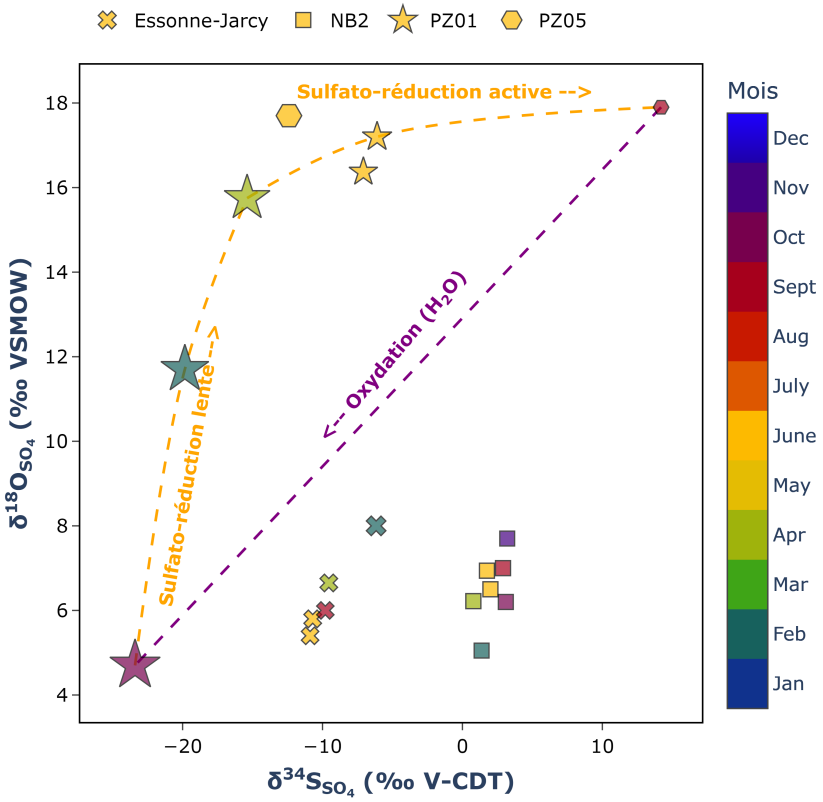


Figure 4.26 – Représentation des signatures isotopiques des sulfates avec interprétation des résultats. Les courbes en pointillés indiquent le type et le sens des réactions d'oxydo-réduction.

Conclusion

Le battement de nappe, avec l'alternance entre conditions oxiques et anoxiques, a un effet très important sur le cycle du soufre dans les eaux du marais. Les bactéries sulfato-réductrices profitent de conditions anoxiques en été pour consommer l'oxygène des sulfates en solution, entraînant leur réduction en sulfures et par ailleurs la dégradation de la matière organique constitutive du sous-sol du marais. À la remontée de la nappe, le sulfure est alors oxydé du fait de la ré-oxygénation des eaux et il faut un certain temps pour que les processus de réduction bactérienne se remettent en place à des taux élevés. Cette étude a montré par ailleurs l'intérêt de coupler analyse des concentrations et signatures isotopiques des sulfates pour bien décrire ces dynamiques.
Cette étude ne permet en revanche pas de définir si la prépondérance de la sulfato-réduction accélère la minéralisation de la matière organique car les deux piézomètres sans processus de réduction de sulfates notables (PZ07 et PZ11) présentent des concentrations en carbone inorganique dissous tout aussi élevées. Les processus associés à cette inhibition de la sulfato-réduction n'ont pas pu être expliqués.

4.3.2 Chlorures et zone non saturée

Le comportement des chlorures dans le marais est, comme celui des autres éléments, très hétérogène, à la fois temporellement, spatialement et quantitativement.
Deux groupes de piézomètres se dégagent : un premier avec des piézomètres présentant une variabilité saisonnière marquée, et le second avec une absence totale de saisonnalité et un comportement plus chaotique. Le premier groupe comprend PZ03, PZ07, PZ08, PZ09 et PZ11 et le second l'ensemble des autres points d'observation.

Spatialement, le premier groupe de piézomètres est plutôt situé au centre du marais, et notamment au coeur du creusement piézométrique lié à la reprise transpiratoire des plantes (cf. §3.1, Figure 3.10). Cependant, au sein même de ce groupe, il existe des différences notables, à la fois de dynamiques et d'amplitudes de concentrations.

Variabilité temporelle

Concernant le premier groupe, la saisonnalité observée serait liée, d'après l'analyse des corrélations (cf. §4.2.4), à la profondeur de nappe avec des relations significativement positives au moins pour PZ03, PZ07, PZ08 et PZ09. Cette relation est confirmée par la Figure 4.27 qui présente sur un même graphique les chroniques des concentrations en chlorures et les niveaux de nappe.
Les variations temporelles de chlorures pendant l'année hydrologique au droit des piézomètres se caractérisent par deux phases successives : une première phase d'augmentation des concentrations à la remontée de nappe suivie d'une seconde phase de diminution des concentrations. Malgré un coefficient de corrélation non-significatif ($-0,4$, cf. §4.2.4), PZ11 a aussi été inclus dans ce groupe car ses concentrations semblent quand même liées aux niveaux de nappe (cf. Figure 4.27) : elles sont minimales en période de basses eaux, et maximales

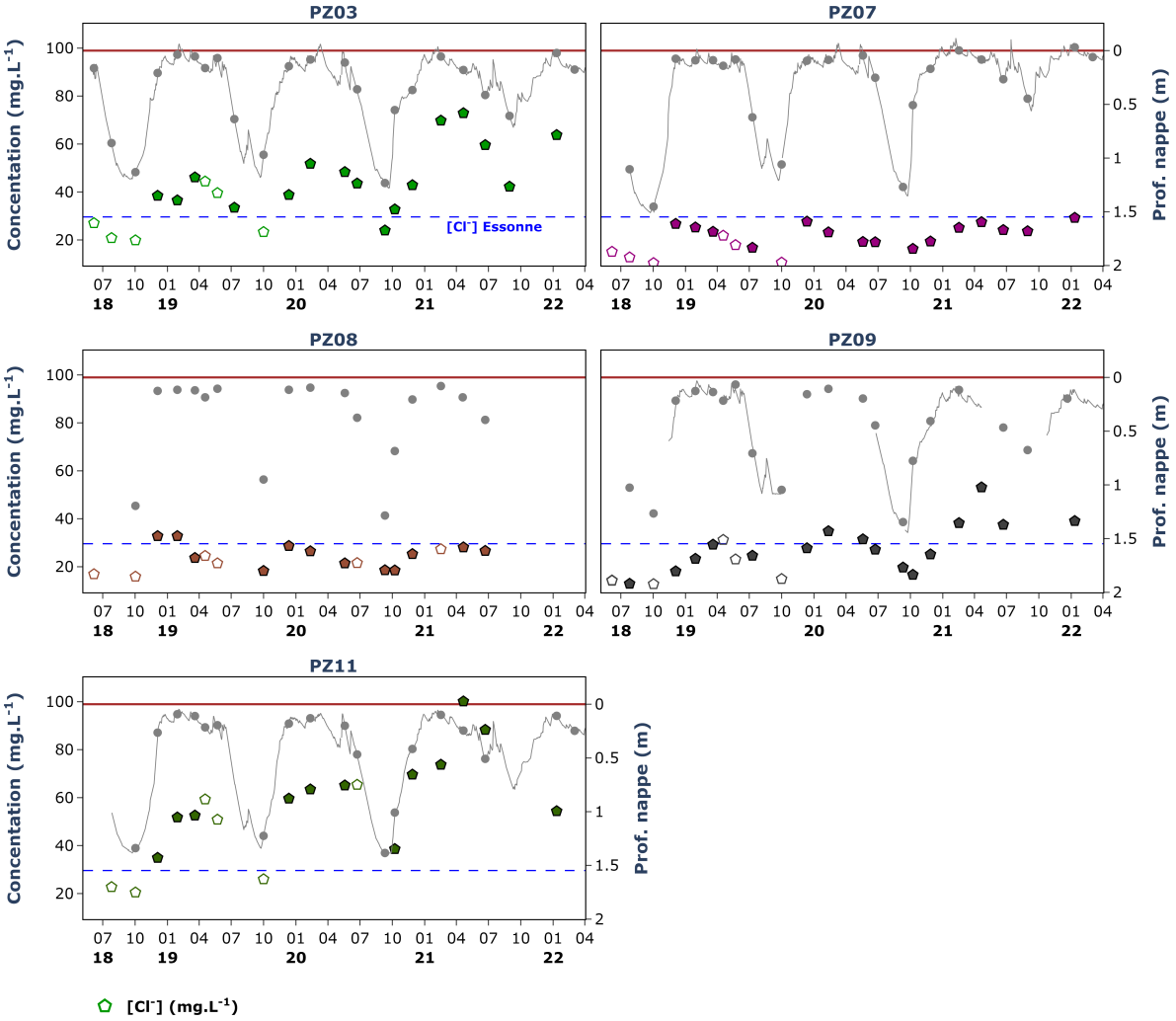


Figure 4.27 – Chroniques des concentrations en chlorures et des niveaux de nappe au droit des piézomètres avec une saisonnalité marquée. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$.

en hautes eaux. La seule différence avec les autres points d'observation est que les concentrations ne diminuent pas au printemps mais au contraire continuent d'augmenter alors que les niveaux d'eau commencent à baisser (ce qui pourrait expliquer la valeur plutôt faible du coefficient de corrélation).

Pour que les concentrations en chlorures augmentent lors de la remontée de la nappe, il est nécessaire d'avoir une source de chlorures. Au vu des teneurs très importantes mesurées notamment en PZ03, PZ09 et PZ11, aucun des pôles de mélange définis au §3.2.2, que ce soit la rivière (29 mg.L^{-1}), la pluie ($< 2,6$ mg.L^{-1}, d'après Beysens et al. (2017), valeur mesurée entre avril 2011 et mars 2012 sur un toit parisien), voire même le Brie (22 mg.L^{-1}, même s'il n'est pas un pôle de mélange d'un point de vue isotopique, cf. §3.2.3), ne peut être directement invoqué pour expliquer cette augmentation.

Une source possible peut correspondre à des chlorures accumulés dans la zone non saturée lors du creusement piézométrique. En effet, lors de la reprise transpiratoire par les plantes, l'eau remonte par capillarité dans la zone non saturée. Les chlorures, qui ne sont consommés ni par la végétation (ou seulement dans des quantités réduites, Svensson et al. (2021)), ni par des réactions biogéochimiques (ou de manière très limitée par l'halogénation par exemple Biester et al. (2006, 2004)), se retrouvent stockés dans la zone non saturée par effet d'exclusion racinaire (Grimaldi et al., 2009; Hao et al., 2015; Humphries et al., 2011). Quand les niveaux d'eau remontent, le chlorure ainsi accumulé est alors remis en solution, augmentant d'autant les concentrations dans la nappe.

Pour expliquer le fait que cette augmentation ne soit pas observée au niveau des piézomètres PZ01, PZ06, PZ10 et PZ12 alors que ceux-ci subissent aussi l'effet de la reprise transpiratoire en été, même si les rabattements sont moins importants du fait notamment de leur proximité avec la rivière (cf. §3.1.2), l'hypothèse suivante a été retenue. La différence notable entre ces quatre piézomètres et les autres est la profondeur minimale de la nappe en hiver. En effet, que ce soit en PZ01, PZ06, PZ10 ou PZ12, la nappe ne remonte jamais au-dessus de 30 cm de profondeur (hors évènements extrêmes). On peut donc supposer à partir de ces observations que les chlorures sont stockés dans cette couche supérieure de la colonne de sol et ne sont donc pas remis en solution lors de la remontée de nappe.
Ceci pourrait également expliquer pourquoi certaines concentrations restent relativement faibles en PZ03, PZ07 et PZ08, par exemple en octobre 2021 (cf. Figure 4.27). Alors que les niveaux piézométriques sont déjà hauts, les concentrations en chlorures mesurées sont respectivement de seulement 33, 16 et 18 $mg.L^{-1}$ pour des profondeurs de nappes respectives de 0,55, 0,51 et 0,69 m (soit 55%, 63% et 50% de la remontée).

Toutefois, quelques nuances sont à apporter à ce schéma. Premièrement, il ne peut pas s'appliquer au piézomètre PZ05 : ce dernier voit ses niveaux d'eau en hiver remonter presque jusqu'à la surface du sol sans effet pour autant sur ses concentrations en chlorures qui sont très peu variables (cf. Figure 4.28).
Aussi, l'épaisseur de la zone d'accumulation des chlorures ne semble pas homogène spatialement : les concentrations en PZ11 augmentent significativement dès 40 cm de profondeur à l'automne 2020 (le 27 novembre, cf. Fig. 4.27), niveau pourtant atteint en PZ01, PZ06 et PZ12 sans que les concentrations en chlorures n'augmentent (cf. Fig. 4.28). Zhao et al. (2019) ont montré l'existence d'une relation entre profondeur de nappe et distribution des chlorures dans la zone non saturée liée à ces phénomènes évapotranspiratoires. Ici, cela ne peut pas être invoqué car les rabattements sont similaires en PZ11, PZ03, PZ07 et PZ09 et pourtant les comportements sont différents lors de la remontée de nappe. En revanche, cela pourrait néanmoins provenir d'une hétérogénéité de sol ou de profondeur racinaire si le principal facteur dans l'accumulation des chlorures liée à la végétation est l'exclusion racinaire (Hao et al., 2015).

Concernant la diminution des concentrations en chlorures, plusieurs hypothèses sont possibles. Le signal peut être dilué par une source moins concentrée, comme par exemple la pluie,

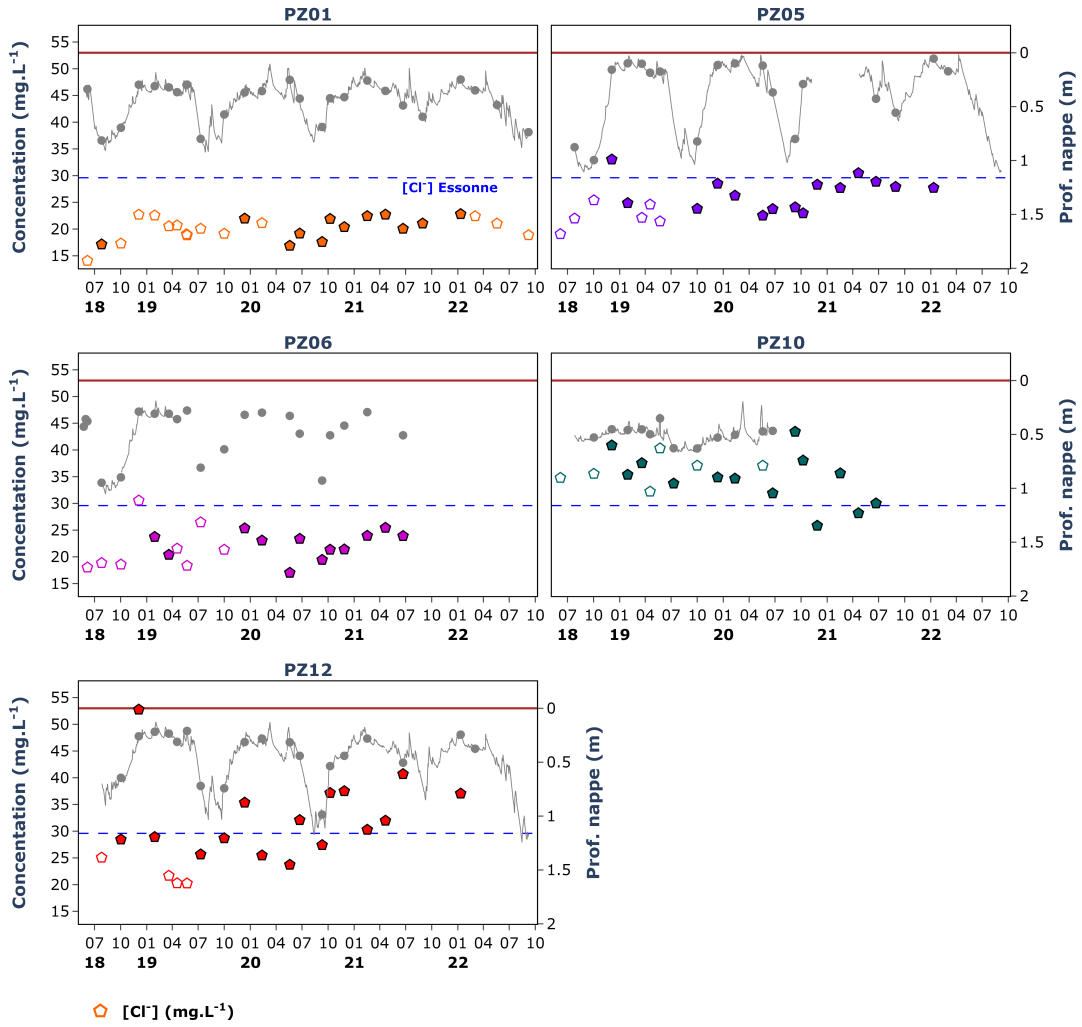


Figure 4.28 – Chroniques des concentrations en chlorures et des niveaux de nappe au droit des piézomètres sans saisonnalité marquée. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$.

ce qui rejoindrait les observations faites sur les isotopes stables de l'eau (§3.2.2). Les chlorures peuvent aussi être évacués progressivement du site par effet piston suivant le sens d'écoulement de la nappe. On peut aussi avoir une combinaison des deux processus (McCarter et al., 2019). L'hypothèse de dilution par les pluies hivernales peut s'appliquer en PZ07 et PZ08, où les concentrations en chlorures diminuent progressivement dès que la nappe retrouve son niveau le plus haut. En PZ03 et PZ09, par contre, cette hypothèse seule ne suffit pas a expliquer l'évolution des concentrations qui continuent d'augmenter pendant l'hiver bien que les niveaux de nappe soient déjà hauts (jusqu'en février généralement). En PZ11, les concentrations augmentent même jusqu'au début de l'été.

Au regard de l'évolution des niveaux piézométriques dans le marais (cf. Figure 3.10), la dynamique de remontée de nappe est hétérogène, induisant des gradients hydrauliques va-

riables entre les différents points d'observation. Par exemple, le niveau d'eau dans PZ07 (et par extrapolation dans PZ08 qui semble, d'après les mesures ponctuelles, suivre les mêmes évolutions, Figures 3.10 et 3.4) remonte plus rapidement qu'en PZ09, PZ03 et PZ11. Ces 3 piézomètres se retrouvent dans une dépression piézométrique vers laquelle peuvent converger les écoulements (à partir du 14/11 en 2018, du 06/10 en 2019 et 2020, et toute la durée de la remontée en 2021), avec un déplacement des chlorures, alors constitués en panache, vers ces piézomètres. Ce phénomène a déjà été observé par Humphries et al. (2011) mais dans une zone humide côtière.

Cette évolution particulière pourrait expliquer les comportements décrits en PZ07, PZ08 (diminution des concentrations par dilution et advection), ainsi que les concentrations élevées en PZ03 et PZ09 (augmentation due à l'advection de chlorures depuis l'amont entre janvier et avril ; diminution due à la dilution et à l'advection d'avril à juin).
La tendance à la hausse des concentrations en chlorures depuis le début du suivi géochimique (cf. Figure 4.8) serait également une conséquence de ce processus, le flux de chlorures étant orienté vers ces piézomètres (incluant PZ11) avec peut-être une limitation de l'export en dehors de la zone (même si le manque de données piézométriques au nord de PZ03 empêche de délimiter le creux piézométrique). Cependant, il manque encore un processus pour expliquer les concentrations en PZ11 qui continuent d'augmenter au printemps.

Conclusion

Le comportement des chlorures est lié à la dynamique saisonnière du niveau de nappe dans le marais. Les chlorures sont contraints par des processus en trois dimensions, schématisés sur la Figure 4.29. Verticalement, ils se concentrent dans la zone non saturée par exclusion racinaire lors de la période d'activité transpiratoire intense de la végétation, puis par mélange de masses d'eau lors de la remontée de la nappe. Horizontalement, ils suivent la dynamique spatialement asynchrone de remontée des niveaux d'eau avec un transport vers les zones hydrauliquement plus basses. Toutefois, ces explications se heurtent à des comportements singuliers (PZ06, PZ10 et PZ12) soulignant de nouveau la grande hétérogénéité de ce type de milieu et la nécessité d'avoir de nombreux points d'observation pour contraindre ces processus.

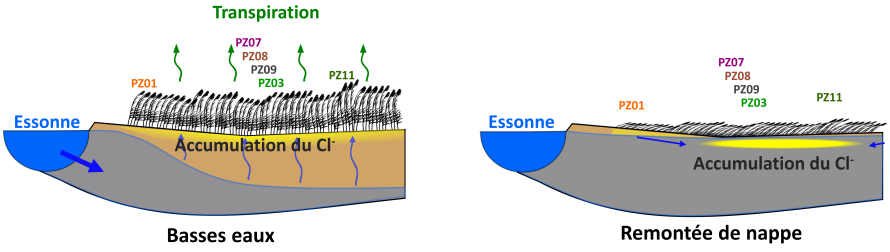


Figure 4.29 – Schéma conceptuel du comportement des chlorures lors du battement de nappe.

4.3.3 Effet d'accumulation

Parmi les éléments étudiés, les sulfates et le calcium présentent des concentrations bien plus élevées que dans la rivière.
A titre indicatif, des valeurs relevées dans la littérature dans des environnements similaires (tourbières minérotrophes) sont listées dans le Tableau 4.4.

Table 4.4 – Exemples de concentrations en sulfates et calcium pour des tourbières minérotrophes issues de la littérature.

Auteur	Environnement	Géologie	SO_4^{2-} mg.L^{-1}	Ca^{2+} mg.L^{-1}
Schot and Wassen (1993)	riparien	alluvions calcaires	7	50
Almendinger and Leete (1998)	riparien	alluvions calcaires	76,85	80,16
Knorr and Blodau (2009)	riparien, forestier	-	28,8	-
Cirkel et al. (2014)	fond de vallée	alluvions calcaires	230	-
Bayley et al. (1986)	forestier	-	67,2	-
Koretsky et al. (2006)	-	sédiments fluvio-glaciaires	33,62	-
Hájek et al. (2002)	forestier	roches carbonatées	45,3	231
Warren et al. (2001)	forestier	sédiments fluvio-glaciaires et roches carbonatées	250	-
Griffiths et al. (2019)	forêt boréale	sédiments fluvio-glaciaires	-	20-50
Marais de Jarcy	riparien	roches carbonatées	0-600	250-400

Les sulfates

Les concentrations en sulfates dans les eaux du marais sont, hors périodes de sulfato-réduction active (avril-octobre), entre 10 et 25 fois plus élevées que dans la rivière. Elles sont d'environ 250 mg.L^{-1} globalement avec des maxima à plus de 500 mg.L^{-1}. Ces valeurs sont très

élevées par rapport à ce qu'il est possible de trouver dans la littérature dans des environnements équivalents de tourbières minérotrophes (cf. Tableau 4.4). Ces fortes concentrations s'expliquent en partie par le cycle du sulfate lié à la matière organique et au battement de nappe.

Lorsqu'il est réduit, le soufre peut être sous plusieurs formes : H_2S, HS^-, TRIS ou CBS (cf. Figure 4.2, §4.1.4). Dans les environnements riches en matière organique, il est principalement complexé à celle-ci sous forme de composés organosulfurés (Charman et al., 2013) qui sont très peu mobiles (Pester et al., 2012; Edwards, 1998). De plus, même si une partie est sous forme gazeuse et peut se volatiliser dans l'atmosphère, la perte en soufre du système est limitée par le passage dans la zone aérobie où H_2S est oxydé (Urban et al., 1989). Ainsi, le soufre est recyclé entre forme oxydée et réduite et maintenu dans le système. L'apport continu de soufre par la rivière lors du creusement piézométrique (19 mg.L^{-1} en moyenne, cf. Figure 4.11) ou l'hiver par la pluie (moyenne de 3,7 mg.L^{-1} mesurée par Beysens et al. (2017)) joue ainsi le rôle de source de sulfates pour le système presque fermé du marais. Enfin, les gradients hydrauliques faibles en hiver dus à une surface piézométrique sub-horizontale (cf. Figure 3.10) limitent l'export du soufre oxydé mobile (SO_4^{2-}), de la même façon que pour les chlorures.

Le calcium

Les concentrations en calcium sont plutôt homogènes d'un piézomètre à l'autre, comprises entre 200 et 300 mg.L^{-1}, avec un maximum de 400 à 500 mg.L^{-1} en PZ07 et PZ11, soit 2,5 à 5 fois les concentrations mesurées dans la rivière.

Le calcium est lié aux cycles du carbone à travers la solubilité vis-à-vis de la calcite ($CaCO_3$). La Figure 4.30a présente les concentrations de bicarbonates en fonction des concentrations en calcium exprimées en eq.L^{-1}. Cette notation permet de comparer directement les concentrations avec un rapport d'équilibre vis-à-vis de la calcite de 1 :1 (1 équivalent de $CaCO_3$ équivaut à 1 équivalent de Ca^{2+} et 1 équivalent de HCO_3^-). La Figure 4.30b présente les gammes de variation de l'indice de saturation de la calcite pour chacun des points d'observation. Les eaux du marais présentent des concentrations en calcium en excès par rapport au bicarbonate et sont toutes légèrement sur-saturées vis-à-vis de la calcite (indice de saturation compris entre 0 et 1).

Comme expliqué au §4.1.2, la quantité de CO_2 dissous en solution va déterminer la quantité de calcium qu'il est possible d'avoir sans précipitation de calcite. La Figure 4.30c présente le logarithme des pressions partielles de CO_2 dans les eaux du marais, dans la rivière et dans l'aquifère du Brie en ppm. Comme pour les indices de saturation du gypse (cf. Figure 4.23), ces données ont été calculées à l'aide de la bibliothèque python Phreeqpython. Les pressions partielles varient dans le marais entre $10^{-1.5}$ et 10^{-1} ppm, ce qui est 100 à 400 fois plus important que dans l'atmosphère ($pCO_{2_{atm}}$=$10^{-3.5}$ ppm). Dans la rivière, elles sont beaucoup plus variables, comprises entre 10^{-3} et $10^{-1.5}$ ppm, par ailleurs non équilibrée avec l'atmosphère. Les quantités élevées de Ca^{2+} mesurées dans les eaux du marais sont possibles du fait des pressions partielles de CO_2 importantes. Mais la moindre diminution de pCO_2 (i.e. par dégazage de CO_2) peut entraîner la précipitation de calcite. Ainsi, les nombreux précipités calcaires

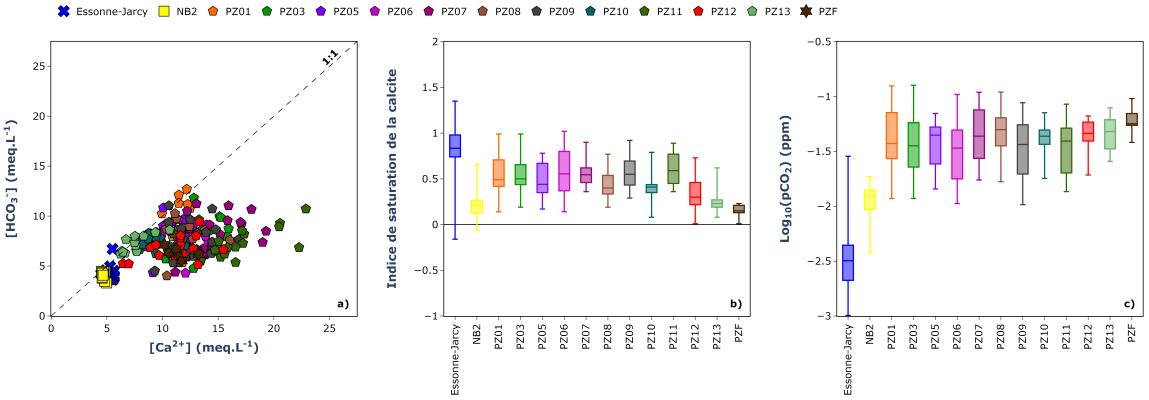


Figure 4.30 – Equilibre calco-carbonique du système

observés dans les carottes (cf. §2.3.2) peuvent être liés à cet état d'équilibre précaire de la calcite modifié par le dégazage de CO_2. Ces processus expliquent aussi la présence en SC7 d'un horizon de précipitation assez important (environ 5 cm d'épaisseur) au niveau de la limite basse du battement de nappe (cf. Figure 2.10). Cette concordance entre horizon de précipitation et niveau bas de battement de nappe a déjà été observée par Cirkel et al. (2014) dans un environnement de type tourbière minérotrophe.
Enfin, le fait que les eaux soient plutôt sur-saturées limite toute re-dissolution, ce qui pourrait expliquer par exemple la persistance du niveau de précipitation en SC5 observé environ 1 m sous le niveau bas du battement de nappe.

Conclusion

Que ce soit pour les sulfates ou pour le calcium, les fortes concentrations mesurées semblent liées aux processus de dégradation de la matière organique et donc au battement de nappe. Les sulfates sont à la fois recyclés au sein du marais lors des processus oxydo-réducteurs mais aussi apportés par les flux extérieurs (pluie, flux latéraux). Ces deux phénomènes, couplés à un export limité qui pourrait être lié à des gradients hydrauliques faibles en période de hautes eaux, quand les flux ne convergent pas au coeur du marais, pourraient expliquer les concentrations en sulfates très élevées.
Le calcium s'accumule dans le milieu à la fois sous forme de précipité, comme observé dans les carottes, mais aussi sous forme dissoute. Les concentrations en calcium élevées sont liées à une pCO_2 elle aussi élevée, le CO_2 étant produit au cours de la dégradation de la matière organique, elle-même stimulée à la fois par la présence de sulfates, mais aussi par l'entrée d'air dans la zone non saturée lors de l'abaissement de la nappe.

4.3.4 Effet sur les autres éléments

Cette section s'intéresse aux processus liés au battement de nappe et affectant les autres éléments, soit de façon plus marginale, soit indirectement.

Les nitrates

Les concentrations en nitrates sont proches des limites de quantifications, sauf en quelques points après la remontée de nappe (décembre à janvier) où des concentrations élevées ont été mesurées (jusqu'à 50 à 100 $mg.L^{-1}$). En été, suite à la dégradation du matériel végétal encore riche en azote, les nitrates minéralisés dans la zone non saturée sont remis en solution lors de la remontée de la nappe, ce qui explique l'augmentation franche des concentrations en décembre. Ensuite, à mesure que la nappe devient anoxique, les nitrates sont les premiers à subir les processus de dégradation anaérobie et sont ainsi consommés au profit de la dénitrification (cf. §4.1).

Le magnesium

Les concentrations en magnesium sont assez bien corrélées avec celles du calcium pour au moins 7 piézomètres : PZ05, PZ07, PZ09, PZ10, PZ11, PZ12 et PZ13 (cf. Figure 4.20). Ces variations peuvent être liées à de l'échange cationique, qui peut-être significatif dans les tourbes (Rydelek et al., 2016), ou à la co-précipitation avec le calcium par incrustation dans le minéral de calcite (Abdollahpour et al., 2022). Peu d'études se sont intéressées au comportement du magnésium, ou alors dans des rapports Ca^{2+}/Mg^{2+} beaucoup plus faibles (Almendinger and Leete, 1998). Concernant l'échange cationique, il faut trouver un ou des cations avec le(s)quel(s) l'échange peut se faire. Les concentrations en calcium et en sodium étant corrélées positivement avec celles du magnésium (cf. §4.2.4), l'échange n'a donc pas lieu avec ces deux cations. Une autre possibilité pourrait être de l'échange cationique avec les ions H^+ (Macpherson, 2004) qui sont consommés lors de la réaction de sulfato-réduction (cf. Éq.4.4). Cependant, il n'existe aucune relation significative entre sulfates et magnésium, et les piézomètres où la réaction de réduction est la plus forte (PZ01, PZ03, PZ05 et PZ06 par exemple) ne présentent pas de variations significatives en magnésium. Enfin, il est difficile de statuer sur de la co-précipitation avec le calcium, Abdollahpour et al. (2022) dans leur étude sur le sujet faisant état de conditions de réalisation super-saturées, ce qui n'est pas le cas ici, même s'ils montrent que la réaction serait favorisée par un ratio Ca^{2+}/Mg^{2+} très grand, comme c'est le cas dans le marais.

Sodium

Le sodium est très bien corrélé avec les chlorures pour les trois piézomètres présentant les plus grandes variations (PZ03, PZ09 et PZ11). Il est ainsi possible que les processus qui s'appliquent aux chlorures s'appliquent également au sodium, ce dernier n'étant pas forcément utilisé par les plantes sauf cas particulier (environnement salin, manque en potassium, Maathuis (2013)). Toutefois, si les processus étaient vraiment identiques, alors le rapport molaire entre le sodium et les chlorures ne devrait pas changer. La Figure 4.31 présente l'évolution de ce rapport pour les trois piézomètres cités ainsi que pour la rivière, les eaux du Brie et la pluie (Beysens et al. (2017)). Ces trois derniers sont assez proches, ce qui confirme l'influence des pluies sur les concentrations en Cl^- et Na^+, même si les valeurs de la rivière sont plus variables que celles du Brie (écarts-types respectifs 0,06 et 0,04). Par contre, les rapports dans les eaux du marais varient beaucoup au cours du temps, surtout en PZ03 et PZ09 (écarts-types

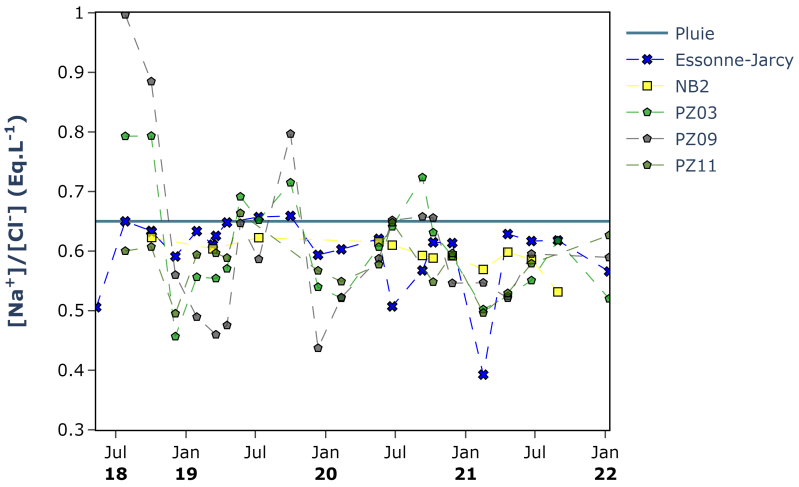


Figure 4.31 – Chroniques du rapport molaire Na^+/Cl^- (exprimés en $Éq.L^{-1}$) pour les piézomètres PZ03, PZ09 et PZ11, la rivière, les eaux du Brie et la pluie (d'après Beysens et al. (2017)).

respectifs de 0,09 et 0,14, contre 0,04 en PZ11), sans que ce soit corrélé avec les variations observées dans la rivière (r de 0,18 et 0,32 respectivement pour PZ03 et PZ09). Il y a donc un processus supplémentaire qui va jouer sur le sodium indépendamment des chlorures, avec soit un apport (augmentation du rapport Na^+/Cl^-) ou une reprise (diminution de ce rapport). Les mêmes processus d'échanges cationiques avec la tourbe présentés pour le magnésium pourraient alors influencer les concentrations en sodium mais les mêmes limitations se posent : quels cations échanger ? De plus, les excès (déficits) en sodium par rapport aux chlorures sont très faibles comparés au concentrations des autres éléments (quelques $mg.L^{-1}$). Il est donc difficile à partir des données disponibles de statuer sur la présence d'échange cationique.

Conclusion

L'alternance de conditions oxiques et anoxiques liées au battement de nappe et la dégradation de la matière organique jouent un rôle important sur la dynamique des concentrations en nitrates dans le marais. Par contre, il est difficile d'identifier les processus qui pilotent les concentrations en magnésium et sodium. Le fait que la minéralisation soit portée par seulement trois éléments (calcium, sulfates, bicarbonates), avec des différences de concentrations jusqu'à un ordre de grandeur d'écart, complique la distinction des différents processus dans un environnement de plus très hétérogène spatialement, où chaque point d'observation peut avoir un comportement singulier. Toutefois, que ce soit le magnésium ou le sodium, les variations temporelles de leurs concentrations semblent quand même liées directement ou indirectement aux niveaux de nappes.

4.3.5 Une nappe stratifiée

Le piézomètre PZ13 intercepte la nappe uniquement en profondeur au niveau du mur des tourbes (4,5 m de profondeur). Ce piézomètre présente un signal très différent des autres. Les concentrations en sulfates y sont faibles, avec une valeur moyenne de 10 mg.L^{-1}, ce qui est plus faible que les valeurs mesurées dans la rivière (18 mg.L^{-1} en moyenne) ou dans les eaux du Brie (13 mg.L^{-1} en moyenne). Les concentrations en calcium, comprises entre 100 et 200 mg.L^{-1}, sont elles aussi plus faibles que celles mesurées aux autres points d'observation. Par contre, le CO_2 dissous est du même ordre de grandeur que celui mesuré dans les autres piézomètres (pCO_2 comprise entre $10^{-1,7}$ et 10^{-1}). Même si le cycle des sulfates n'est pas marqué, il y a donc quand même des processus de dégradation de la matière organique sûrement liés à la méthanogénèse qui produit méthane et CO_2 (cf. Éq.4.5). En revanche, ce point d'observation souligne bien le rôle du battement de nappe dans la dynamique des sulfates et du calcium, mais aussi dans le caractère accumulateur du milieu. Mis en parallèle des résultats des tests hydrodynamiques et de modélisation, cette couche beaucoup moins perméable (d'un facteur 100) est donc moins influencée par les apports extérieurs à la tourbe, ici la rivière plutôt que la pluie, du fait des vitesses d'écoulements faibles. Ce comportement explique le terme de *cold spot*, ou de *couche inactive* utilisé dans le §2.1 pour décrire ces zones de conductivités hydrauliques plus faibles et biologiquement moins dynamiques.

4.4 Synthèse de l'étude géochimique

La géochimie des eaux du marais est très différente de celle des eaux de la rivière ou de l'aquifère du Brie, avec une minéralisation totale 3 à 4 fois supérieure. Les eaux du marais sont très riches en sulfates, en carbone inorganique, principalement sous la forme de bicarbonates, et en calcium, ces trois éléments représentant plus de 90% de la minéralisation totale. Il existe une très grande hétérogénéité spatiale dans le marais avec des comportements pouvant être très différents d'un point d'observation à un autre, sans qu'une organisation précise ne ressorte des analyses statistiques. A cette hétérogénéité spatiale s'ajoute une variabilité temporelle marquée pour certains éléments et qui est directement en lien avec la dynamique piézométrique.

Le battement de nappe a un effet sur le cycle biogéochimique de la matière organique car il permet l'entrée d'oxygène dans la zone non saturée en période de basses eaux, ce qui entraîne une ré-oxygénation de la nappe lors de sa remontée. Cette ré-oxygénation est très importante car elle stimule le cycle du soufre. Celui-ci est réduit par les bactéries sulfato-réductrices quand la nappe est appauvrie en oxygène (principalement en été), puis est ré-oxydé à la remontée des niveaux piézométriques, le rendant alors de nouveau disponible pour les bactéries quand les conditions seront redevenues anaérobies. De plus, ce recyclage du soufre permet son accumulation dans le milieu avec des concentrations 10 à 25 fois supérieures à celles des eaux de rivière. Toutefois, si cette dynamique correspond au comportement général observé dans le marais, certains points d'observation fonctionnent différemment avec une sulfato-réduction très peu active (par exemple en PZ07 et en PZ11), soulignant de nouveau la grande hétérogénéité des processus à l'échelle du site.
Cette dynamique du soufre, mais aussi plus généralement la dynamique de la nappe, accélère les processus de dégradation de la matière organique par rapport à des conditions anoxiques, avec la production de CO_2 qui se retrouve à des concentrations élevées dans les eaux du marais et des pressions partielles 10 à 100 fois supérieures à celles des eaux de la rivière (et près de 300 fois supérieures à celles de l'atmosphère). Ces pressions partielles élevées ont un effet majeur sur l'équilibre des minéraux carbonatés et notamment sur la calcite, avec une accumulation de calcium à la fois dans les eaux souterraines (jusqu'à 300 à 500 $mg.L^{-1}$) mais aussi sous forme de précipité comme il a été observé dans les carottes de sol, les eaux restant toujours sur-saturées vis-à-vis de la calcite, ce qui permet sa stabilisation dans le milieu.

La dynamique de battement de nappe a aussi des conséquences directes sur les concentrations en chlorures. Par un premier processus vertical, les chlorures semblent se concentrer dans la zone non saturée par exclusion racinaire lors de la reprise d'eau par transpiration des plantes. Ils sont ensuite remis en solution lors de la remontée des niveaux piézométriques. La dynamique de cette remontée n'est pas la même en tous points du site, induisant des gradients hydrauliques qui permettent la redistribution horizontale des chlorures en direction d'une zone de dépression piézométrique où les concentrations augmentent d'année en année depuis le début du suivi géochimique. L'export de ce chlorure durant toute la période de hautes eaux pourrait donc être limité notamment par une surface piézométrique subhorizontale. Ce processus peut être extrapolé à d'autres éléments comme le calcium et les

sulfates, et participe, en parallèle des processus biologiques décrits précédemment, au caractère accumulateur du marais.

Ces processus sont limités à la couche pouvant être qualifiée d'active et qui correspond à l'horizon de surface décrit lors de l'analyse des carottes : la zone de battement de nappe. La couche profonde, quant à elle, a une signature géochimique différente, notamment en sulfates et en calcium, car elle ne subit pas l'effet des fluctuations piézométriques. Même si elles présentent des pressions partielles de CO_2 importantes, témoins de processus de dégradation de la matière organique, les eaux de cette couche profonde sont toutefois moins minéralisées et il n'y a pas d'effet accumulateur, ajoutant à la distinction pédologique et hydrodynamique entre les deux couches une distinction géochimique marquée.

Conclusion

L'objectif de cette thèse était la compréhension du fonctionnement hydrologique et géochimique d'une zone humide riparienne, le marais de Jarcy, avec pour point d'entrée son battement de nappe saisonnier important et une géochimie marquée par une minéralisation beaucoup plus élevée que celle des masses d'eau voisines. L'approche développée pendant ce travail s'est articulée autour du lien entre dynamique de nappe et dynamique géochimique grâce à un suivi spatial et temporel des niveaux piézométriques et de la composition géochimique des eaux dans le marais.
Cette conclusion propose tout d'abord une synthèse générale sur le fonctionnement hydrologique du marais de Jarcy ainsi que son implication sur la géochimie des eaux souterraines et sur sa structure pédologique. Est ensuite présentée une synthèse de l'apport de chacune des méthodes développées dans ce travail de thèse pour la compréhension des principaux processus décrits tout au long de ce manuscrit.

Synthèse générale

Les niveaux piézométriques dans le marais de Jarcy présentent une dynamique saisonnière très marquée avec un rabattement de nappe important entre les mois de juin et octobre et des niveaux d'eau proches de la surface pendant le reste de l'année. Ce comportement est toutefois très hétérogène à l'échelle du site avec des niveaux bas maximums compris entre 1 et 1,8 mètres de profondeur. Les niveaux les plus bas sont situés au centre du marais et forment un cône de rabattement (cf. Figure 3.10) par analogie avec le phénomène observé lors d'un pompage. Ici, c'est la végétation qui joue le rôle de terme puits avec une période de croissance qui coïncide avec la dynamique saisonnière des niveaux de nappe (cf. §3.1.2). Cette forte demande transpiratoire trouve son alimentation dans le réservoir d'eau que constitue le sous-sol du marais, entraînant la diminution des niveaux d'eau. Toutefois, cette diminution est limitée grâce à des apports latéraux qui jouent un rôle non-négligeable en été dans la compensation des pertes par transpiration, et qui proviennent notamment de la rivière (cf. §3.2.2 et Tableau 3.8). A la sénescence de la végétation, les niveaux d'eau, libérés de la contrainte transpiratoire, remontent à la fois sous l'effet des pluies mais aussi des apports latéraux.

Cette dynamique de nappe a un effet direct sur la géochimie des eaux du marais. Le sous-sol du marais est principalement constitué de tourbe qui provient de l'accumulation de matière organique liée au dépôt et à la décomposition du matériel végétal produit chaque année par la succession des cycles de croissance et sénescence de la végétation. La baisse des

niveaux d'eau permet l'entrée d'oxygène dans la zone non saturée, ce qui va stimuler la dégradation de cette matière organique. Lorsque la nappe remonte en automne à travers cette zone non saturée, ses eaux s'enrichissent en oxygène. Cette alternance de conditions oxiques et anoxiques dans la nappe active le cycle du soufre avec sa réduction par les bactéries sulfato-réductrices en été, quand la nappe est basse et pauvre en oxygène, puis son oxydation lors de la remontée des niveaux d'eau, rendant le soufre de nouveau disponible à la réduction lors du prochain cycle anoxique. La sulfato-réduction étant consommatrice de matière organique, elle participe aussi à la minéralisation de la tourbe constitutive du marais. Cette activité a un effet concret sur la structure même du sol avec une distinction nette entre deux horizons différents discriminés par la profondeur maximale du battement de nappe. En profondeur, la tourbe reste très riche en matière organique du fait de conditions anoxiques constantes limitant sa dégradation. En surface, par contre, la dégradation est beaucoup plus prononcée avec un abattement important des teneurs en matière organique et une proportion plus forte de la phase minérale. Cette limite basse du battement de nappe constitue donc à la fois une frontière pédologique entre deux horizons aux propriétés différentes, une frontière hydrologique avec des conductivités hydrauliques beaucoup plus importantes en surface mais aussi une frontière géochimique avec une minéralisation de l'eau très différente. Cette structure en deux couches ne correspond toutefois pas à la définition stricte d'acrotelm / catotelm énoncée par Ingram (1978) et souvent utilisée pour décrire le développement des tourbières. L'évolution du degré de dégradation de la matière organique avec la profondeur et le lien avec la conductivité hydraulique observés dans le marais de Jarcy sont en effet l'inverse de ceux proposés par Ingram (1978).

Apport des différentes méthodes à la compréhension du système

Sur la réactivité du système

L'analyse des signaux piézométriques a mis en évidence le caractère très réactif du marais aux évènements pluvieux. D'après la modélisation, ce comportement serait lié à des saturations qui restent élevées même en période estivale, d'où un transfert rapide des pluies dans la zone non saturée. Cette propriété permet de limiter le creusement piézométrique au cours des étés marqués par des évènements pluvieux, mêmes ponctuels, dès lors qu'ils sont suffisamment importants. Cette observation, rendue possible par le suivi pluriannuel incluant des années très contrastées en terme de bilan atmosphérique, à la fois saisonnier et net, permet d'élargir le comportement du marais dans une perspective de changement climatique. Ainsi, des étés plus chauds et plus secs auront tendance à accentuer la baisse des niveaux d'eau en été même si une augmentation des évènements pluvieux intenses pendant cette saison pourrait en limiter l'effet. C'est ce qu'a montré Charman (2007) dans ses travaux sur des tourbières ombrotrophes avec des niveaux d'eau dépendant plus de la pluviométrie estivale que des températures.

Les niveaux piézométriques dans le marais sont également contrôlés par le niveau d'eau dans la rivière. L'augmentation de ce niveau, même ponctuelle, a un effet immédiat sur les niveaux piézométriques, surtout dans la zone la plus proche de la rivière. Cet effet a été clairement

démontré en mai 2019 par une expérience de remontée des clapets d'un barrage situé sur l'Essonne en aval du marais. L'influence de la rivière a été confirmée par la modélisation qui a montré qu'un niveau constant dans la rivière, comme c'était le cas avant l'abaissement des clapets en 2015, entraînait en été une remontée des niveaux d'eau dans le marais d'une vingtaine de centimètres environ.

Ainsi, ce travail souligne le rôle important que jouent dans ces environnements ripariens les niveaux de rivière et les volumes de précipitations estivaux sur le contrôle de la dynamique de nappe saisonnière.

La transpiration de la végétation comme processus principal de la dynamique de nappe

L'analyse isotopique de la molécule d'eau a montré qu'il y avait très peu de fractionnement isotopique dans la nappe. Ceci traduit une évaporation faible dans le marais et une prédominance des processus de transpiration. La végétation apparaît donc comme le moteur principal de la dynamique saisonnière. De plus, il a été montré que cette forte activité transpiratoire a aussi un effet sur la géochimie des chlorures avec leur accumulation dans la zone non saturée en été par un processus d'exclusion racinaire, puis leur remise en solution lors de la remontée de nappe.

Le marais comme zone d'accumulation

Le battement de nappe contrôle la géochimie du marais et lui confère une signature très différente de celle de l'Essonne ou de l'aquifère sous-jacent du Brie, avec notamment une minéralisation totale trois à quatre fois supérieure à la leur. Cette observation concerne principalement trois éléments : le soufre, le carbone inorganique dissous et le calcium. Tous trois sont liés aux processus de dégradation de la matière organique : le soufre par la sulfato-réduction, le carbone inorganique comme produit des réactions, et le calcium via l'équilibre calco-carbonique.

Concernant le soufre, il a été montré que ce dernier est recyclé lors des processus d'oxydo-réduction avec une immobilisation sous forme réduite par les bactéries sulfato-réductrices puis une ré-oxydation en sulfates plus mobiles. Toutefois, leur export en période de hautes eaux pourrait être limité par une surface piézométrique sub-horizontale, les rendant donc disponibles de nouveau à la sulfato-réduction et permettant ainsi leur accumulation dans le milieu.

Concernant le calcium, ses concentrations sont contrôlées par le carbone inorganique dissous et la solubilité de la calcite. Les fortes teneurs en CO_2 dissous dues à la dégradation de la matière organique permettent des concentrations importantes en calcium sans précipitation minérale. Par contre, une perte de CO_2 par dégazage implique une modification de cet état d'équilibre et peut entraîner une précipitation du calcium. Ce processus intervient principalement dans la zone non saturée, ce qui explique les nombreux précipités observés dans les carottes de sol prélevées dans le marais, notamment à la limite inférieure de la zone de battement de nappe. De plus, les eaux du marais sont toujours sur-saturées vis-à-vis de la calcite,

ce qui limite toute dissolution secondaire et permet l'accumulation de calcium dans le milieu. Ainsi, la dynamique de battement de nappe et son implication sur les réactions biotiques liées à la dégradation de la matière organique jouent un rôle déterminant dans la forte minéralisation observée dans le marais.

Évolution du marais

Les analyses de sol et la prospection géophysique permettent d'émettre une hypothèse quant à la formation de ce marais et son évolution pédologique.
D'après les âges radiocarbones, la tourbe constitutive du marais de Jarcy aurait commencé sa croissance au début de l'holocène, quand les conditions climatiques plus clémentes ont permis le développement et l'accumulation de matière organique. La zone qui s'étend en rive droite de l'Essonne et sur laquelle s'est développée la tourbière, de par la topographie plutôt plane et le caractère très altéré des formations calcaires sous-jacentes que dessine l'imagerie géophysique, forme le lit majeur de l'Essonne, et constitue une zone favorable à la terrestrialisation.
A une échelle de temps plus courte, ce travail de thèse n'a pas permis d'estimer les dynamiques d'accumulation récentes. L'analyse des carottes a cependant montré que le niveau piézométrique le plus bas n'a pas toujours été à la même profondeur, notamment en bordure est du site où un niveau de transition entre les deux horizons a été observé bien en deçà de la zone actuelle de battement de nappe. Une hypothèse émise pendant ce travail est que le marais s'étendait plus à l'est, sur la zone couverte aujourd'hui par un bosquet, tout comme le cône de rabattement lié à la reprise transpiratoire en été (centré alors sur PZ05). Les photographies aériennes présentées au début de ce travail montrent que cette évolution est plutôt récente (< 100 ans), ce qui souligne le rôle du type de couvert végétal dans la dynamique piézométrique saisonnière des environnements ripariens.

Un environnement très hétérogène

Le fonctionnement général du marais de Jarcy décrit au début de cette synthèse ne doit pas occulter le caractère très hétérogène observé à l'échelle du site. Cela se traduit par des signatures géochimiques très variables dans le temps et dans l'espace avec des comportements parfois singuliers et une organisation par typologies très difficile à faire. Ont également été notées des dynamiques de nappe parfois différentes spatialement, notamment lors de la remontée des eaux, avec des zones qui retrouvent leur niveau haut plus rapidement que d'autres, d'où des effets sur les dynamiques géochimiques comme cela a été montré par exemple pour la répartition spatiale et temporelle des chlorures dans le marais. La mise en évidence du caractère très hétérogène du marais souligne la nécessité d'avoir plusieurs points d'observation et des chroniques temporelles suffisamment longues pour comprendre le comportement hydrologique et géochimique de ce type de milieu.

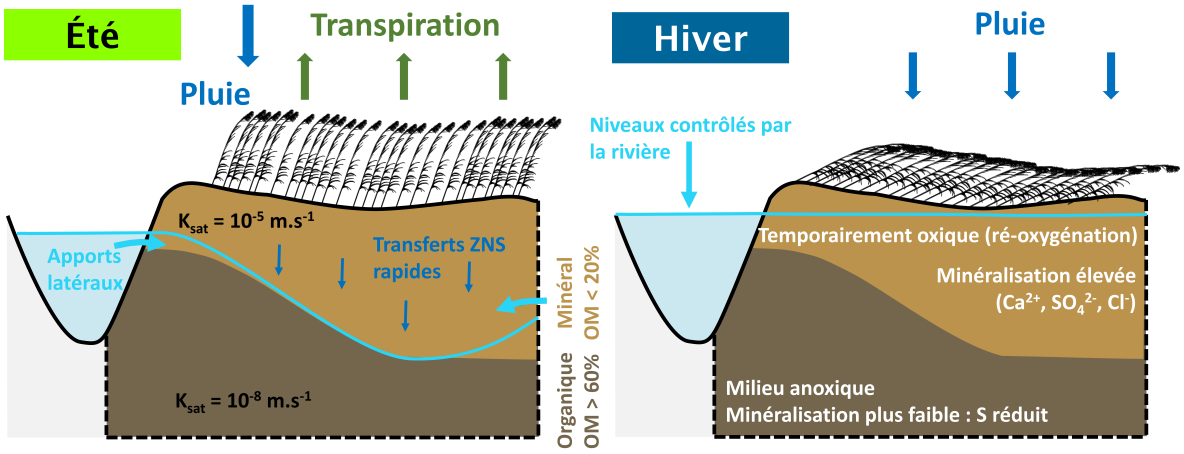


Figure 4.32 – Schéma de synthèse du fonctionnement hydrologique et géochimique du marais de Jarcy.

Perspectives

Ce travail a permis de proposer un schéma de fonctionnement hydrologique et géochimique du marais mais a aussi permis de soulever plusieurs questions qui peuvent constituer de nouveaux axes de recherches.

Modélisation

En ce qui concerne la modélisation, un premier axe de recherche pourrait être la mise au point d'un modèle 3D afin de pouvoir simuler les écoulements parallèles à la rivière et de vérifier l'hypothèse du marais comme zone d'accumulation liée à des gradients hydrauliques faibles en hiver limitant l'export des espèces en solution.
Toutefois, la mise en place d'un tel modèle complexifie le travail de calibration car celui-ci doit alors intégrer une part plus grande de la complexité du site. Un second axe de recherche pourrait ainsi concerner la calibration. Il a été montré dans ce travail la sensibilité du modèle aux paramètres de la zone non saturée qui restent difficiles à mesurer in-situ (et même en laboratoire), et qui constituent dans ce travail la principale limite au problème d'équifinalité. Ces paramètres jouent particulièrement sur les dynamiques événementielles. Il serait dont intéressant d'essayer de les calibrer à cette petite échelle de temps sur un modèle simplifié afin de limiter les temps de calcul, de rendre la démarche reproductible en plusieurs points d'observation dans l'optique d'une modélisation 3D, et aussi à moindre coût (uniquement besoin de données hautes fréquences).
Un dernier axe de recherche pourrait être l'ajout de la température pour mieux contraindre le modèle, notamment dans la zone non saturée, des capteurs de température ayant été installés sur le site en 2022.

Processus dans la zone non saturée

Ce travail a montré l'importance de la zone de battement de nappe, dite active, dans tous les processus présentés, qu'ils soient hydrologiques ou géochimiques. Il serait dès lors intéressant de regarder plus en détails la géochimie dans la zone non saturée en faisant des prélèvements de l'eau interstitielle, notamment pendant toute la période estivale (de juin à octobre), à intervalles de temps réguliers (inférieurs au mois) et de façon spatialisée afin de confirmer par exemple l'hypothèse d'accumulation des chlorures par exclusion racinaire. Un autre axe de recherche pourrait être la compréhension des conductivités hydrauliques élevées mesurées (et calibrées) dans cette couche et qui sont à rebours des schémas décrits dans la littérature, avec un horizon de surface plus dégradé et pourtant plus conducteur hydrologiquement.

Bibliographie

Abdollahpour, M., Heberling, F., Schild, D., and Rahnemaie, R. Magnesium coprecipitation with calcite at low supersaturation : Implications for mg-enriched water in calcareous soils. *Minerals*, 12(2), 2022. ISSN 2075-163X. doi : 10.3390/min12020265. URL https://www.mdpi.com/2075-163X/12/2/265.

Ahmad, S., Liu, H., Alam, S., Günther, A., Jurasinski, G., and Lennartz, B. Meteorological Controls on Water Table Dynamics in Fen Peatlands Depend on Management Regimes. *Frontiers in Earth Science*, 9, 2021. ISSN 2296-6463.

Ala-aho, P., Rossi, P. M., Isokangas, E., and Kløve, B. Fully integrated surface–subsurface flow modelling of groundwater–lake interaction in an esker aquifer : Model verification with stable isotopes and airborne thermal imaging. *Journal of Hydrology*, 522 :391–406, 2015. ISSN 0022-1694. doi : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.12.054.

Almendinger, J. E. and Leete, J. H. Peat characteristics and groundwater geochemistry of calcareous fens in the minnesota river basin, u.s.a. *Biogeochemistry*, 43(1) :17–41, 1998. ISSN 01682563, 1573515X. URL http://www.jstor.org/stable/1469487.

Antler, G., Turchyn, A. V., Rennie, V., Herut, B., and Sivan, O. Coupled sulfur and oxygen isotope insight into bacterial sulfate reduction in the natural environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 118 :98–117, 2013. ISSN 0016-7037. doi : https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.05.005. URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S001670371300269X.

Antler, G., Turchyn, A. V., Ono, S., Sivan, O., and Bosak, T. Combined 34s, 33s and 18o isotope fractionations record different intracellular steps of microbial sulfate reduction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 203 :364–380, 2017. ISSN 0016-7037. doi : https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.01.015. URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016703717300194.

Arsenault, R., Poulin, A., Côté, P., and Brissette, F. Comparison of stochastic optimization algorithms in hydrological model calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(7) :1374–1384, 2014. doi : 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000938.

Assebai, W. Traitement des données éléctro-magnétiques et éléctriques sur le marais jarcy. Technical Report Rapport de stage Master 1, Université Paris-Sud, 2018.

Auterives, C., Aquilina, L., Bour, O., Davranche, M., and Paquereau, V. Contribution of climatic and anthropogenic effects to the hydric deficit of peatlands. *Hydrological Processes*, 25 : 2890–2906, 2011. doi : 10.1002/hyp.8052. URL https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00574650.

Autio, A., Ala-Aho, P., Ronkanen, A.-K., Rossi, P. M., and Kløve, B. Implications of peat soil conceptualization for groundwater exfiltration in numerical modeling : A study on a hypothetical peatland hillslope. *Water Resources Research*, 56(8) :e2019WR026203, 2020. doi : https://doi.org/10.1029/2019WR026203. e2019WR026203 2019WR026203.

Baize, D., Girard, M., Beaudou, A. G., and Poss, R. *Référentiel pédologique 2008*. Savoir Faire. Quae, Versailles, 2009. ISBN 978-2-7592-0185-3.

Barbier, Jean. L´origine du fluor dans l´eau des sources de france - un aperçu au travers des données de la base ades. *Cahiers de l'ASEES*, 17 :7–16, 2012. doi : 10.1051/asees/2012003. URL https://doi.org/10.1051/asees/2012003.

Bartsch, S., Frei, S., Ruidisch, M., Shope, C. L., Peiffer, S., Kim, B., and Fleckenstein, J. H. River-aquifer exchange fluxes under monsoonal climate conditions. *Journal of Hydrology*, 509 : 601–614, 2014. ISSN 0022-1694. doi : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.12.005.

Batlle-Aguilar, J., Xie, Y., and Cook, P. G. Importance of stream infiltration data for modelling surface water–groundwater interactions. *Journal of Hydrology*, 528 :683–693, 2015. ISSN 0022-1694. doi : https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.07.012. URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169415005077.

Bayley, S. E., Behr, R. S., and Kelly, C. A. Retention and release of S from A freshwater wetland. *Water, Air, and Soil Pollution*, 31(1) :101–114, March 1986. ISSN 1573-2932. doi : 10.1007/BF00630824. URL https://doi.org/10.1007/BF00630824.

Beckwith, C. W., Baird, A. J., and Heathwaite, A. L. Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. i : laboratory measurements. *Hydrological Processes*, 17(1) :89–101, 2003. doi : https://doi.org/10.1002/hyp.1116. URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.1116.

Beysens, D., Mongruel, A., and Acker, K. Urban dew and rain in paris, france : Occurrence and physico-chemical characteristics. *Atmospheric Research*, 189, 02 2017. doi : 10.1016/j.atmosres.2017.01.013.

Biester, H., Keppler, F., Putschew, A., Martinez-Cortizas, A., and Petri, M. Halogen Retention, Organohalogens, and the Role of Organic Matter Decomposition on Halogen Enrichment in Two Chilean Peat Bogs. *Environmental Science & Technology*, 38(7) :1984–1991, April 2004. ISSN 0013-936X. doi : 10.1021/es0348492. URL https://doi.org/10.1021/es0348492.

Biester, H., Selimović, D., Hemmerich, S., and Petri, M. Halogens in pore water of peat bogs – the role of peat decomposition and dissolved organic matter. *Biogeosciences*, 3(1) :53–64, 2006. doi : 10.5194/bg-3-53-2006. URL https://bg.copernicus.org/articles/3/53/2006/.

Binkhorst, G. K. and Robbins, G. A. Conducting and interpreting slug tests in monitoring wells with partially submerged screens. *Groundwater*, 36(2) :225–229, 1998. doi : https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1998.tb01087.x. URL https://ngwa.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/j.1745-6584.1998.tb01087.x.

Blodau, C. Carbon biogeochemistry in northern peatlands : Regulation by environmental and biogeochemical factors. 2001.

Blodau, C., Mayer, B., Peiffer, S., and Moore, T. R. Support for an anaerobic sulfur cycle in two canadian peatland soils. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 112(G2), 2007. doi : https://doi.org/10.1029/2006JG000364. URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006JG000364.

Bourgault, M.-A., Larocque, M., and Garneau, M. Quantification of peatland water storage capacity using the water table fluctuation method. *Hydrological Processes*, 31(5) :1184–1195, 2017. doi : https://doi.org/10.1002/hyp.11116.

Bowden, W. B. The biogeochemistry of nitrogen in freshwater wetlands. *Biogeochemistry*, 4 (3) :313–348, October 1987. ISSN 1573-515X. doi : 10.1007/BF02187373.

Boyle, D. P., Gupta, H. V., and Sorooshian, S. Toward improved calibration of hydrologic models : Combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resources Research*, 36(12) :3663–3674, 2000. doi : https://doi.org/10.1029/2000WR900207.

Brandhorst, N., Erdal, D., and Neuweiler, I. Coupling saturated and unsaturated flow : comparing the iterative and the non-iterative approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25 (7) :4041–4059, 2021. doi : 10.5194/hess-25-4041-2021. URL https://hess.copernicus.org/articles/25/4041/2021/.

Brenot, A., Négrel, P., Millot, R., and Bertin, C. Using ion and isotope characterization to design a frame of protection of a wetland system (Massif Central, France). *Applied Geochemistry*, 40 :104–118, 2014. ISSN 0883-2927. doi : https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2013.11.006.

BRGM. Etude quantitative sur modèle mathématique des ressources en eau souterraine des bassins de la juine et de l'essonne. Technical report, BRGM, 1984.

BRGM. Piézométrie du système aquifere de beauce - basses eaux 1994. Technical Report Rap. BRGM R 38572, BRGM, 1994.

Brooks, R. H. and Corey, A. T. Hydraulic properties of porous media and their relation to drainage design. *Transactions of the ASABE*, 7 :26–0028, 1964.

Bruand, A. and Coquet, Y. Les sols et le cycle de l'eau. In *Science du Sol et Environnement*, pages 345–363. Dunod, 2005. URL https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/hal-00090203.

Brutsaert, W. and El-Kadi, A. I. The relative importance of compressibility and partial saturation in unconfined groundwater flow. *Water Resources Research*, 20(3) :400–408, 1984. doi : https://doi.org/10.1029/WR020i003p00400. URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/WR020i003p00400.

BSConsultants. Pose de 9 piezometres « secteurs du moulin de boutigny & du moulin neuf ». Technical report, SIARCE, 2014.

Butler Jr, J. *The Design, Performance, and Analysis of Slug Tests, 2nd Ed*. 11 2019. ISBN 9780367815509. doi : 10.1201/9780367815509.

Chapman, S. J. Sulphur Forms in Open and Afforested Areas of Two Scottish Peatlands. *Water, Air, and Soil Pollution*, 128(1) :23–39, May 2001. ISSN 1573-2932. doi : 10.1023/A:1010365924019.

Charman, D. J., Beilman, D. W., Blaauw, M., Booth, R. K., Brewer, S., Chambers, F. M., Christen, J. A., Gallego-Sala, A., Harrison, S. P., Hughes, P. D. M., Jackson, S. T., Korhola, A., Mauquoy, D., Mitchell, F. J. G., Prentice, I. C., van der Linden, M., De Vleeschouwer, F., Yu, Z. C., Alm, J., Bauer, I. E., Corish, Y. M. C., Garneau, M., Hohl, V., Huang, Y., Karofeld, E., Le Roux, G., Loisel, J., Moschen, R., Nichols, J. E., Nieminen, T. M., MacDonald, G. M., Phadtare, N. R., Rausch, N., Sillasoo, U., Swindles, G. T., Tuittila, E.-S., Ukonmaanaho, L., Väliranta, M., van Bellen, S., van Geel, B., Vitt, D. H., and Zhao, Y. Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium. *Biogeosciences*, 10(2) :929–944, 2013. doi : 10.5194/bg-10-929-2013. URL https://bg.copernicus.org/articles/10/929/2013/.

Charman, D. J. Summer water deficit variability controls on peatland water-table changes : implications for holocene palaeoclimate reconstructions. *The Holocene*, 17(2) :217–227, 2007. doi : 10.1177/0959683607075836. URL https://doi.org/10.1177/0959683607075836.

Chen, G., Zhu, H., and Zhang, Y. Soil microbial activities and carbon and nitrogen fixation. *Research in microbiology*, 154 :393–8, 07 2003. doi : 10.1016/S0923-2508(03)00082-2.

Chow, R., Wu, H., Bennett, J. P., Dugge, J., Wöhling, T., and Nowak, W. Sensitivity of simulated hyporheic exchange to river bathymetry : The steinlach river test site. *Groundwater*, 57(3) : 378–391, 2019. doi : https://doi.org/10.1111/gwat.12816.

Cirkel, D., Beek, C., Witte, J.-P., and van der Zee, S. Sulphate reduction and calcite precipitation in relation to internal eutrophication of groundwater fed alkaline fens. *Biogeochemistry*, 117 : 375–393, 03 2014. doi : 10.1007/s10533-013-9879-4.

Clark, I. and Fritz, P. Environmental isotopes in hydrology. *Lewis Publishers*, 01 1998.

Clay, A., Bradley, C., Gerrard, A. J., and Leng, M. J. Using stable isotopes of water to infer wetland hydrological dynamics. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8(6) :1164–1173, 2004. Publisher : European Geosciences Union.

Cleveland, C. C., Reed, S. C., and Townsend, A. R. Nutrient regulation of organic matter decomposition in a tropical rain forest. *Ecology*, 87(2) :492–503, 2006. ISSN 00129658, 19399170.

Clymo, R. S. The limits to peat bog growth. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, 303(1117) :605–654, 1984. ISSN 00804622.

Clément, J.-C., Pinay, G., and Marmonier, P. Seasonal dynamics of denitrification along topo-hydrosequences in three different riparian wetlands. *Journal of Environmental Quality*, 31(3) : 1025–1037, 2002. doi : https://doi.org/10.2134/jeq2002.1025.

Coenders-Gerrits, A. M. J., Hopp, L., Savenije, H. H. G., and Pfister, L. The effect of spatial throughfall patterns on soil moisture patterns at the hillslope scale. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(5) :1749–1763, 2013. doi : 10.5194/hess-17-1749-2013. URL https://hess.copernicus.org/articles/17/1749/2013/.

Convention on Wetlands. Global wetland outlook : Special edition 2021. Technical report, 2021.

Cornelissen, T., Diekkrüger, B., and Bogena, H. R. Using high-resolution data to test parameter sensitivity of the distributed hydrological model hydrogeosphere. *Water*, 8(5), 2016. ISSN 2073-4441. doi : 10.3390/w8050202. URL https://www.mdpi.com/2073-4441/8/5/202.

Craig, H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465) :1702–1703, May 1961. doi : 10.1126/science.133.3465.1702. URL https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.133.3465.1702. Publisher : American Association for the Advancement of Science.

Currell, M., Dahlhaus, P., and li, H. Stable isotopes as indicators of water and salinity sources in a southeast australian coastal wetland : identifying relict marine water, and implications for future change. *Hydrogeology Journal*, 23 :235–248, 03 2014. doi : 10.1007/s10040-014-1199-9.

Dane, J. H. and Lenhard, R. J. HYSTERESIS. In Hillel, D., editor, *Encyclopedia of Soils in the Environment*, pages 231–237. Elsevier, Oxford, 2005. ISBN 978-0-12-348530-4. doi : https://doi.org/10.1016/B0-12-348530-4/00380-5. URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B0123485304003805.

Dansgaard, W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4) :436–468, 1964. doi : https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x.

Dayer, S., Herrera, J. C., Dai, Z., Burlett, R., Lamarque, L. J., Delzon, S., Bortolami, G., Cochard, H., and Gambetta, G. A. Nighttime transpiration represents a negligible part of water loss and does not increase the risk of water stress in grapevine. *Plant, Cell & Environment*, 44(2) : 387–398, February 2021. ISSN 1365-3040. doi : 10.1111/pce.13923.

De Kok, L. J., Durenkamp, M., Yang, L., and Stulen, I. *Atmospheric sulfur*, pages 91–106. Springer Netherlands, Dordrecht, 2007. ISBN 978-1-4020-5887-5. doi : 10.1007/978-1-4020-5887-5_5.

de Marsily, G. *Hydrogéologie quantitative*. Collection Sciences de la terre. Masson, 1981. ISBN 978-2-225-75504-0. URL https://books.google.fr/books?id=h4bQAAAAIAAJ.

De Ridder, J. *Réponse des processus biochimiques d'une tourbière soumise à des fluctuations du niveau d'eau*. Theses, Université Rennes 1, February 2012. URL https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00807995.

Devia, G. K., Ganasri, B., and Dwarakish, G. A review on hydrological models. *Aquatic Procedia*, 4 :1001–1007, 2015. ISSN 2214-241X. doi : https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126. URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2214241X15001273. INTERNATIONAL CONFERENCE ON WATER RESOURCES, COASTAL AND OCEAN ENGINEERING (ICWRCOE'15).

Di, N., Xi, B., Clothier, B., Wang, Y., Li, G., and Jia, L. Diurnal and nocturnal transpiration behaviors and their responses to groundwater-table fluctuations and meteorological factors of Populus tomentosa in the North China Plain. *Forest Ecology and Management*, 448 : 445–456, 2019. ISSN 0378-1127. doi : https://doi.org/10.1016/j.foreco.2019.06.009. URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378112719303597.

Downer, C. W. and Ogden, F. L. Appropriate vertical discretization of richards' equation for two-dimensional watershed-scale modelling. *Hydrological Processes*, 18(1) :1–22, 2004. doi : https://doi.org/10.1002/hyp.1306.

Edwards, P. J. Sulfur cycling, retention, and mobility in soils : A review. Technical report, 1998. URL https://doi.org/10.2737%2Fne-gtr-250.

Estop-Aragonés, C., Knorr, K.-H., and Blodau, C. Controls on in situ oxygen and dissolved inorganic carbon dynamics in peats of a temperate fen. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 117(G2), 2012. doi : https://doi.org/10.1029/2011JG001888.

Fabbri, P., Ortombina, M., and Piccinini, L. Estimation of hydraulic conductivity using the slug test method in a shallow aquifer in the venetian plain (ne, italy). *AQUA mundi*, 3 :125–133, 12 2012. doi : 10.4409/Am-045-12-0048.

Freeze, R. and Cherry, J. *Groundwater*. 0-13-365312-9. Prentice-Hall, 1979. ISBN 9780133653120. URL https://books.google.ch/books?id=feVOAAAAMAAJ.

Fricke, W. Night-Time Transpiration - Favouring Growth ? *Trends in Plant Science*, 24(4) :311–317, April 2019. ISSN 1878-4372. doi : 10.1016/j.tplants.2019.01.007.

Fudyma, J. D., Chu, R. K., Graf Grachet, N., Stegen, J. C., and Tfaily, M. M. Coupled biotic-abiotic processes control biogeochemical cycling of dissolved organic matter in the columbia river hyporheic zone. *Frontiers in Water*, 2, 2021. ISSN 2624-9375. doi : 10.3389/frwa.2020.574692. URL https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/frwa.2020.574692.

Gage, E., Cooper, D., and Rocky Mountain Research Station (Fort Collins, C. *Historical Range of Variation Assessment for Wetland and Riparian Ecosystems, U.S. Forest Service Rocky Mountain Region*. General technical report RMRS. U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, 2013. URL https://books.google.ch/books?id=jH-itQEACAAJ.

Garcia-Pausas, J. and Paterson, E. Microbial community abundance and structure are determinants of soil organic matter mineralisation in the presence of labile carbon. *Soil Biology and Biochemistry*, 43(8) :1705–1713, 2011. ISSN 0038-0717. doi : https://doi.org/10.

1016/j.soilbio.2011.04.016. URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S003807171100174X.

Geldern, R. v., Baier, A., Subert, H. L., Kowol, S., Balk, L., and Barth, J. A. C. Pleistocene paleo-groundwater as a pristine fresh water resource in southern Germany – evidence from stable and radiogenic isotopes. *Science of The Total Environment*, 496 :107–115, 2014. ISSN 0048-9697. doi : https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.07.011.

Gilliam, J. W. Riparian wetlands and water quality. *Journal of Environmental Quality*, 23(5) : 896–900, 1994. doi : https://doi.org/10.2134/jeq1994.00472425002300050007x.

Gosch, L., Townsend, H., Kreuzburg, M., Janssen, M., Rezanezhad, F., and Lennartz, B. Sulfate mobility in fen peat and its impact on the release of solutes. *Frontiers in Environmental Science*, 7, 2019. ISSN 2296-665X. doi : 10.3389/fenvs.2019.00189.

Gourcy, L. and Brenot, A. Multiple environmental tracers for a better understanding of water flux in a wetland area (La Bassée, France). *Applied Geochemistry*, 26(12) :2147–2158, 2011. ISSN 0883-2927. doi : https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.07.012.

Griffiths, N. A., Sebestyen, S. D., and Oleheiser, K. C. Variation in peatland porewater chemistry over time and space along a bog to fen gradient. *Science of The Total Environment*, 697 :134152, 2019. ISSN 0048-9697. doi : https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134152.

Grimaldi, C., Thomas, Z., Fossey, M., Fauvel, Y., and Merot, P. High chloride concentrations in the soil and groundwater under an oak hedge in the West of France : An indicator of evapotranspiration and water movement. *Hydrological Processes*, 23 :1865 – 1873, June 2009. doi : 10.1002/hyp.7316.

Groh, J., Pütz, T., Gerke, H. H., Vanderborght, J., and Vereecken, H. Quantification and prediction of nighttime evapotranspiration for two distinct grassland ecosystems. *Water Resources Research*, 55(4) :2961–2975, 2019. doi : https://doi.org/10.1029/2018WR024072.

Groß-Schmölders, M., Klein, K., Emsens, W.-J., van Diggelen, R., Aggenbach, C. J., Liczner, Y., Frouz, J., Leifeld, J., and Alewell, C. Stable isotopes (δ13c, δ15n) and biomarkers as indicators of the hydrological regime of fens in a european east–west transect. *Science of The Total Environment*, 838 :156603, 2022. ISSN 0048-9697. doi : https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.156603. URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969722037007.

Guillon, S., Rivière, A., and Flipo, N. Premiers retours sur la faisabilité du traçage des écoulements à l'aide des isotopes stables de l'eau et du radon. page 10, 2017.

Hájek, M., Hekera, P., and Hájková, P. Spring fen vegetation and water chemistry in the Western Carpathian flysch zone. *Folia Geobotanica*, 37(2) :205–224, June 2002. ISSN 1874-9348. doi : 10.1007/BF02804232. URL https://doi.org/10.1007/BF02804232.

Han, X., Guo, Q., Liu, C., Fu, P., Strauss, H., Yang, J., Hu, J., Lianfang, W., Ren, H., Peters, M., Wei, R., and Tian, L. Using stable isotopes to trace sources and formation processes of sulfate aerosols from beijing, china. *Scientific Reports*, 6 :29958, 07 2016. doi : 10.1038/srep29958.

Hao, H., Grimaldi, C., Walter, C., Dutin, G., Trinkler, B., and Mérot, P. Chloride concentration distribution under oak hedgerow : an indicator of the water-uptake zone of tree roots? *Plant and Soil*, 386(1) :357–369, 2015. doi : 10.1007/s11104-014-2262-y. URL https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01209291.

Hathaway, J. M., Petrone, R. M., Westbrook, C. J., Rooney, R. C., and Langs, L. E. Using stable water isotopes to analyze spatiotemporal variability and hydrometeorological forcing in mountain valley wetlands. *Water*, 14(11), 2022. ISSN 2073-4441. doi : 10.3390/w14111815.

Hefting, M., Clément, J. C., Dowrick, D., Cosandey, A. C., Bernal, S., Cimpian, C., Tatur, A., Burt, T. P., and Pinay, G. Water Table Elevation Controls on Soil Nitrogen Cycling in Riparian Wetlands along a European Climatic Gradient. *Biogeochemistry*, 67(1) :113–134, 2004. ISSN 0168-2563. Publisher : Springer.

Heiri, O., Lotter, A., and Lemcke, G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments : Reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, 01 2001. doi : 10.1023/A:1008119611481.

Heitman, J., Horton, R., Sauer, T., and DeSutter, T. Sensible heat observations reveal soil-water evaporation dynamics. *Journal of Hydrometeorology - J HYDROMETEOROL*, 9, 02 2008. doi : 10.1175/2007JHM963.1.

Houzé, C., Durand, V., Mügler, C., Pessel, M., Monvoisin, G., Courbet, C., and Noûs, C. Combining experimental and modelling approaches to monitor the transport of an artificial tracer through the hyporheic zone. *Hydrological Processes*, 36(2), January 2022. doi : 10.1002/hyp.14498. URL https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-03604096.

Humphries, M. S., Kindness, A., Ellery, W., Hughes, J., Bond, J., and Barnes, K. Vegetation influences on groundwater salinity and chemical heterogeneity in a freshwater, recharge floodplain wetland, south africa. *Journal of Hydrology*, 411 :130–139, 12 2011. doi : 10.1016/j.jhydrol.2011.09.041.

Huneau, F. *Fonctionnement hydrogeologique et archives paleoclimatiques d'un aquifere profond mediterraneen : étude géochimique et isotopique du bassin miocène de Valréas (Sud-Est de la France)*. Theses, Université d'Avignon, December 2000. URL https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00323650.

Hwang, H.-T., Park, Y.-J., Sudicky, E. A., and Forsyth, P. A. A parallel computational framework to solve flow and transport in integrated surface–subsurface hydrologic systems. 61 :39–58, 2014. ISSN 1364-8152. doi : https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2014.06.024.

IAEA. Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique. Technical report, International Atomic Energy Agency, 2008.

Ingram, H. A. P. Soil layers in mires : function and terminology. *Journal of Soil Science*, 29(2) : 224–227, 1978. doi : https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1978.tb02053.x.

Itoh, M., Ohte, N., Koba, K., Sugimoto, A., and Tani, M. Analysis of methane production pathways in a riparian wetland of a temperate forest catchment, using δ13c of pore water ch4 and co2. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 113(G3), 2008. doi : https://doi.org/10.1029/2007JG000647.

Ivanov, K. Gidrologiya bolot [the hydrology of mires]. *Gidrometeoizdat*, 1953.

Jaros, A., Rossi, P. M., Ronkanen, A.-K., and Kløve, B. Parameterisation of an integrated groundwater-surface water model for hydrological analysis of boreal aapa mire wetlands. *Journal of Hydrology*, 575 :175–191, 2019. ISSN 0022-1694.

Johnes, P. J., Gooddy, D. C., Heaton, T. H. E., Binley, A., Kennedy, M. P., Shand, P., and Prior, H. Determining the impact of riparian wetlands on nutrient cycling, storage and export in permeable agricultural catchments. *Water*, 12(1), 2020. ISSN 2073-4441. doi : 10.3390/w12010167.

Joosten, H. Wise use of mires : Background and principles. pages 239–250, 11 2003.

Juarez, S. *Régulations biotiques et abiotiques de la décomposition des matières organiques des sols*. Theses, AgroParisTech, March 2013. URL https://pastel.archives-ouvertes.fr/pastel-01049725.

Jung, Y., Park, K., Jensen, K. H., Kim, W., and Kim, H.-Y. A design principle of root length distribution of plants. *Journal of The Royal Society Interface*, 16(161) :20190556, 2019. doi : 10.1098/rsif.2019.0556.

Kayranli, B., Scholz, M., Mustafa, A., and Hedmark, A. Carbon Storage and Fluxes within Freshwater Wetlands : a Critical Review. *Wetlands*, 30(1) :111–124, February 2010. ISSN 1943-6246. doi : 10.1007/s13157-009-0003-4.

Kechavarzi, C., Dawson, Q., and Leeds-Harrison, P. B. Physical properties of low-lying agricultural peat soils in England. *Geoderma*, 154(3) :196–202, 2010. ISSN 0016-7061. doi : https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.08.018.

Kendall, C. and McDonnell, J. J. Isotope Tracers in Catchment Hydrology. In *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*, page iii. Elsevier, Amsterdam, January 1998. ISBN 978-0-444-81546-0. doi : 10.1016/B978-0-444-81546-0.50001-X. URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B978044481546050001X.

Kennedy, J. and Eberhart, R. Particle swarm optimization. In *Proceedings of ICNN'95 - International Conference on Neural Networks*, volume 4, pages 1942–1948, Perth, WA, Australia, 1995. IEEE. ISBN 978-0-7803-2768-9. doi : 10.1109/ICNN.1995.488968. URL http://ieeexplore.ieee.org/document/488968/.

Kirchner, J. and Tetzlaff, D. Chloride and water isotopes as tracers of storage and mixing in two scottish catchments. *Hydrological Processes*, 24 :1631–1645, 06 2010. doi : 10.1002/hyp.7676.

Kirkham, M. B. Chapter 10 - Field Capacity, Wilting Point, Available Water, and the Nonlimiting Water Range. In Kirkham, M. B., editor, *Principles of Soil and Plant Water Relations (Second Edition)*, pages 153–170. Academic Press, Boston, second edition edition, 2014. ISBN 978-0-12-420022-7. doi : https://doi.org/10.1016/B978-0-12-420022-7.00010-0.

Knorr, K.-H. and Blodau, C. Impact of experimental drought and rewetting on redox transformations and methanogenesis in mesocosms of a northern fen soil. *Soil Biology and Biochemistry*, 41 :1187–1198, 06 2009. doi : 10.1016/j.soilbio.2009.02.030.

Koretsky, C. M., Haas, J. R., Ndenga, N. T., and Miller, D. Seasonal Variations in Vertical Redox Stratification and Potential Influence on Trace Metal Speciation in Minerotrophic Peat Sediments. *Water, Air, and Soil Pollution*, 173(1) :373–403, June 2006. ISSN 1573-2932. doi : 10.1007/s11270-006-9089-y.

Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., and Prentice, I. C. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1), 2005. doi : https://doi.org/10.1029/2003GB002199.

Kristensen, K. J. and Jensen, S. E. A model for estimating actual evapotranspiration from potential evapotranspiration. *Hydrology Research*, 6(3) :170–188, 06 1975. ISSN 0029-1277. doi : 10.2166/nh.1975.0012.

Kruse, J., Lennartz, B., and Leinweber, P. A modified method for measuring saturated hydraulic conductivity and anisotropy of fen peat samples. *Wetlands*, 28(2) :527–531, June 2008. ISSN 1943-6246. doi : 10.1672/07-153.1. URL `https://doi.org/10.1672/07-153.1`.

Land, M., Granéli, W., Grimvall, A., Hoffmann, C. C., Mitsch, W. J., Tonderski, K. S., and Verhoeven, J. T. A. How effective are created or restored freshwater wetlands for nitrogen and phosphorus removal? a systematic review. *Environmental Evidence*, 5(1) :9, May 2016. ISSN 2047-2382. doi : 10.1186/s13750-016-0060-0.

Laplace-Dolonde, A. L'histosol, descripteur privilégié du marais tourbeux (Histosol, as the major descriptor of peatland). *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 71(3) :294–306, 1994. doi : 10.3406/bagf.1994.1749. Publisher : Persée - Portail des revues scientifiques en SHS.

Lautz, L. Erratum : Estimating groundwater evapotranspiration rates using diurnal water-table fluctuations in a semi-arid riparian zone. *Hydrogeology Journal*, 16 :483–497, 09 2008. doi : 10.1007/s10040-007-0239-0.

LeBauer, D. S. and Treseder, K. K. Nitrogen limitation of net primary productivity in terrestrial ecosystems is globally distributed. *Ecology*, 89(2) :371–379, 2008. doi : https://doi.org/10.1890/06-2057.1.

Lefroy. Sur les tourbières des vallées d'essonne et de juine. *Journal des Mines*, 32(190) :242–259, October 1812. URL http://annales.ensmp.fr/articles/1812-2/125-134.pdf.

Lenhard, R. J., Parker, J. C., and Mishra, S. On the correspondence between brooks‐corey and van genuchten models. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 115(4) :744–751, 1989. doi : 10.1061/(ASCE)0733-9437(1989)115:4(744).

Leong, E. C. and Rahardjo, H. Permeability functions for unsaturated soils. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 123(12) :1118–1126, 1997. doi : 10.1061/(ASCE)1090-0241(1997)123:12(1118).

Letts, M. G., Roulet, N. T., Comer, N. T., Skarupa, M. R., and Verseghy, D. L. Parametrization of peatland hydraulic properties for the canadian land surface scheme. *Atmosphere-Ocean*, 38 (1) :141–160, 2000. doi : 10.1080/07055900.2000.9649643.

Liebhard, G., Klik, A., Stumpp, C., and Nolz, R. Partitioning evapotranspiration using water stable isotopes and information from lysimeter experiments. *Hydrological Sciences Journal*, pages 1–16, 02 2022. doi : 10.1080/02626667.2022.2030866.

Liu, H. and Lennartz, B. Hydraulic properties of peat soils along a bulk density gradient—a meta study. *Hydrological Processes*, 33(1) :101–114, 2019. doi : https://doi.org/10.1002/hyp.13314.

Liu, L. and Greaver, T. L. A global perspective on belowground carbon dynamics under nitrogen enrichment. *Ecology Letters*, 13(7) :819–828, 2010. doi : https://doi.org/10.1111/j.1461-0248.2010.01482.x.

Loisel, J., Yu, Z., Beilman, D. W., Camill, P., Alm, J., Amesbury, M. J., Anderson, D., Andersson, S., Bochicchio, C., Barber, K., Belyea, L. R., Bunbury, J., Chambers, F. M., Charman, D. J., Vleeschouwer, F. D., Fiałkiewicz-Kozieł, B., Finkelstein, S. A., Gałka, M., Garneau, M., Hammarlund, D., Hinchcliffe, W., Holmquist, J., Hughes, P., Jones, M. C., Klein, E. S., Kokfelt, U., Korhola, A., Kuhry, P., Lamarre, A., Lamentowicz, M., Large, D., Lavoie, M., MacDonald, G., Magnan, G., Mäkilä, M., Mallon, G., Mathijssen, P., Mauquoy, D., McCarroll, J., Moore, T. R., Nichols, J., O'Reilly, B., Oksanen, P., Packalen, M., Peteet, D., Richard, P. J., Robinson, S., Ronkainen, T., Rundgren, M., Sannel, A. B. K., Tarnocai, C., Thom, T., Tuittila, E.-S., Turetsky, M., Väliranta, M., van der Linden, M., van Geel, B., van Bellen, S., Vitt, D., Zhao, Y., and Zhou, W. A database and synthesis of northern peatland soil properties and holocene carbon and nitrogen accumulation. *The Holocene*, 24(9) :1028–1042, 2014. doi : 10.1177/0959683614538073.

LSCQA. Elaboration de plans d'échantillonnage temporel et reconstitution de données - annexe 6 : Note théorique sur la corrélation. Technical report, LSCQA, 2008.

Lu, N., Luo, S., and Zhou, B. Water adsorption-induced pore-water pressure in soil. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 148(6) :04022042, 2022. doi : 10.1061/(ASCE)GT.1943-5606.0002814.

Lützow, M. and Kögel-Knabner, I. Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition - what do we know ? biol fert soils. *Biology and Fertility of Soils*, 46 :1–15, 11 2009. doi : 10.1007/s00374-009-0413-8.

Léger, E. personal communication, 2022.

Léger, E., Saintenoy, A., Coquet, Y., Tucholka, P., and Zeyen, H. Evaluating hydrodynamic parameters accounting for water retention hysteresis in a large sand column using surface gpr. *Journal of Applied Geophysics*, 182 :104176, 11 2020. doi : 10.1016/j.jappgeo.2020.104176.

M, V. F. B. F. V. P. C. Nappe de beauce- piézométrie hautes eaux 2002. Technical Report Rap. BRGM R 38572, DIREN Centre et lie-de-France, 2003.

Maathuis, F. J. M. Sodium in plants : perception, signalling, and regulation of sodium fluxes. *Journal of Experimental Botany*, 65(3) :849–858, 10 2013. ISSN 0022-0957. doi : 10.1093/jxb/ert326.

Macpherson, G. L. Field vs. lab ph in remote wells, konza prairie lter site, and implications for limestone weathering. pages 845 –848, 2004.

Majone, B., Avesani, D., Zulian, P., Fiori, A., and Bellin, A. Analysis of high streamflow extremes in climate change studies : how do we calibrate hydrological models ? *Hydrology and Earth System Sciences*, 26(14) :3863–3883, 2022. doi : 10.5194/hess-26-3863-2022. URL `https://hess.copernicus.org/articles/26/3863/2022/`.

McCarter, C. P. R., Rezanezhad, F., Gharedaghloo, B., Price, J. S., and Cappellen, P. V. Transport of chloride and deuterated water in peat : The role of anion exclusion, diffusion, and anion adsorption in a dual porosity organic media. *Journal of Contaminant Hydrology*, 225 :103497, 2019. ISSN 0169-7722. doi : https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2019.103497. URL `https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169772218302699`.

McLaughlin, J. and Webster, K. Alkalinity and acidity cycling and fluxes in an intermediate fen peatland in northern ontario. *Biogeochemistry*, 99 :143–155, 07 2010. doi : 10.1007/s10533-009-9398-5.

Menberu, M., Tahvanainen, T., Marttila, H., Irannezhad, M., Ronkanen, A.-K., Penttinen, J., and Klöve, B. Water-table-dependent hydrological changes following peatland forestry drainage and restoration : Analysis of restoration success. *Water Resources Research*, 52 :19, 04 2016. doi : 10.1002/2015WR018578.

Mohammed, A. A., Cey, E. E., Hayashi, M., Callaghan, M. V., Park, Y.-J., Miller, K. L., and Frey, S. K. Dual-permeability modeling of preferential flow and snowmelt partitioning in frozen soils. *Vadose Zone Journal*, 20(2) :e20101, 2021. doi : https://doi.org/10.1002/vzj2.20101.

Moore, C. and Doherty, J. The cost of uniqueness in groundwater model calibration. *Advances in Water Resources*, 29(4) :605–623, 2006. ISSN 0309-1708. doi : https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.07.003. URL `https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0309170805001752`.

Moore, G., Burdick, D., Peter, C., and Keirstead, D. Belowground biomass of phragmites australis in coastal marshes. *Northeastern Naturalist*, 19 :611–626, 12 2012. doi : 10.2307/41810146.

Moore, T. R., Large, D., Talbot, J., Wang, M., and Riley, J. L. The stoichiometry of carbon, hydrogen, and oxygen in peat. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 123(10) :3101–3110, 2018. doi : https://doi.org/10.1029/2018JG004574.

Morel-Seytoux, H. J., Meyer, P. D., Nachabe, M., Tourna, J., van Genuchten, M. T., and Lenhard, R. J. Parameter equivalence for the brooks-corey and van genuchten soil characteristics : Preserving the effective capillary drive. *Water Resources Research*, 32(5) :1251–1258, 1996. doi : https://doi.org/10.1029/96WR00069.

Morris, P. J., Waddington, J. M., Benscoter, B. W., and Turetsky, M. R. Conceptual frameworks in peatland ecohydrology : looking beyond the two-layered (acrotelm–catotelm) model. *Ecohydrology*, 4(1) :1–11, 2011. doi : https://doi.org/10.1002/eco.191.

Munhoven, G. Mathematics of the total alkalinity–pH equation – pathway to robust and universal solution algorithms : the SolveSAPHE package v1.0.1. *Geoscientific Model Development*, 6(4) :1367–1388, 2013. doi : 10.5194/gmd-6-1367-2013. URL https://gmd.copernicus.org/articles/6/1367/2013/.

Mégnien, C. *Hydrogéologie du centre du bassin de Paris : contribution à l'étude de quelques aquifères principaux*. Éditions du B.R.G.M., Paris, France, 1979. ISBN 978-2-7159-5002-3. ISSN : 0071-8246 Type : Reproduction de.

Ng, G.-H. C., Yourd, A. R., Johnson, N. W., and Myrbo, A. E. Modeling hydrologic controls on sulfur processes in sulfate-impacted wetland and stream sediments. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 122(9) :2435–2457, 2017. doi : https://doi.org/10.1002/2017JG003822. URL https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017JG003822.

Nogueira, G. E. H., Schmidt, C., Brunner, P., Graeber, D., and Fleckenstein, J. H. Transit-time and temperature control the spatial patterns of aerobic respiration and denitrification in the riparian zone. *Water Resources Research*, 57(12) :e2021WR030117, 2021. doi : https://doi.org/10.1029/2021WR030117. e2021WR030117 2021WR030117.

O'Kelly, B. C. and Sivakumar, V. Water content determinations for peat and other organic soils using the oven-drying method. *Drying Technology*, 32(6) :631–643, 2014. doi : 10.1080/07373937.2013.849728.

Öquist, M. *Sulfate Reduction in Freshwater Peatlands*. Institutionen for mikrobiologi Sveriges lantbruksuniversitet, 1996.

Pajares, S. and Bohannan, B. Ecology of nitrogen fixing, nitrifying, and denitrifying microorganisms in tropical forest soils. *Frontiers in Microbiology*, 7, 07 2016. doi : 10.3389/fmicb.2016.01045.

Parkhurst, D. L. and Appelo, C. A. J. *Description of input and examples for PHREEQC version 3–A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations*, 2013. URL http://pubs.usgs.gov/tm/06/a43.

Peel, M. C. and McMahon, T. A. Historical development of rainfall-runoff modeling. *WIREs Water*, 7(5) :e1471, 2020. doi : https://doi.org/10.1002/wat2.1471. URL https://wires.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/wat2.1471.

Pellerin, A., Antler, G., Holm, S. A., Findlay, A. J., Crockford, P. W., Turchyn, A. V., Jørgensen, B. B., and Finster, K. Large sulfur isotope fractionation by bacterial sulfide oxidation. *Science Advances*, 5(7) :eaaw1480, 2019. doi : 10.1126/sciadv.aaw1480.

Pessel, M. personal communication, 2021.

Pester, M., Knorr, K.-H., Friedrich, M., Wagner, M., and Loy, A. Sulfate-reducing microorganisms in wetlands – fameless actors in carbon cycling and climate change. *Frontiers in Microbiology*, 3, 2012. ISSN 1664-302X. doi : 10.3389/fmicb.2012.00072.

Picourlat, F. *Mise à l'échelle des processus hydrologiques pour les modèles de surface continentale, de la modélisation 3D intégrée au modèle de réservoir : Application au bassin du Little Washita*. PhD thesis, 2022. URL http://www.theses.fr/2022UPASJ016. Thèse de doctorat dirigée par Mouche, Emmanuel et Mugler, Claude Sciences du climat, de l'atmosphère et des océans, terrestres et planétaire université Paris-Saclay 2022.

Pirastru, M. and Niedda, M. Evaluation of the soil water balance in an alluvial flood plain with a shallow groundwater table. *Hydrological Sciences Journal*, 58, 05 2013. doi : 10.1080/02626667.2013.783216.

Pribyl, D. W. A critical review of the conventional SOC to SOM conversion factor. *Geoderma*, 156(3) :75–83, May 2010. ISSN 0016-7061. doi : 10.1016/j.geoderma.2010.02.003. URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0016706110000388.

Price, J. S., Cagampan, J., and Kellner, E. Assessment of peat compressibility : is there an easy way? *Hydrological Processes*, 19(17) :3469–3475, 2005. doi : https://doi.org/10.1002/hyp.6068. URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.6068.

Proemse, B. C., Mayer, B., and Fenn, M. E. Tracing industrial sulfur contributions to atmospheric sulfate deposition in the athabasca oil sands region, alberta, canada. *Applied Geochemistry*, 27(12) :2425–2434, 2012. ISSN 0883-2927. doi : https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2012.08.006.

Quenet, M., Celle-Jeanton, H., Voldoire, O., Albaric, J., Huneau, F., PEIRY, J.-L., Allain, E., Garreau, A., and Beauger, A. Coupling hydrodynamic, geochemical and isotopic approaches to evaluate oxbow connection degree to the main stream and to adjunct alluvial aquifer. *Journal of Hydrology*, 577 :123936, 07 2019. doi : 10.1016/j.jhydrol.2019.123936.

Reddy, M. M., Reddy, M. B., Kipp, K. L., Burman, A., Schuster, P., and Rawlik Jr., P. S. Peat predate chloride concentration profiles in the Everglades during wet/dry cycles from January 1996 to June 1998 : field measurements and theoretical analysis. *Hydrological Processes*, 22(11) :1713–1724, 2008. ISSN 1099-1085. doi : 10.1002/hyp.6739. URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.6739. _eprint : https ://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/hyp.6739.

Reimer, P. J., Austin, W. E. N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., Manning, S. W., Muscheler, R., Palmer, J. G., Pearson, C., Plicht, J. v. d., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Turney, C. S. M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., and Talamo, S. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, 62(4) :725–757, August 2020. ISSN 0033-8222, 1945-5755. doi : 10.1017/RDC.2020.41. URL https://www.cambridge.org/core/journals/radiocarbon/article/intcal20-northern-hemisphere-radiocarbon-age-calibration-curve-055-cal-kbp/83257B63DC3AF9CFA6243F59D7503EFF. Publisher : Cambridge University Press.

Rezanezhad, F., Price, J. S., Quinton, W. L., Lennartz, B., Milojevic, T., and Cappellen, P. V. Structure of peat soils and implications for water storage, flow and solute transport : A review update for geochemists. *Chemical Geology*, 429 :75–84, 2016. ISSN 0009-2541. doi : https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.03.010.

Ribolzi, O., Valles, V., and Barbiéro, L. Contrôle géochimique des eaux par la formation de calcite en milieu méditerranéen et en milieu tropical : arguments d'équilibre et argument de bilan. *Science du Sol*, 31 :77–95, 1993. URL https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010004180.

Rigon, R., Bertoldi, G., and Over, T. Geotop : A distributed hydrological model with coupled water and energy budgets. *Journal of Hydrometeorology*, 7 :2006, 06 2006. doi : 10.1175/JHM497.1.

Rosa, E. and Larocque, M. Investigating peat hydrological properties using field and laboratory methods : application to the lanoraie peatland complex (southern quebec, canada). *Hydrological Processes*, 22(12) :1866–1875, 2008. doi : https://doi.org/10.1002/hyp.6771. URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.6771.

Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., and Gonfiantini, R. Isotopic patterns in global precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 78, 01 1992. doi : 10.1029/GM078p0001.

Rubin, Y. *Applied Stochastic Hydrogeology*. 04 2003. ISBN 9780195138047. doi : 10.1093/oso/9780195138047.001.0001.

Rubol, S., Silver, W., and Bellin, A. Hydrologic control on redox and nitrogen dynamics in a peatland soil. *The Science of the total environment*, 432 :37–46, 06 2012. doi : 10.1016/j.scitotenv.2012.05.073.

Rydelek, P., Bakowska, A., and Zawrzykraj, P. Variability of cation-exchange capacity (cec) of fen peats in vertical profiles from eastern and central poland in relation to function of peatlands as natural geological barriers. *Studia Quaternaria*, 33 :111 – 116, 2016.

Rydin, H. and Jeglum, J. K. *The Biology of Peatlands*. Oxford University Press, July 2013. ISBN 978-0-19-960299-5. doi : 10.1093/acprof:osobl/9780199602995.001.0001. URL https://academic.oup.com/book/5054.

Saghravani, S. R. Comparison of water table fluctuation and chloride mass balance methods for recharge estimation in a tropical rainforest climate : a case study from kelantan river catchment, malaysia. *Environmental earth sciences*, 73, 10 2014. doi : 10.1007/s12665-014-3727-2.

Said-Pullicino, D., Kaiser, K., Guggenberger, G., and Gigliotti, G. Changes in the chemical composition of water-extractable organic matter during composting : Distribution between stable and labile organic matter pools. *Chemosphere*, 66(11) :2166–2176, 2007. ISSN 0045-6535. doi : https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2006.09.010.

Schot, P. and Wassen, M. Calcium concentrations in wetland groundwater in relation to water sources and soil conditions in the recharge area. *Journal of Hydrology*, 141(1) :197–217, 1993. ISSN 0022-1694. doi : https://doi.org/10.1016/0022-1694(93)90050-J. Introduction to the 28th International Geological Congress Symposium on the Hydrogeology of Wetlands.

Schwärzel, K., Simunek, J., van Genuchten, M. T., and Wessolek, G. Measurement modeling of soil-water dynamics evapotranspiration of drained peatland soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 169(6) :762–774, 2006. doi : https://doi.org/10.1002/jpln.200621992.

SIARCE. Rapport d'activité 2016. Technical report, SIARCE, 2016.

Sodemann, H. *Tropospheric transport of water vapour. Lagrangian and Eulerian perspectives*. Doctoral thesis, ETH Zurich, Zürich, 2006.

Srivastava, J., Kalra, S. J. S., and Naraian, R. Environmental perspectives of Phragmites australis (Cav.) Trin. Ex. Steudel. *Applied Water Science*, 4(3) :193–202, September 2014. ISSN 2190-5495. doi : 10.1007/s13201-013-0142-x. URL https://doi.org/10.1007/s13201-013-0142-x.

Surridge, B. W. J., Baird, A. J., and Heathwaite, A. L. Evaluating the quality of hydraulic conductivity estimates from piezometer slug tests in peat. *Hydrological Processes*, 19(6) :1227–1244, 2005. doi : https://doi.org/10.1002/hyp.5653. URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.5653.

Svensson, T., Kylin, H., Montelius, M., Sandén, P., and Bastviken, D. Chlorine cycling and the fate of Cl in terrestrial environments. Technical report, February 2021.

Therrien, R., McLaren, R. G., Sudicky, E. A., and Panday, S. M. HydroGeoSphere : A three-dimensional numerical model describing fully-integrated subsurface and surface flow and solute transport. *Groundwater Simulations Group, University of Waterloo, Waterloo, ON*, 830, 2010.

Thiry, M. Development of tightly cemented sandstone lenses in uncemented sand : Example of the fontainebleau sand (oligocene) in the paris basin. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 71 (2001)„ 01 2001. doi : 10.1306/D4268D3D-2B26-11D7-8648000102C1865D.

Tolonen, K. and Turunen, J. Accumulation rates of carbon in mires in finland and implications for climate change. *The Holocene*, 6 :171 – 178, 06 1996.

Urban, N. R., Eisenreich, S. J., and Grigal, D. F. Sulfur cycling in a forested Sphagnum bog in northern Minnesota. *Biogeochemistry*, 7(2) :81–109, March 1989. ISSN 1573-515X. doi : 10.1007/BF00004123. URL https://doi.org/10.1007/BF00004123.

Väliranta, M., Oinonen, M., Seppä, H., Korkonen, S., Juutinen, S., and Tuittila, E.-S. Unexpected problems in ams 14c dating of fen peat. *Radiocarbon*, 56(1) :95–108, 2014. doi : 10.2458/56.16917.

van Genuchten, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5) :892–898, 1980. doi : https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x.

van Griensven, A., Meixner, T., Grunwald, S., Bishop, T., Diluzio, M., and Srinivasan, R. A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. *Journal of Hydrology*, 324 :10–23, 06 2006. doi : 10.1016/j.jhydrol.2005.09.008.

Vile, M., Bridgham, S., and Wieder, R. Response of anaerobic carbon mineralization rates to sulfate amendments in a boreal peatland. *Ecological Applications*, 13 :720–734, 06 2003. doi : 10.1890/1051-0761(2003)013[0720:ROACMR]2.0.CO;2.

Vodyanitskii, Y. N. Biochemical processes in soil and groundwater contaminated by leachates from municipal landfills (mini review). *Annals of Agrarian Science*, 14(3) :249–256, 2016. ISSN 1512-1887. doi : https://doi.org/10.1016/j.aasci.2016.07.009. URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1512188716300653.

Vreča, P. and Kern, Z. Use of water isotopes in hydrological processes. *Water*, 12(8), 2020. ISSN 2073-4441. doi : 10.3390/w12082227.

Wang, M., Liu, H., Zak, D., and Lennartz, B. Effect of anisotropy on solute transport in degraded fen peat soils. *Hydrological Processes*, 34(9) :2128–2138, 2020. doi : https://doi.org/10.1002/hyp.13717. URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.13717.

Wang, Q., Li, Y., and Wang, Y. Optimizing the weight loss-on-ignition methodology to quantify organic and carbonate carbon of sediments from diverse sources. *Environmental Monitoring and Assessment*, 174(1) :241–257, March 2011a. ISSN 1573-2959. doi : 10.1007/s10661-010-1454-z. URL https://doi.org/10.1007/s10661-010-1454-z.

Wang, Y., Lu, S., Ren, T., and Li, B. Bound water content of air-dry soils measured by thermal analysis. *Soil Science Society of America Journal*, 75(2) :481–487, 2011b. doi : https://doi.org/10.2136/sssaj2010.0065.

Warren, F. J., Waddington, J. M., Bourbonniere, R. A., and Day, S. M. Effect of drought on hydrology and sulphate dynamics in a temperate swamp. *Hydrological Processes*, 15(16) :3133–3150, 2001. doi : https://doi.org/10.1002/hyp.324. URL https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/hyp.324.

Werner, M., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., and Lohmann, G. Reconciling glacial antarctic water stable isotopes with ice sheet topography and the isotopic paleothermometer. *Nature Communications*, 9, 08 2018. doi : 10.1038/s41467-018-05430-y.

Wilson, R. M., Tfaily, M. M., Rich, V. I., Keller, J. K., Bridgham, S. D., Zalman, C. M., Meredith, L., Hanson, P. J., Hines, M., Pfeifer-Meister, L., Saleska, S. R., Crill, P., Cooper, W. T., Chanton, J. P., and Kostka, J. E. Hydrogenation of organic matter as a terminal electron sink sustains high co2 :ch4 production ratios during anaerobic decomposition. *Organic Geochemistry*, 112 : 22–32, 2017. ISSN 0146-6380. doi : https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2017.06.011. URL https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S014663801630208X.

Winnick, M. J., Chamberlain, C. P., Caves, J. K., and Welker, J. M. Quantifying the isotopic 'continental effect'. *Earth and Planetary Science Letters*, 406 :123–133, 2014. ISSN 0012-821X. doi : https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.005.

Wu, J., Kutzbach, L., Jager, D., Wille, C., and Wilmking, M. Evapotranspiration dynamics in a boreal peatland and its impact on the water and energy balance. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, 115(G4), 2010. doi : https://doi.org/10.1029/2009JG001075.

Zambrano-Bigiarini, M. and Rojas, R. A model-independent Particle Swarm Optimisation software for model calibration. *Environmental Modelling & Software*, 43 :5–25, 2013. ISSN 1364-8152. doi : https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2013.01.004.

Zhao, X., Xia, J., Chen, W., Chen, Y., Fang, Y., and Qu, F. Transport characteristics of salt ions in soil columns planted with tamarix chinensis under different groundwater levels. *PLOS ONE*, 14(4) :1–17, 04 2019. doi : 10.1371/journal.pone.0215138. URL https://doi.org/10.1371/journal.pone.0215138.

Zimmermann, U., Ehhalt, D., and Muennich, K. O. *Soil-water movement and evapotranspiration : Changes in the isotopic composition of the water*. 10 1968. URL https://www.osti.gov/biblio/4556792.

Table des figures

1.1 Localisation du site : (a) Bassin versant de l'Essonne (b) Vue aérienne (prise par drone en mai 2022, Léger (2022)) du marais de Jarcy avec sa limite telle que définie dans ce travail de thèse (ligne noire), le tracé et la direction d'écoulement de la rivière Essonne (ligne bleue), et le point de prise de vue de la photographie (c). 12
1.2 Evolution du marais et de ses alentours depuis 1946 (source : https ://remonter-letemps.ign.fr). 13
1.3 Carte géologique du plateau de Beauce (source des données : BRGM - `http://infoterre.brgm.fr`). 14
1.4 Coupe géologique simplifiée d'après Thiry (2001) (localisation de la coupe en Figure 1.3). 15
1.5 Carte piézométrique en basses eaux de l'aquifère libre de Beauce réalisée en octobre 1994 à partir de 1 216 points de mesures (source : BRGM (1994)). 19
1.6 Cartes piézométriques de l'aquifère de l'Oligocène (a) et celui de l'Eocène (b) réalisées en Octobre 1994. La zone réduite correspond à la limite d'extension des argiles vertes et marnes supragypseuses (pointillés gris) qui constituent une séparation imperméable entre les deux aquifères confondus en amont sous l'appellation *Calcaires de Château-Landon* (cf. Figure1.4). 20
1.7 Evolution de la température (a), des pluies efficaces (P-ETP) (b) ainsi que la pluie et l'ETP annuelles mesurées à la station d'Orléans entre 1970 et 2022 (c). 21
1.8 Boîtes à moustaches des pluies et ETP annuelles. Chaque boite est définie telle que : Les tirets extérieurs représentent la valeur minimale et maximale de l'échantillon ; la hauteur de la boite correspond à l'écart inter-quartile ; la bar centrale à la médiane ; le nuage de points à gauche correspond à l'échantillon. 23
1.9 Plans de localisation des ouvrages de suivi dans le marais (a) et autour (b), ainsi que du point de prélèvement dans la rivière. 26
1.10 Périodes d'enregistrement des niveaux d'eau pour chacun des piézomètres. . . 26
1.11 Gamme de résistivités en fonction du type de roche. D'après Palacky, 1988. . . . 39
1.12 Principe de la tomographie de résistivité électrique. (a) Schéma simplifié des différents sondages électriques, les volumes de sols investigués et les résistivités apparentes correspondantes ρ_{an}. (b) Représentation d'un modèle discrétisé d'inversion avec résistivités "réelles" ρ_n calculées ("pseudo-section"). 40
1.13 Principe de la méthode *roll along*. 41
1.14 Localisation des différentes investigations de sol réalisées sur site. 42
1.15 Schéma explicatif du principe du *slug test* avec ses principaux paramètres. . . . 43

1.16 Description des principaux processus décrits dans HGS. 1a) Précipitations. 1b) Écoulements de surface. 2a) Écoulements en zone non saturée. 2b) Écoulements en zone saturée. 3a) Évaporation. 3b) Transpiration. 47
1.17 Schéma de l'évolution du potentiel matriciel et de la teneur en eau dans un milieu poreux par analogie avec un réseau de capillaires de différentes tailles. . . . 50
1.18 Comparaison des courbes de rétention issues des formulations de Brooks-Corey et de Mualem-Van Genuchten pour une même pression d'entrée d'air (71 kPa), même saturation résiduelle (0,12) et $\lambda = 1,1$ (Brooks-Corey) et $n = 2,1$ (Mualem-Van Genuchten). 52
1.19 Schéma illustrant le phénomène d'hystéresis sur un graphique potentiel de pression vs saturation. 52
1.20 a) Description de la fonction $f_2(\theta)$. b) Explication des teneurs en eau limites sur une courbe de rétention d'eau. Les graphiques ne sont pas à l'échelle. 54
1.21 Valeurs de la fonction de distribution racinaire en fonction de la profondeur pour les différents fonctions $RDF(z)$ implémentées dans HGS. 55
1.22 Description de la fonction α^*. 56

2.1 Schéma descriptif d'une tourbière minérotrophe (a) et ombrotrophe (b) et du phénomène d'ombrotrophisation. 66
2.2 Profil de résistivités électriques à grande échelle du marais de Jarcy (Pessel, 2021). 69
2.3 Profil de résistivités électriques à l'échelle du marais. Pour rendre la figure plus lisible, l'échelle verticale est deux fois plus grande que l'échelle horizontale (d'après Pessel (2021); Assebai (2018)). 71
2.4 Description de la carotte SC1 entre 0 et 1 m. Le code Munsell est indiqué entre parenthèse à côté de la couleur. 73
2.5 Description de la carotte SC1 entre 1 et 2 m. 73
2.6 Description de la carotte SC5 entre 0 et 1 m. 75
2.7 Description de la carotte SC5 entre 1 et 2 m. 75
2.8 Description de la carotte SC5 entre 2 et 3 m. 76
2.9 Description de la carotte SC7 entre 0 et 1 m. 77
2.10 Description de la carotte SC7 entre 1 et 2 m. 77
2.11 Profil des mesures de densité sèche apparente des carottes SC1, SC7 et SC5. . . 79
2.12 Résultats de la calibration de la méthode de dessiccation. 80
2.13 Profil des teneurs en eau massique des carottes SC1, SC7 et SC5. 81
2.14 Profil des porosités déterminées à partir des teneurs en eau volumiques mesurées sur les carottes SC1, SC7 et SC5. 82
2.15 Profils verticaux des parts de matière organique et de carbonates dans les échantillons prélevés sur les carottes SC1, SC7 et SC5. 82
2.16 Résultats de la calibration de la méthode de perte au feu pour les différentes températures utilisées. 83
2.17 Profil des teneurs en carbone moderne (pMC) des échantillons ainsi que leurs âges radiocarbones calibrés (exprimés AD : Anno Domini). 84

2.18 Exemple de résultats de l'algorithme d'interprétation pour un cas respectant les conditions de validité du test (PZ03_m2) et un cas ne les respectant pas (PZ08_d2). Le premier graphique correspond aux données brutes du test. Le second correspond à la représentation d'interprétation du test telle que définie dans la méthodologie (cf. §1.2.4). La droite en pointillés rouges correspond à la droite de régression linéaire, et les points en jaune aux données sur lesquelles elle est calculée. 88
2.19 Schéma de synthèse de la structure et des propriétés de la tourbière du marais de Jarcy. 92

3.1 Chroniques des niveaux piézométriques en PZ01 et PZ03 ainsi que des niveaux de rivière depuis juin 2014 (b) et flux atmosphériques (pluie et ETP) associés (a). 95
3.2 Comparaison des niveaux d'eau en période hivernale (15/11 au 15/05 de l'année hydrologique) de 2014 à 2022. Les barres noires correspondent à la valeur médiane sur la période. 96
3.3 Répartition par saison des bilans interannuels de la pluie et de l'ETP entre 2014 et 2022 (années hydrologiques) à la station de Courdimanche (cf. Figure 1.1). . . . 97
3.4 Chroniques des niveaux piézométriques sur l'ensemble des ouvrages de suivi ainsi que des niveaux de rivière depuis juin 2018 (b) et flux atmosphériques (pluie et ETP) associés (a). Les étoiles correspondent aux niveaux d'eau dans les piézomètres non équipés de sonde (ou défaillante). 98
3.5 Corrélation croisée entre ETP et profondeur de nappe sur la période de juillet 2018 à novembre 2021. Un délai négatif correspond à un retard des variations des niveaux de nappe par rapport aux variations d'ETP. 99
3.6 Évolution de la végétation du marais entre mars et juin 2022. Orthomosaïques produites à partir de photographies aériennes acquises par drône (Léger, 2022). 101
3.7 Signaux piézométriques à l'échelle de temps journalière à différentes saisons : hiver (a), printemps (b) et été (c). 102
3.8 Réponse des niveaux d'eau dans le marais à une variation du niveau d'eau dans la rivière induite par la fermeture puis la ré-ouverture des clapets du barrage. . 103
3.9 Evolution de la différence de charge hydraulique entre PZ01 et PZ13. 104
3.10 Cartes piézométriques de la nappe alluviale au niveau du marais à chaque campagne de prélèvements et réalisées à partir des mesures manuelles de charge hydraulique. 107
3.11 Schéma simplifié du cycle de l'eau et de l'évolution isotopique de l'eau due aux différents processus de changements de phases (à partir de http ://cerena.ist.utl.pt/ ?p=9914). Les figurés < doivent être lus comme des indicateurs de l'évolution de la signature isotopique à chaque changement de compartiment du cycle de l'eau. 111
3.12 Chronique des moyennes pondérées mensuelles et annuelles (sur l'année hydrologique) des isotopes des pluies à Orsay. 114
3.13 Chroniques des moyennes mensuelles interannuelles du δ^2H de l'Essonne, du Brie (NB2) et de la nappe alluviale (PZF). Le mois n°1 correspond à Janvier. 114
3.14 Graphique δ^{18}O vs δ^2H des quatre pôles de mélange : Pluie, Essonne, Brie et PZF. 116

3.15 Chroniques des moyennes mensuelles interannuelles du δ^2H pour les piézomètres dans le marais. Les lignes bleues et jaunes correspondent respectivement à la signature de l'Essonne et à celle du Brie avec leur intervalle de confiance à 95%. 117
3.16 Comparaison entre les hauteurs de pluie mesurées à Orsay et à la station de Courdimanche. 120
3.17 Graphiques δ^{18}O vs δ^2H pour tous les piézomètres dans le marais. Chaque figure correspond à une date de prélèvement. Les droites en traits continus et celles en pointillés représentent respectivement la GMWL et la LMWL. 123
3.18 Localisation des piézomètres et du transect 2D (trait jaune). 126
3.19 Description du modèle du transect 2D 127
3.20 Signal piézométrique en PZ05 reconstruit à partir des variations observées en PZ07 sur la même période. 129
3.21 Courbe de rétention caractéristique calculée à partir des résultats de la calibration. L'axe des ordonnées (potentiel matriciel) est en échelle logarithmique. . . . 137
3.22 Comparaison des signaux piézométriques entre observé et simulé utilisant les paramètres issus de la calibration automatique. 137
3.23 Comparaison des signaux piézométriques entre observé et simulé (paramètres de la *Calibration 1b*). 138
3.24 Validation des paramètres de calibration sur la période du 07/06/2018 au 21/12/21 pour les deux résultats de calibration. 140
3.25 Comparaison des signaux modélisés par les différentes calibrations (cf. Tableau 3.6) 142
3.26 Évolution du profil de saturation en PZ07 lors d'un évènement pluvieux ponctuel (entre le 16 et 23 août 2019). Résultats de simulation avec des forçages horaires. 146
3.27 Résultats de modélisation en annulant le terme de transpiration de décembre à mai pour simuler la période de repos hivernal de la végétation. 148
3.28 Comparaison entre le modèle avec un niveau de rivière régulé et la simulation de référence *Calibration 1b*. 150
3.29 Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux conductivités hydrauliques horizontales et verticales de la couche 1. 151
3.30 Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux conductivités hydrauliques horizontales et verticales de la couche 2. 153
3.31 Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux coefficients d'emmagasinement spécifique des deux couches. 154
3.32 Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux paramètres du modèle de Mualem-Van Genuchten de la couche 1. 155
3.33 Comparaison des profils de saturation pour différents paramètres de Mualem-Van Genuchten. 156
3.34 Évolution du profil de saturation en PZ07 pour $\alpha_1 = 1,75$ lors de l'évènement pluvieux du 17 août 2019 ($t = 0$). À comparer avec la Figure 3.26 pour la simulation de référence. 157
3.35 Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux porosités des deux couches. . . 158
3.36 Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux teneurs en eau limites. 159

4.1 Cycle de l'azote en environnement type tourbière (d'après Pajares and Bohannan (2016)). Ox. : Oxydation ; Red. : Reduction ; SON : Soil Organic Nitrogen ; DON : Dissolved Organic Nitrogen. L'épaisseur des flèches n'est pas proportionnelle aux flux. 167
4.2 Cycle du soufre en environnement type tourbière (d'après Blodau et al. (2007); Pester et al. (2012)). Ox. : Oxydation ; SRB : Sulfate-Reducing Bacteria ; TRIS : Total Reduced Inorganic Sulfur ; CBS : Carbon-Bounded Sulfur). L'épaisseur des flèches n'est pas proportionnelle aux flux. 168
4.3 Evolution du sulfate résiduel dans les eaux souterraines selon différents processus réactionnels (IAEA, 2008). 170
4.4 Projection de l'ensemble des données acquises sur un diagramme de Piper. . . 173
4.5 Ensemble des données de conductivité électrique par point d'observation. Le trait noir représente la valeur moyenne. 175
4.6 Comparaison de la composition des eaux par piézomètre entre la signature la moins minéralisée et celle la plus minéralisée sur les 3 ans de suivi. 175
4.7 Chroniques du pH pour l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$. 176
4.8 Analyse des tendances interannuelle au niveau des piézomètres PZ03, PZ09 et PZ11. Les points rouges et oranges représentent les données utilisées pour le calcul de régression linéaire de respectivement les maxima et les minima annuels.179
4.9 Chroniques des concentrations en fluorures sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$. 181
4.10 Chroniques des concentrations en bromures sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$. 182
4.11 Chroniques des concentrations en chlorures sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$. 183
4.12 Chroniques des concentrations en nitrates sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$. 184
4.13 Chroniques des concentrations en sulfates sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$. 185
4.14 Chroniques des concentrations en bicarbonates sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$. 186
4.15 Chroniques des concentrations en potassium sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$. 189

4.16 Chroniques des concentrations en sodium sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$. 190
4.17 Chroniques des concentrations en calcium sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$. 191
4.18 Chroniques des concentrations en magnesium sur l'ensemble du réseau d'observation. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$. 192
4.19 Représentation des signatures isotopiques des sulfates avec le $\delta^{18}O$ en fonction du $\delta^{34}S$ sur la période de juin 2020 à juin 2021. La taille des symboles est proportionnelle au logarithme des concentrations. 193
4.20 Matrices de corrélations pour chacun des points d'observation. 197
4.21 Détail des corrélations entre chlorures et sodium (a) et sulfates et sodium (b) . . 199
4.22 Analyse en Composantes Principales. (a) Diagramme des contributions par axe. (b) Légende des couleurs utilisées dans les cercles de corrélations. (c,e,g) Projection des individus sur les différents axes retenus pour l'analyse. (d,f,h) Cercles des corrélations pour les combinaisons d'axes retenus. 201
4.23 Gammes de variation de l'indice de saturation du gypse pour chacun des piézomètres, calculé à partir du code géochimique PhreeqC. 205
4.24 Evolutions temporelles des concentrations en SO_4^{2-} et en HCO_3^- et de la profondeur de nappe au droit des piézomètres PZ01, PZ03, PZ05, PZ06, PZ08, PZ09, PZ10 et PZ12. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$. 206
4.25 Évolutions temporelles des concentrations en SO_4^{2-} et en HCO_3^- et de la profondeur de nappe au droit des piézomètres PZ07 et PZ11. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique BI : $5 < |BI| < 10$. 209
4.26 Représentation des signatures isotopiques des sulfates avec interprétation des résultats. Les courbes en pointillés indiquent le type et le sens des réactions d'oxydo-réduction. 210
4.27 Chroniques des concentrations en chlorures et des niveaux de nappe au droit des piézomètres avec une saisonnalité marquée. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$. 212
4.28 Chroniques des concentrations en chlorures et des niveaux de nappe au droit des piézomètres sans saisonnalité marquée. Les symboles vides correspondent aux analyses avec une balance ionique $BI : 5 < |BI| < 10$. 214
4.29 Schéma conceptuel du comportement des chlorures lors du battement de nappe. 215
4.30 Equilibre calco-carbonique du système 218
4.31 Chroniques du rapport molaire Na^+/Cl^- (exprimés en $Éq.L^{-1}$) pour les piézomètres PZ03, PZ09 et PZ11, la rivière, les eaux du Brie et la pluie (d'après Beysens et al. (2017)). 220
4.32 Schéma de synthèse du fonctionnement hydrologique et géochimique du marais de Jarcy. 229

Liste des tableaux

1.1 Détails d'implantation des piézomètres. 25
1.2 Tableau récapitulatif des sondages et carottes récupérées. 34
1.3 Principaux dispositifs utilisés pour le sondage électrique en géophysique. 41
1.4 Liste des paramètres HGS présentés dans le document. 58
1.4 Liste des paramètres HGS présentés dans le document. 59

2.1 Tableau récapitulatif des tests hydrodynamiques réalisés dans le marais ainsi que leurs résultats d'interprétation. 90

3.1 Résultats des calculs de bilans hydriques sur les périodes de baisses et de remontées des niveaux d'eau pour les trois années 2018, 2019, 2020. 105
3.2 Résultats de l'étude de sensibilité préalable réalisée avec le *package* HydroPSO de R. 131
3.3 Configuration des intervalles de variation des paramètres dans la calibration automatique. 134
3.4 Valeurs des résulats de la calibration automatique pour chacun des paramètres calibrés. 136
3.5 Valeurs de conductivités hydrauliques obtenues par la *Calibration 1b*. 139
3.6 Analyse de stabilité de l'algorithme d'optimisation. Les unités sont en m pour les longueurs et en s pour les temps. 141
3.7 Liste de l'ensemble des paramètres avec leur valeur calibrée. 143
3.7 Liste de l'ensemble des paramètres avec leur valeur calibrée. 144
3.8 Résultats des bilans d'eau calculés à partir des résultats de la simulation HGS. . 147

4.1 Equations des réactions de la séquence rédox de la dégradation de la matière organique (CH_2O) ainsi que les énergies libres de Gibbs associées (ΔG_0 en Kcal.mol^{-1}, d'après Vodyanitskii (2016)). 165
4.2 Rapports isotopiques du soufre et de l'oxygène des sulfates en fonction de leur origine (Clark and Fritz, 1998). 170
4.3 Part de la sulfato-réduction dans la production de carbonates. 207
4.4 Exemples de concentrations en sulfates et calcium pour des tourbières minérotrophes issues de la littérature. 216

Annexes

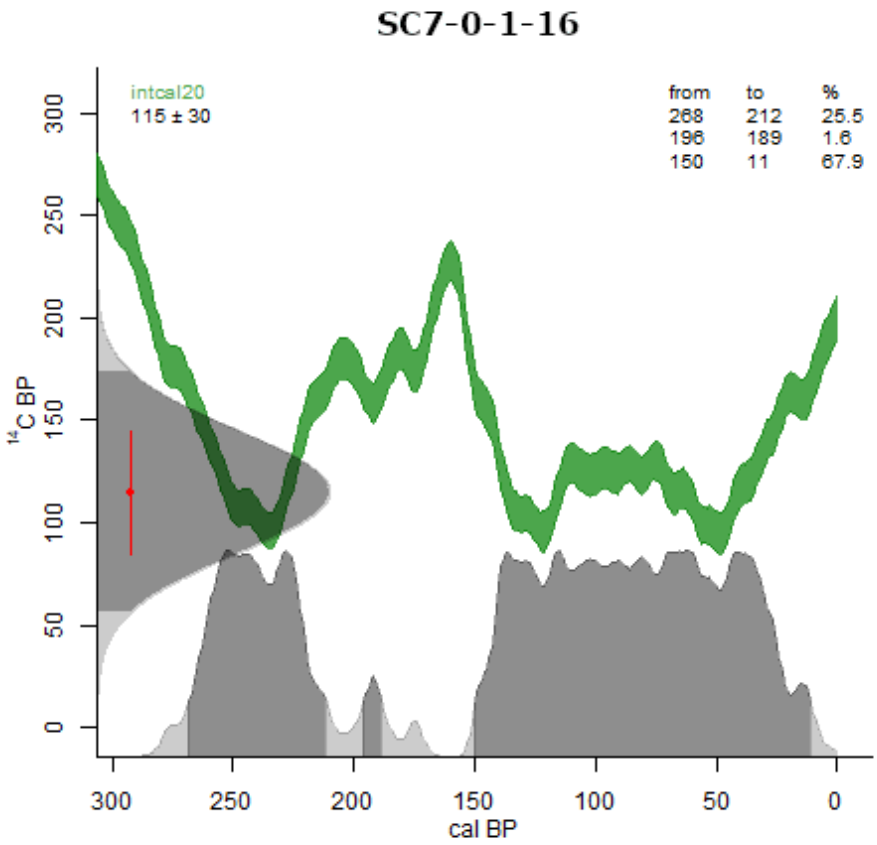
I Photographies des carottes avant dépouillement



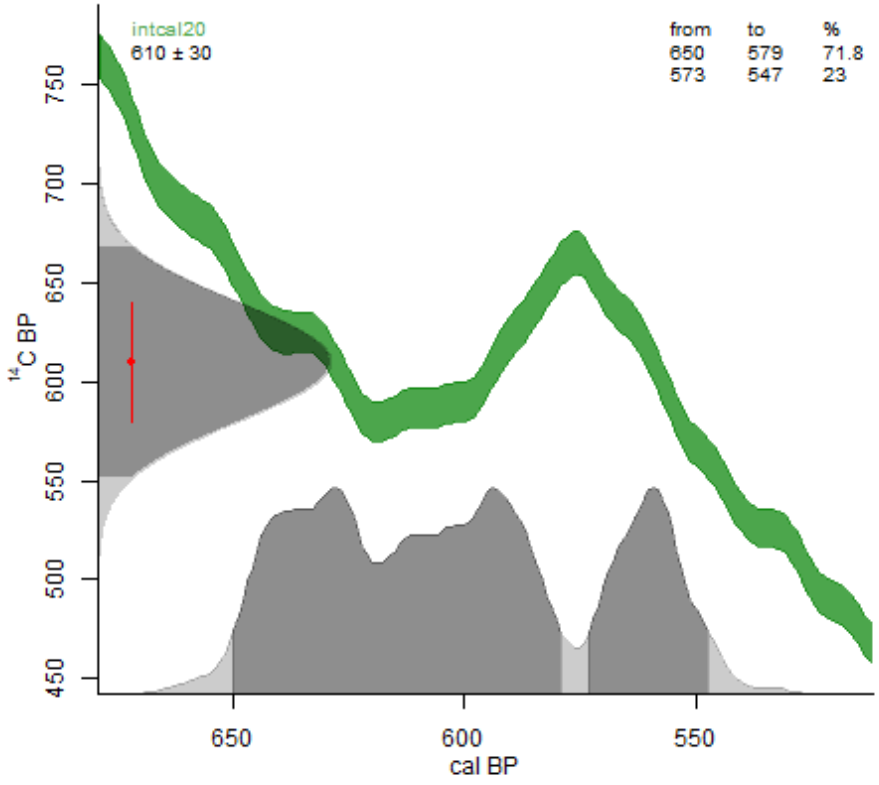
Figure .33 – Photographies des carottes avant dépouillement. Les couleurs ne sont pas bien restituées et ne correspondent pas exactement à la réalité.

II Calibration des âges Carbone 14

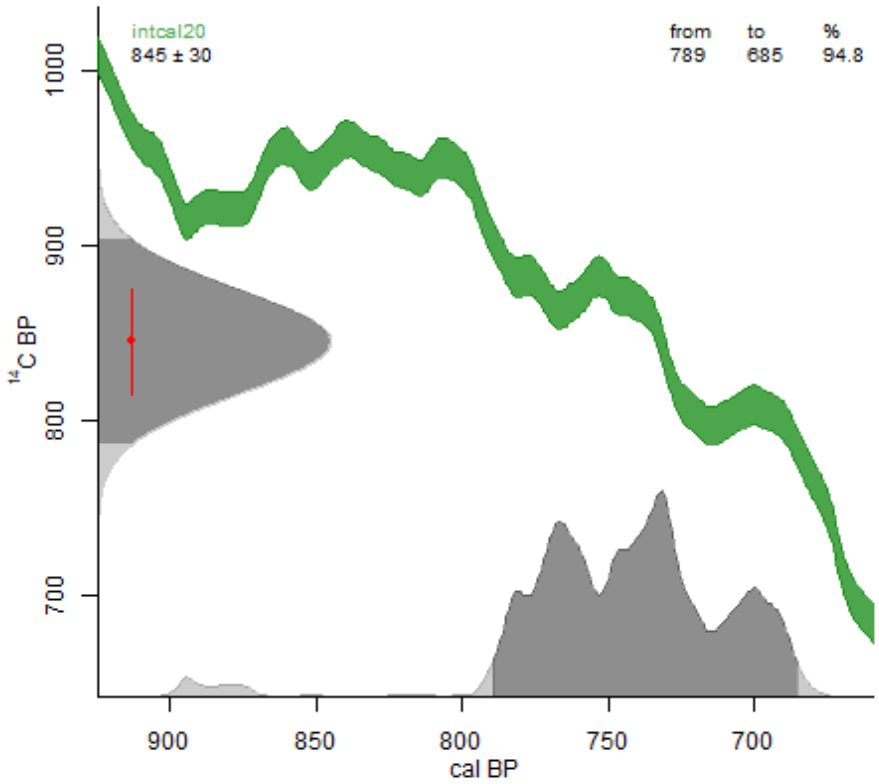
Le détail des calibrations des âges radiocarbones calculés sont présentés ci-dessous. Elles ont été réalisées à l'aide du *package* R *IntCal*.



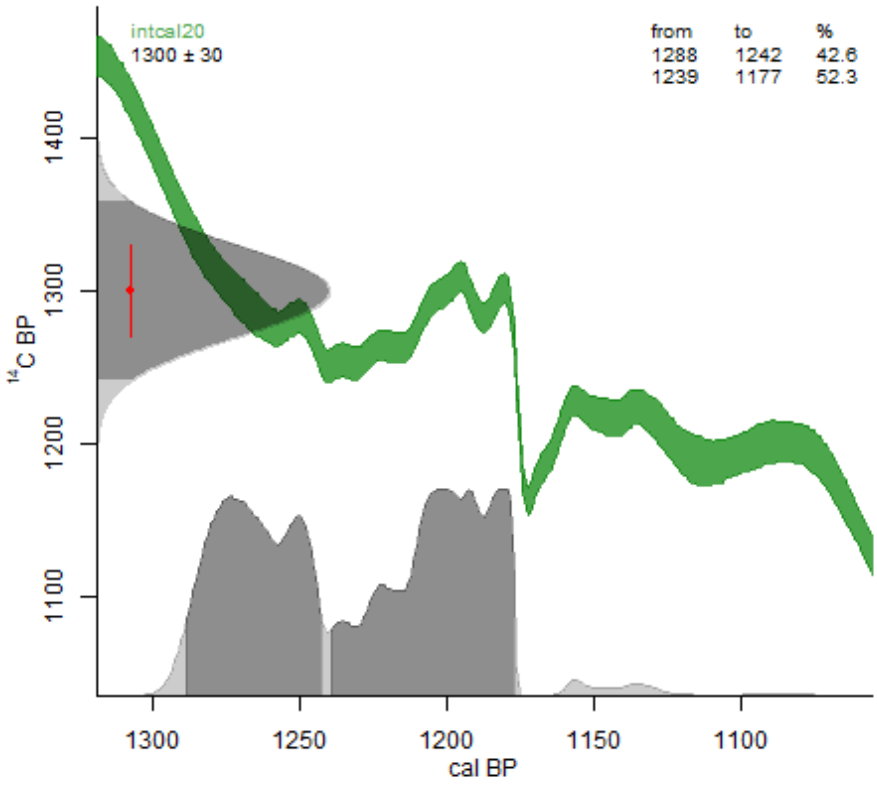
SC7-0-1-21



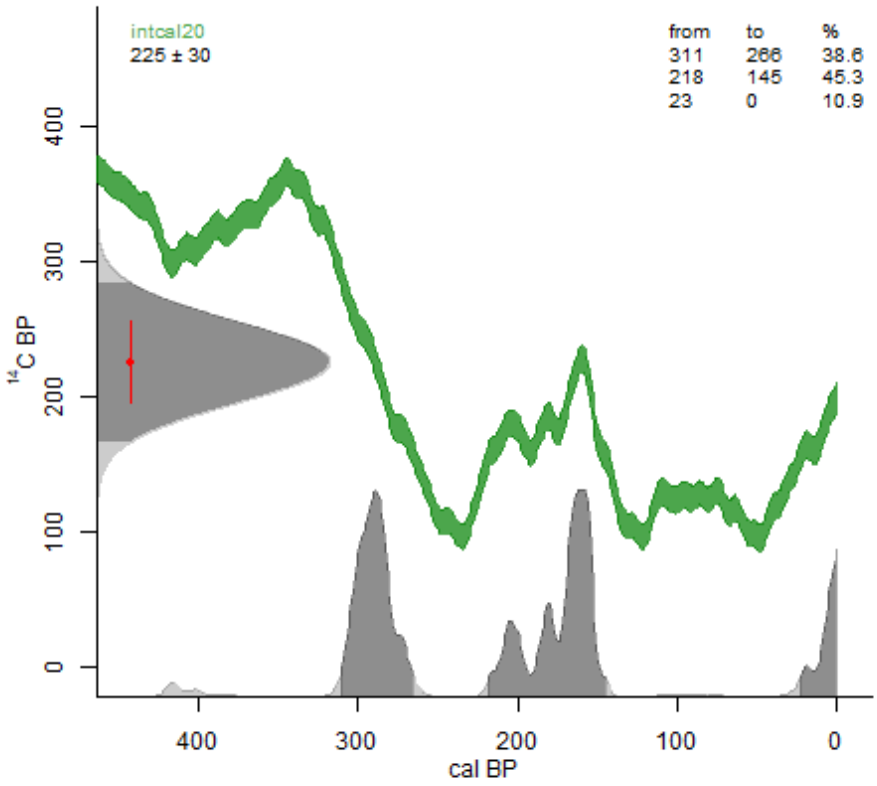
SC7-0-1-24



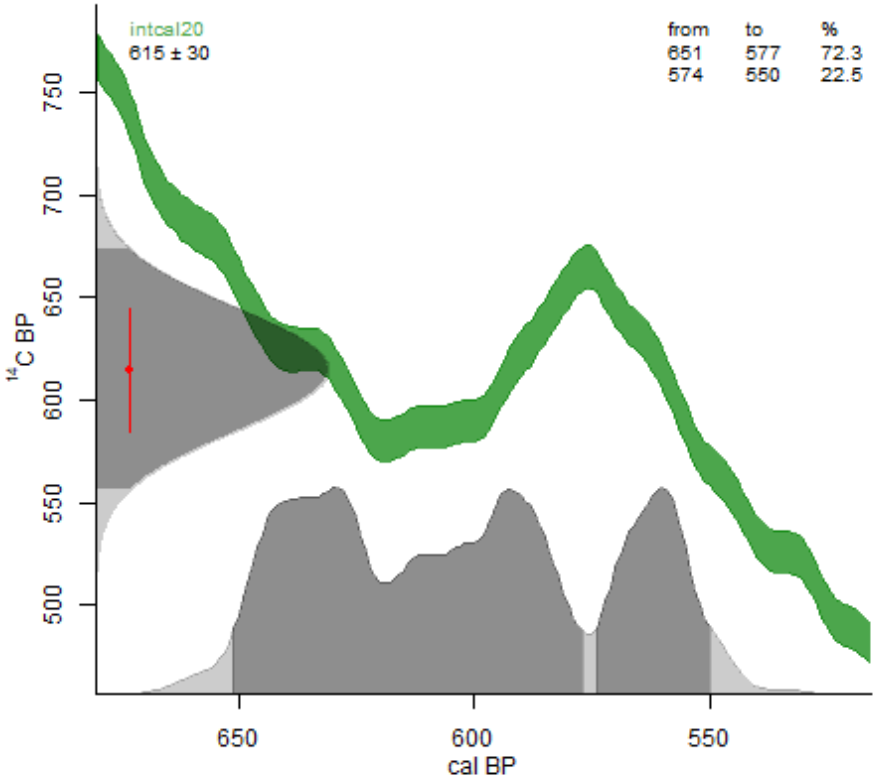
SC7-0-1-32



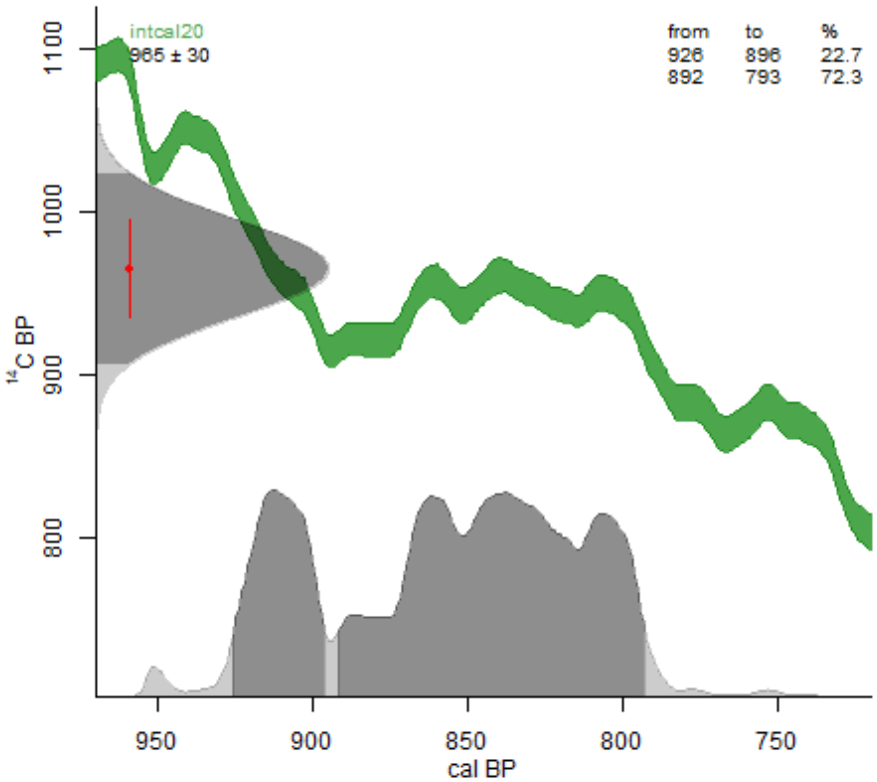
SC7-1-2-07

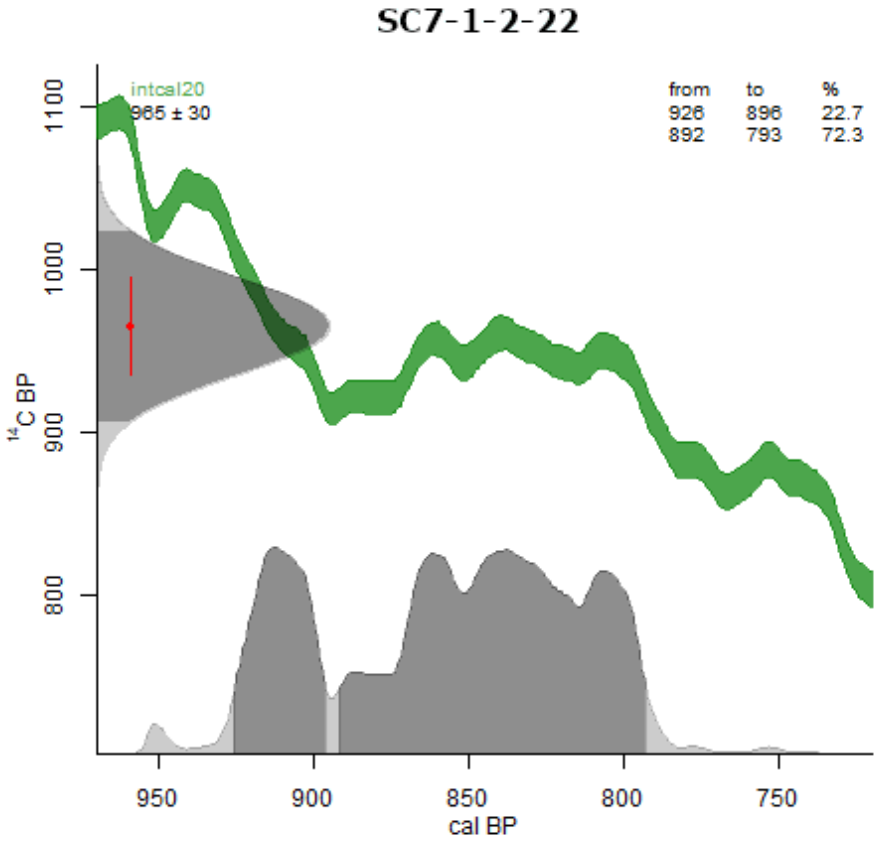


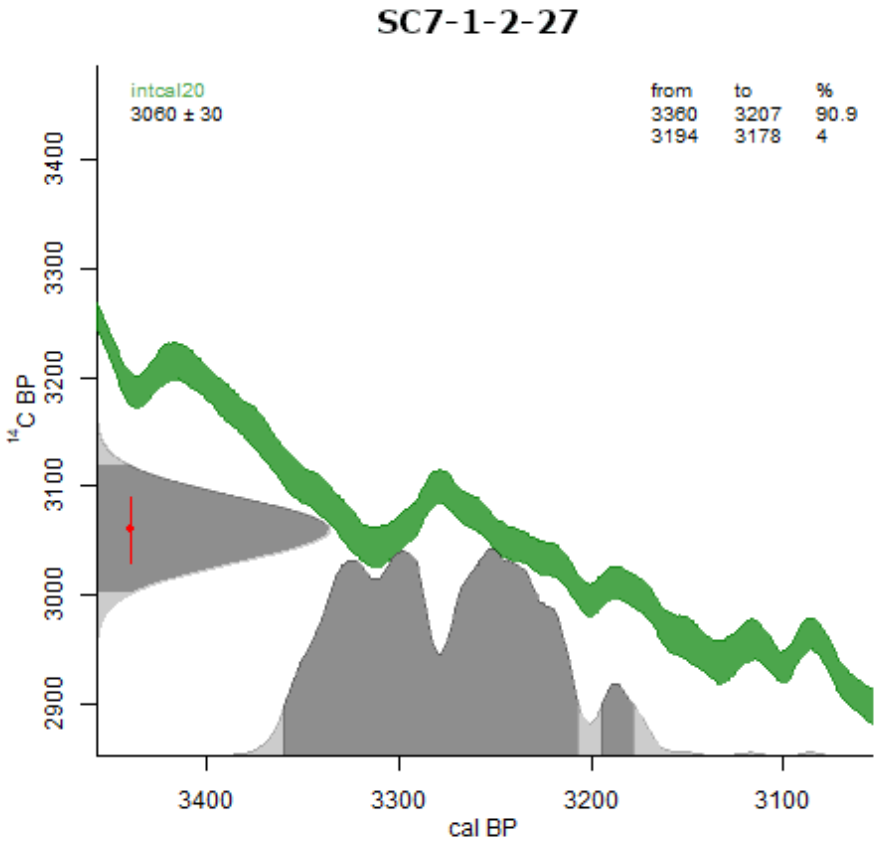
SC7-1-2-12



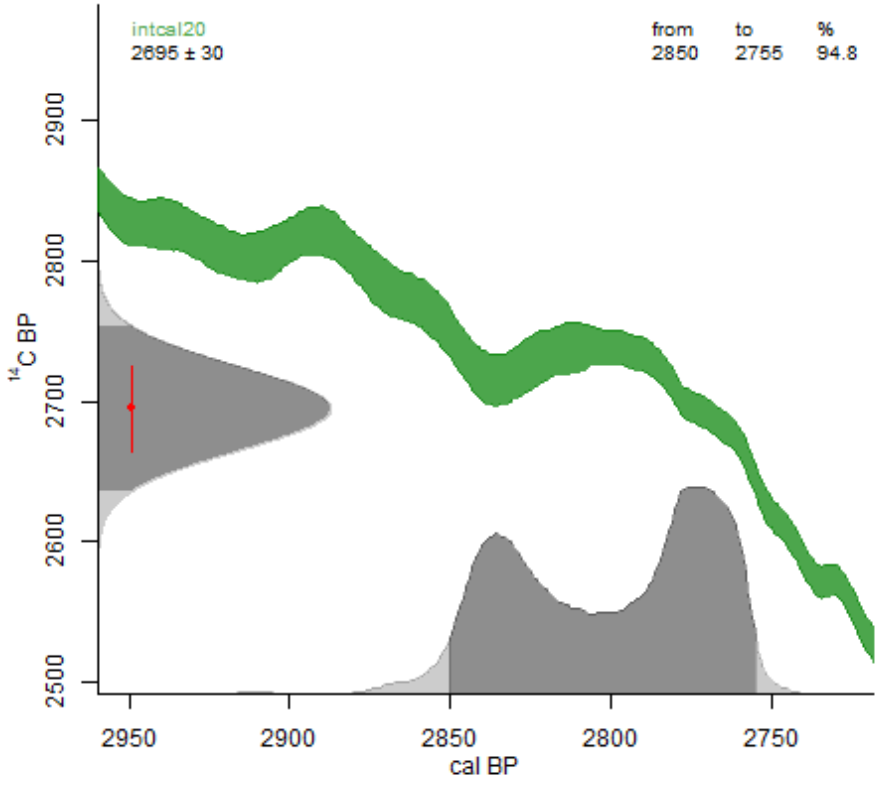
SC7-1-2-17



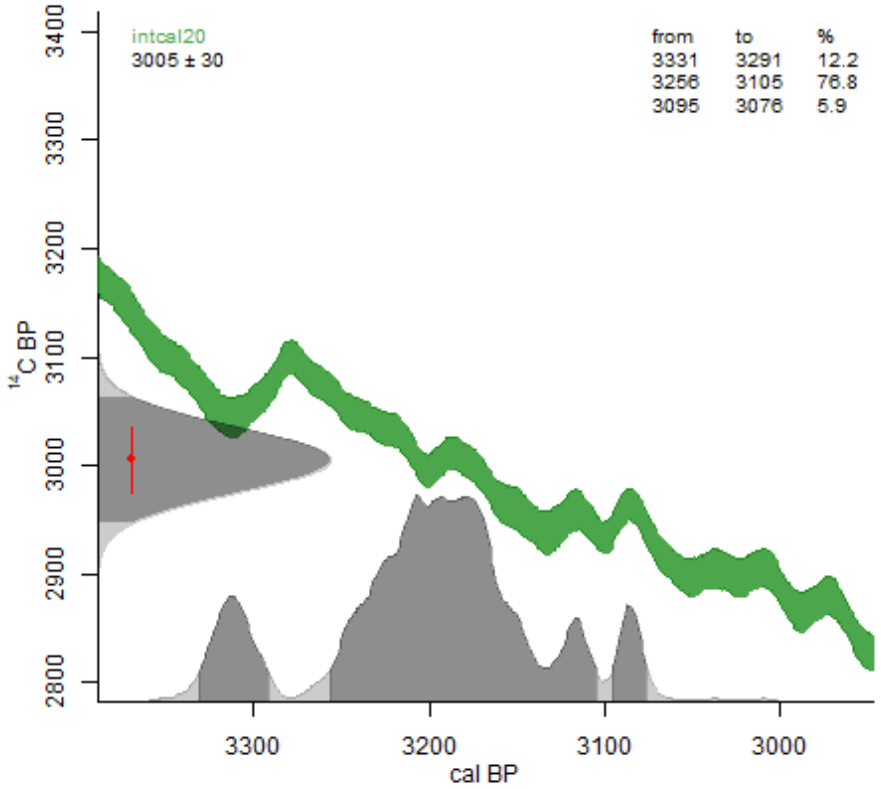

SC7-1-2-22
intcal20
965 ± 30
from to %
926 896 22.7
892 793 72.3
1100
1000
900
800
^{14}C BP
950
900
850
800
750
cal BP

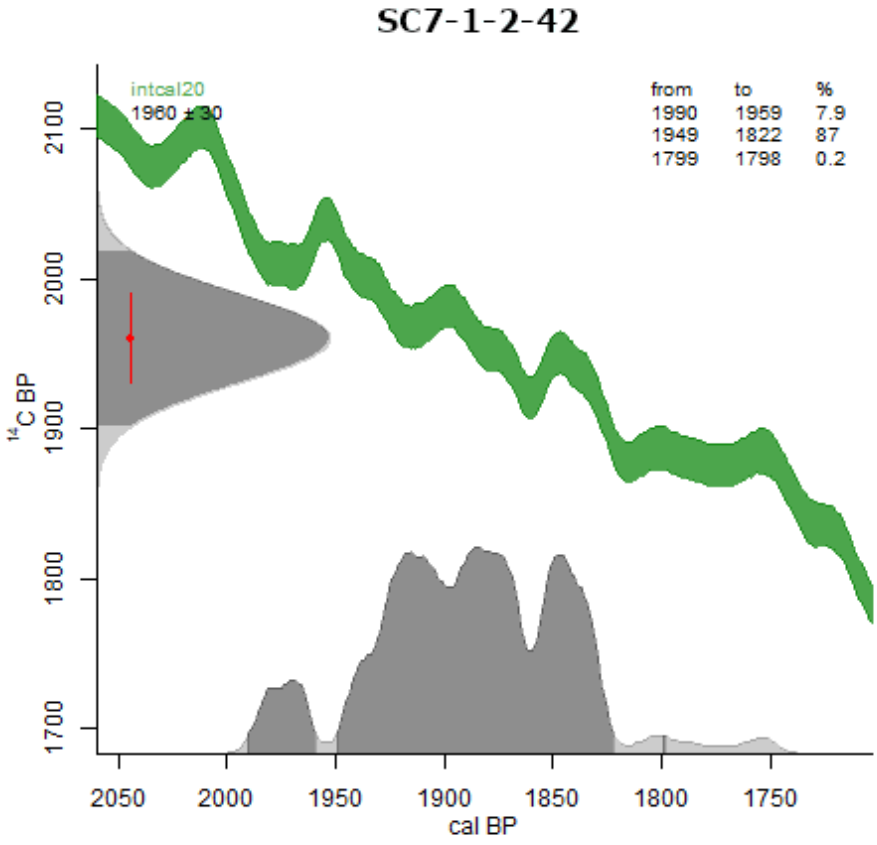

SC7-1-2-27
intcal20
3060 ± 30
from to %
3360 3207 90.9
3194 3178 4
3400
3300
3200
3100
3000
2900
^{14}C BP
3400
3300
3200
3100
cal BP

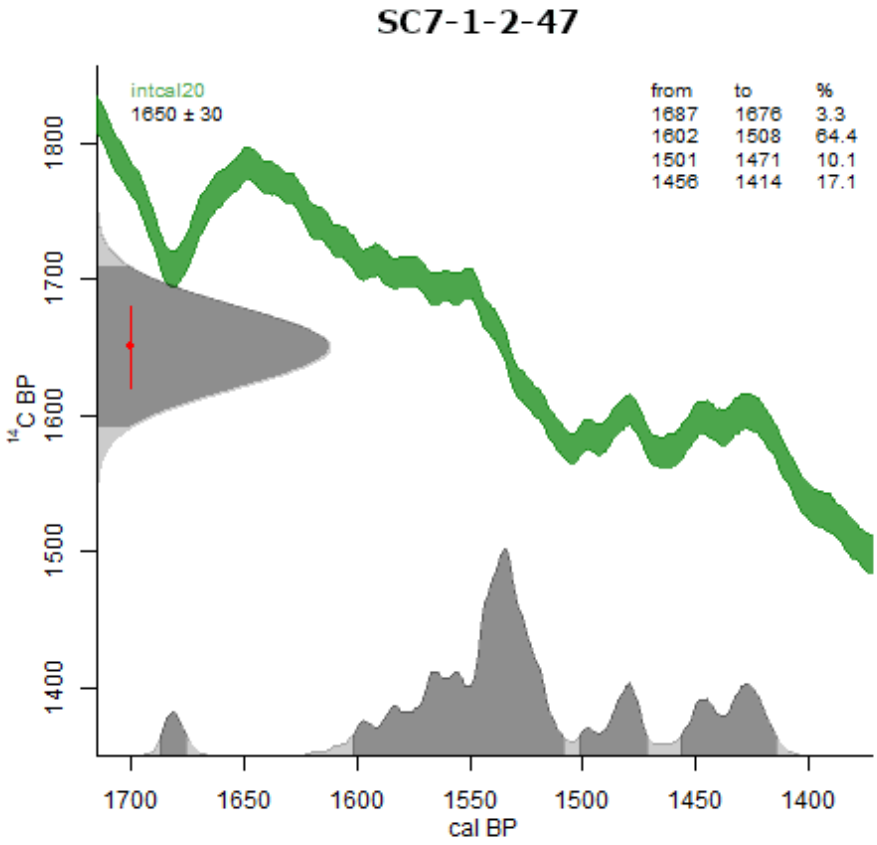
SC7-1-2-32



SC7-1-2-37




SC7-1-2-42
intcal20
1960 ± 30
from to %
1990 1959 7.9
1949 1822 87
1799 1798 0.2
^{14}C BP
2100
2000
1900
1800
1700
2050 2000 1950 1900 1850 1800 1750
cal BP


SC7-1-2-47
intcal20
1650 ± 30
from to %
1687 1676 3.3
1602 1508 64.4
1501 1471 10.1
1456 1414 17.1
^{14}C BP
1800
1700
1600
1500
1400
1700 1650 1600 1550 1500 1450 1400
cal BP

III Interprétation des essais par *slug test*

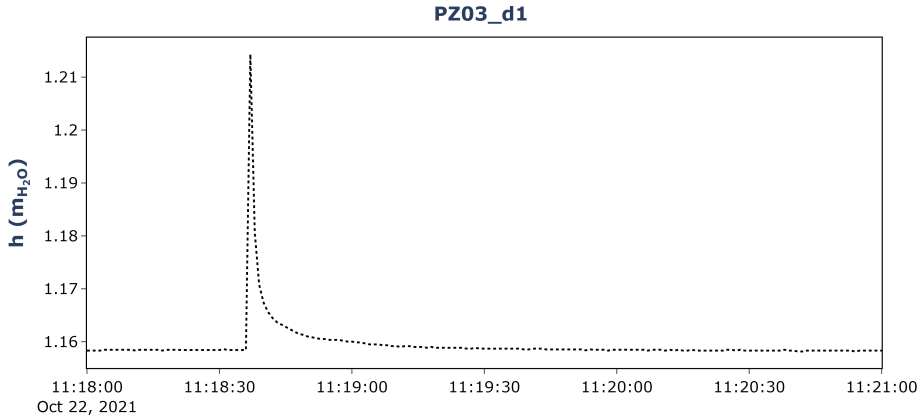
L'ensemble des données, interprétation et résultats des slugs tests sont présentés dans cette annexe. Pour chaque graphique :

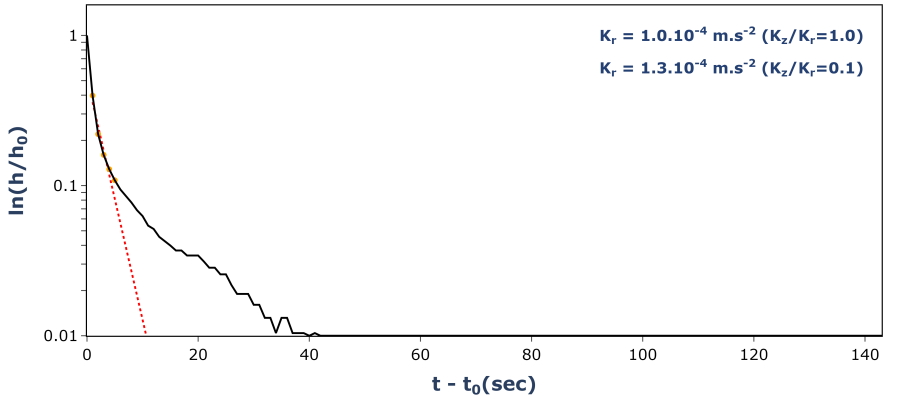
- le premier graphique présente les données brutes du test ;
- le deuxième graphique présente les données interprétées.
  En abscisse est donc représenté le temps avec pour référence t=0 le début du test (immersion/émersion de la masse).
  En ordonnée le logarithme de la hauteur d'eau normalisée (cf. Éq. 1.19 au §1.2.4).
  La droite en pointillée représente la droite de régression linéaire dont le paramètre de pente permet de calculer la conductivité hydraulique.
  Les points sur la droite correspondent aux données sur lesquels le modèle de régression est calculé. L'algorithme d'interprétation cherche de façon itérative le premier ajustement pour lequel le coefficient de détermination de la régression linéaire est supérieur à 0.9998, en prenant tout d'abord les 0,3×n premiers points, puis en réduisant cet intervalle de 1 échantillon en partant de la fin. Si aucun modèle de régression ne remplit cette condition, ce même procédé est répété mais avec un seuil à 0.95. L'intervalle de 0,3×n a été choisi car c'est la pente de début de test qui représente le plus le paramètre de conductivité hydraulique.

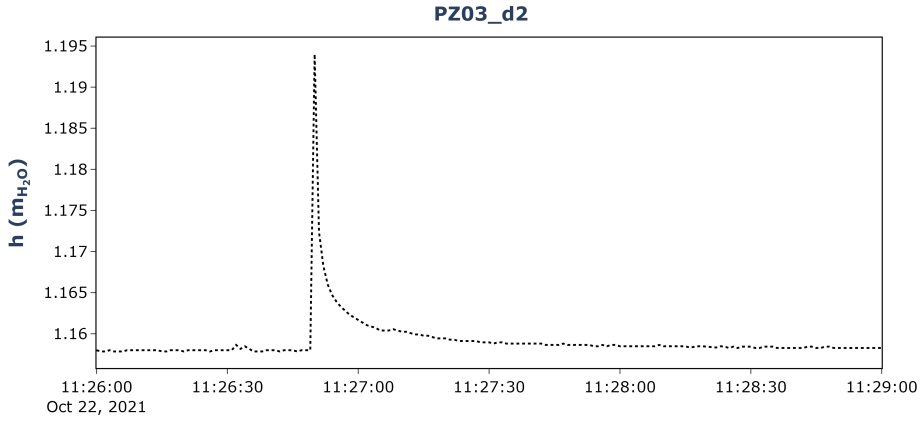
Les valeurs des paramètres utilisés dans le calcul de perméabilité sont présentés dans le Tableau .5.

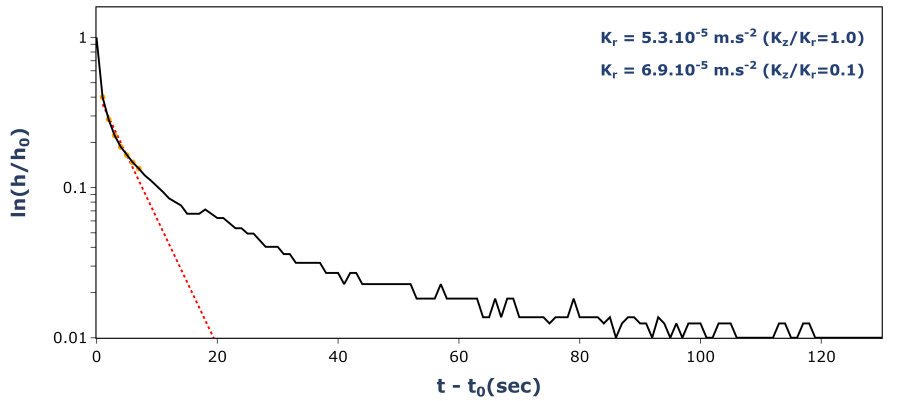
Table .5 – Paramètres utilisés dans le calcul de la conductivité hydraulique suivant le modèle de Bouwer et Rice (toutes les unités sont en mètre).

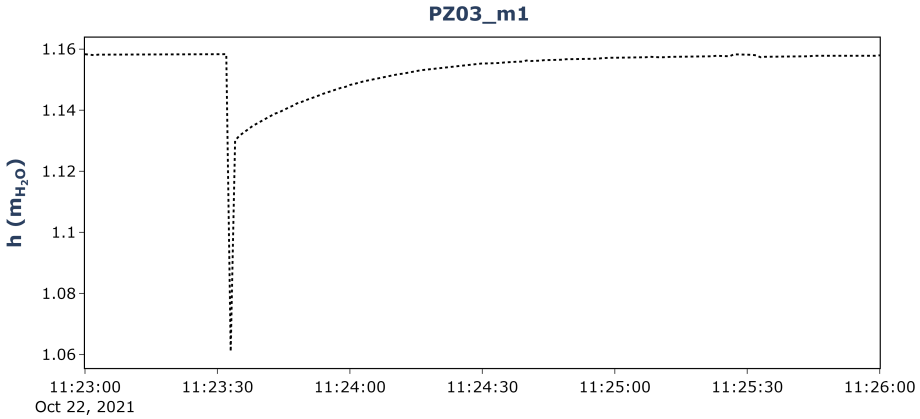
Piézomètre	r_c	r_w	L_w	D_p
PZ03	0,0185	0,0215	1,1	10
PZ05	0,025	0,0315	1,1	5
PZ07	0,025	0,0315	1,3	10
PZ08	0,025	0,0315	1,3	10
PZ09	0,025	0,0315	1,0	10
PZ11	0,025	0,0315	1,0	5
PZ12	0,025	0,0315	1,0	5
PZ13	0,025	0,0315	1,0	0,5

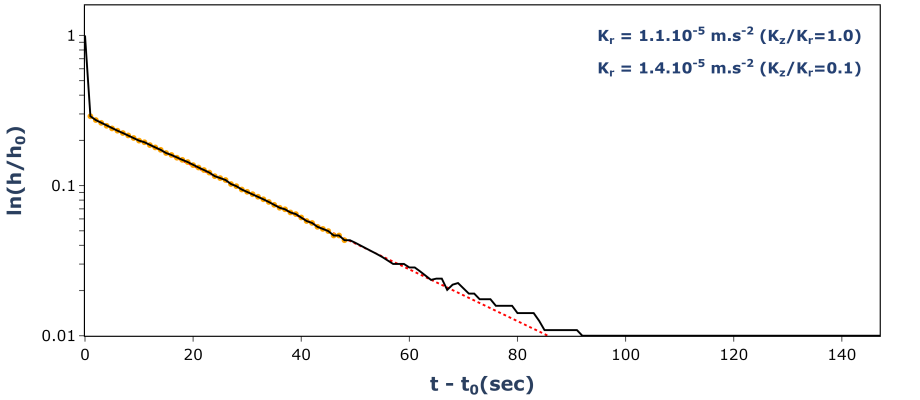

PZ03_d1
h (m_{H_2O})
1.21
1.2
1.19
1.18
1.17
1.16
11:18:00
Oct 22, 2021
11:18:30
11:19:00
11:19:30
11:20:00
11:20:30
11:21:00

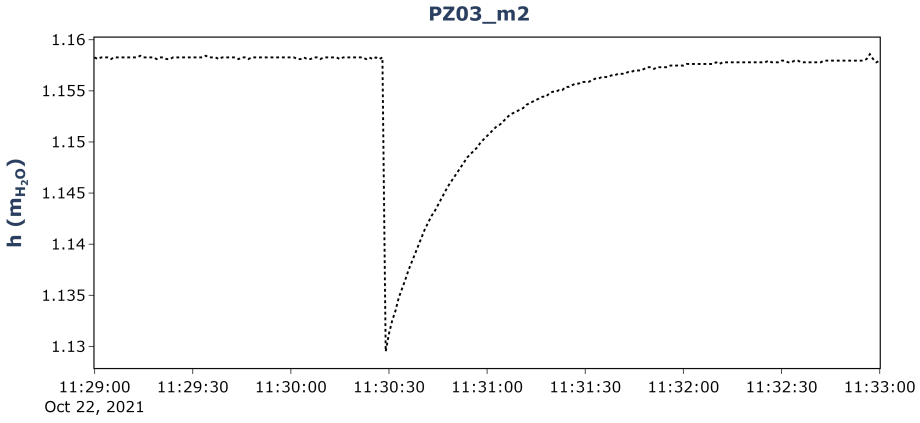

ln(h/h0)
1
0.1
0.01
Kr = 1.0.10-4 m.s-2 (Kz/Kr=1.0)
Kr = 1.3.10-4 m.s-2 (Kz/Kr=0.1)
0
20
40
60
80
100
120
140
t - t0(sec)

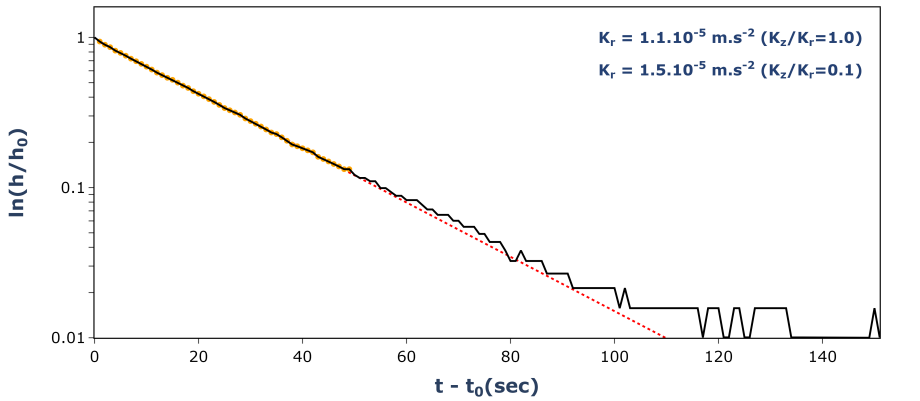

PZ03_d2
h (m_{H_2O})
1.195
1.19
1.185
1.18
1.175
1.17
1.165
1.16
11:26:00
Oct 22, 2021
11:26:30
11:27:00
11:27:30
11:28:00
11:28:30
11:29:00

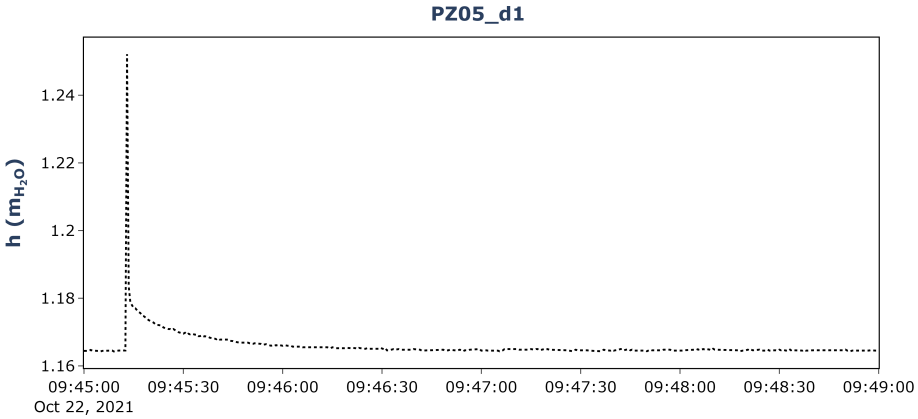

ln(h/h0)
1
0.1
0.01
Kr = 5.3.10-5 m.s-2 (Kz/Kr=1.0)
Kr = 6.9.10-5 m.s-2 (Kz/Kr=0.1)
0
20
40
60
80
100
120
t - t0(sec)

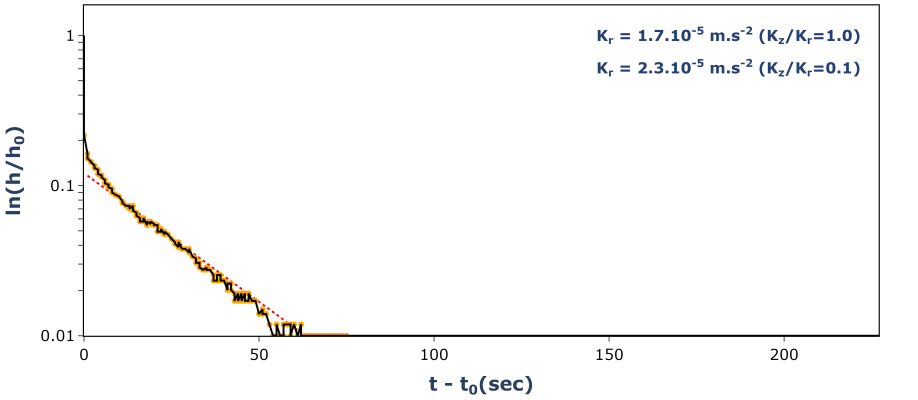

PZ03_m1
h (m_{H_2O})
1.16
1.14
1.12
1.1
1.08
1.06
11:23:00
Oct 22, 2021
11:23:30
11:24:00
11:24:30
11:25:00
11:25:30
11:26:00

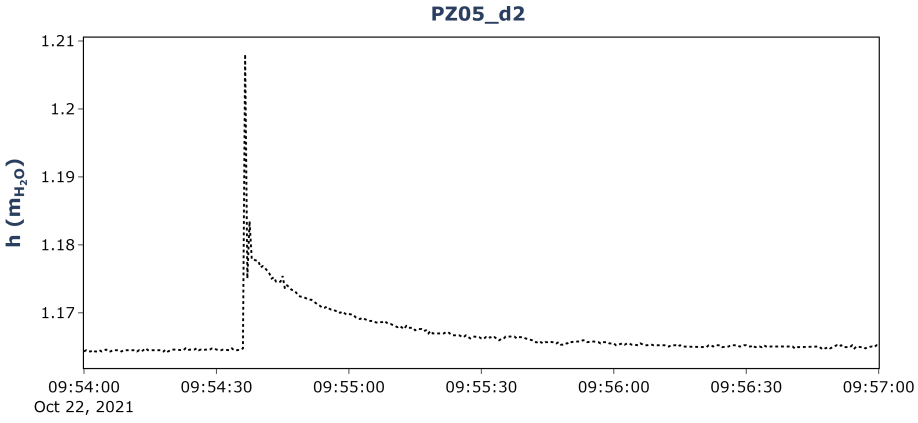

K_r = 1.1.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 1.4.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
20
40
60
80
100
120
140
t - t_0(sec)

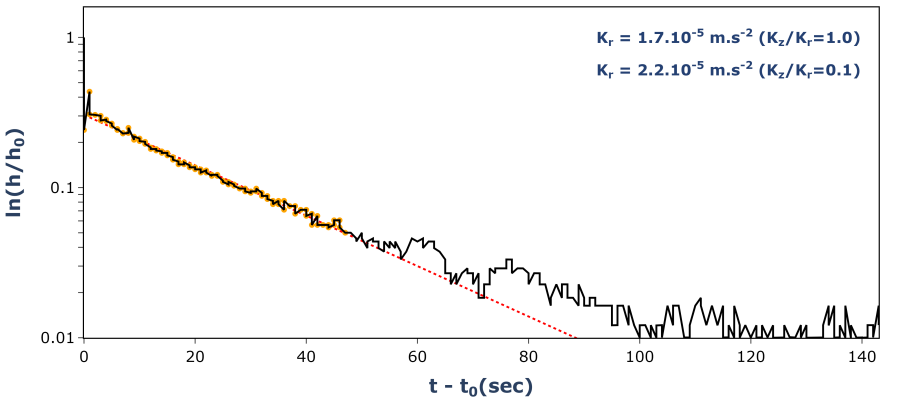

PZ03_m2
h (m_{H_2O})
1.16
1.155
1.15
1.145
1.14
1.135
1.13
11:29:00
Oct 22, 2021
11:29:30
11:30:00
11:30:30
11:31:00
11:31:30
11:32:00
11:32:30
11:33:00

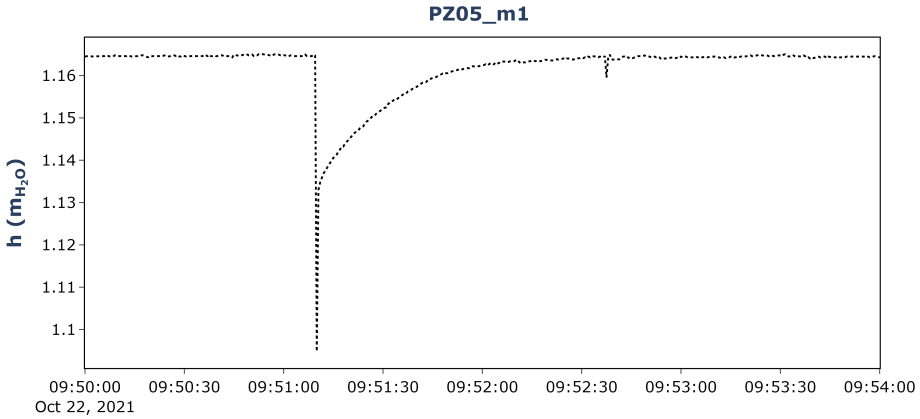

K_r = 1.1.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 1.5.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
20
40
60
80
100
120
140
t - t_0(sec)

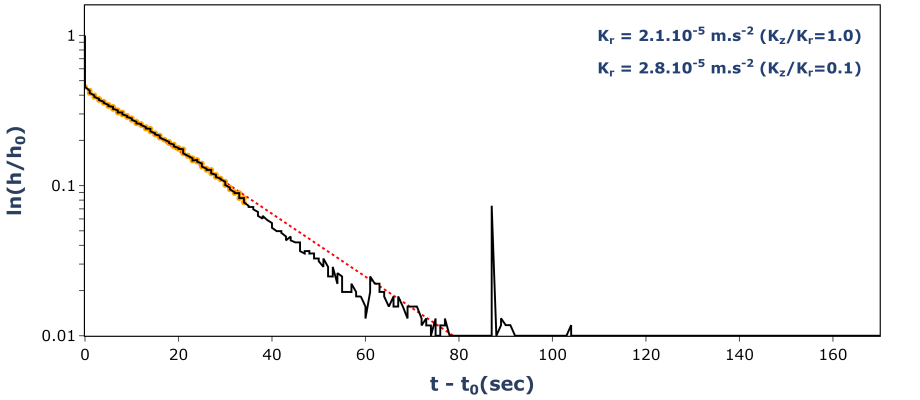

PZ05_d1
h (m_{H_2O})
1.24
1.22
1.2
1.18
1.16
09:45:00
09:45:30
09:46:00
09:46:30
09:47:00
09:47:30
09:48:00
09:48:30
09:49:00
Oct 22, 2021

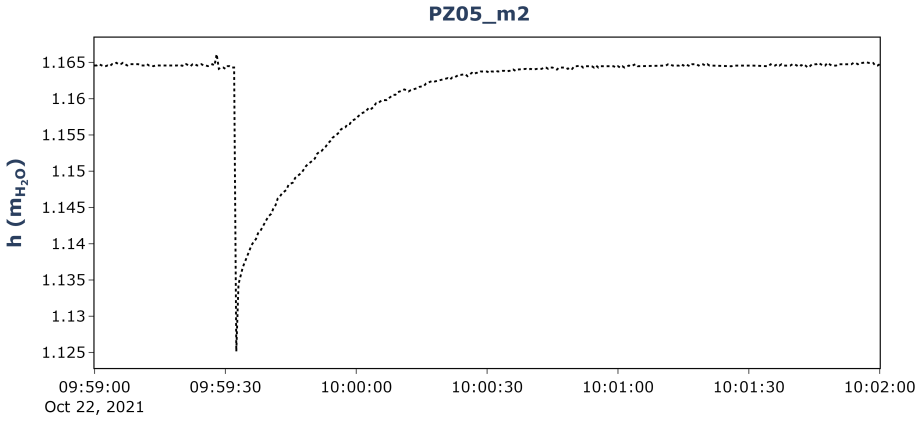

K_r = 1.7.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 2.3.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
50
100
150
200
t - t_0(sec)

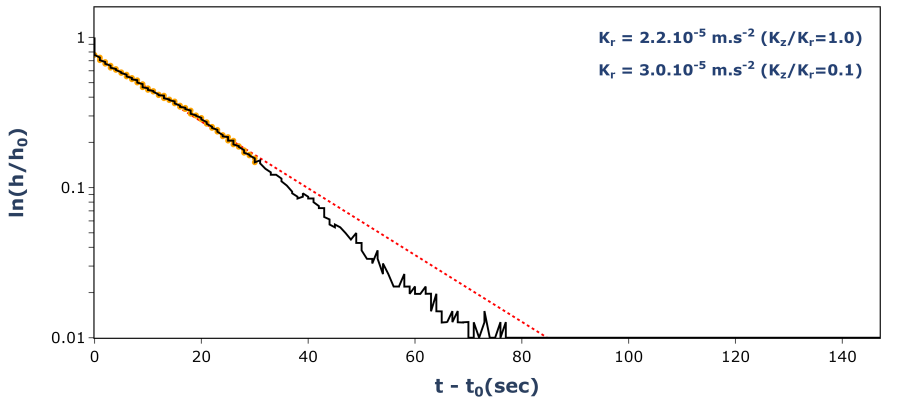

PZ05_d2
h (m_{H_2O})
1.21
1.2
1.19
1.18
1.17
09:54:00
09:54:30
09:55:00
09:55:30
09:56:00
09:56:30
09:57:00
Oct 22, 2021

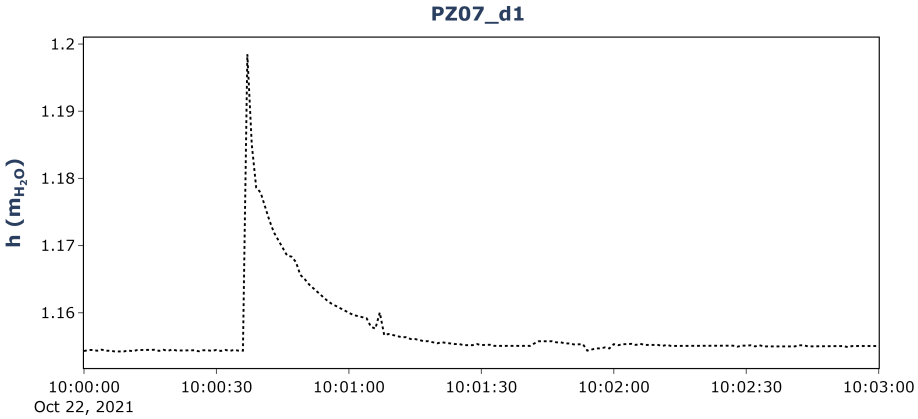

K_r = 1.7.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 2.2.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
20
40
60
80
100
120
140
t - t_0(sec)

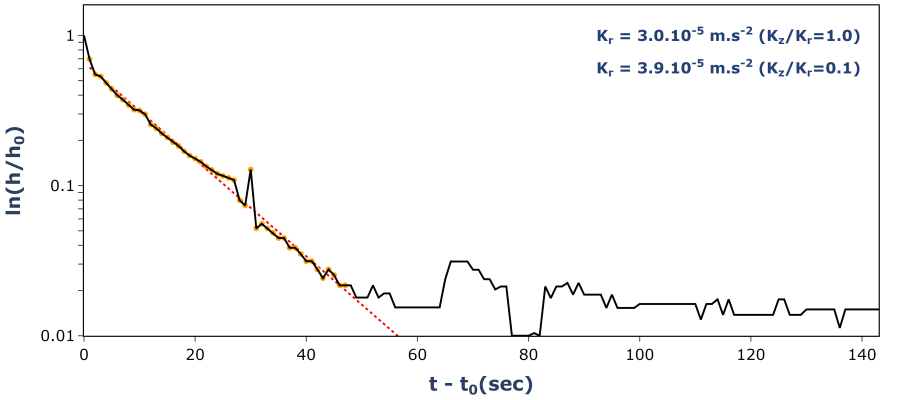

PZ05_m1
h (m_{H_2O})
1.16
1.15
1.14
1.13
1.12
1.11
1.1
09:50:00
09:50:30
09:51:00
09:51:30
09:52:00
09:52:30
09:53:00
09:53:30
09:54:00
Oct 22, 2021

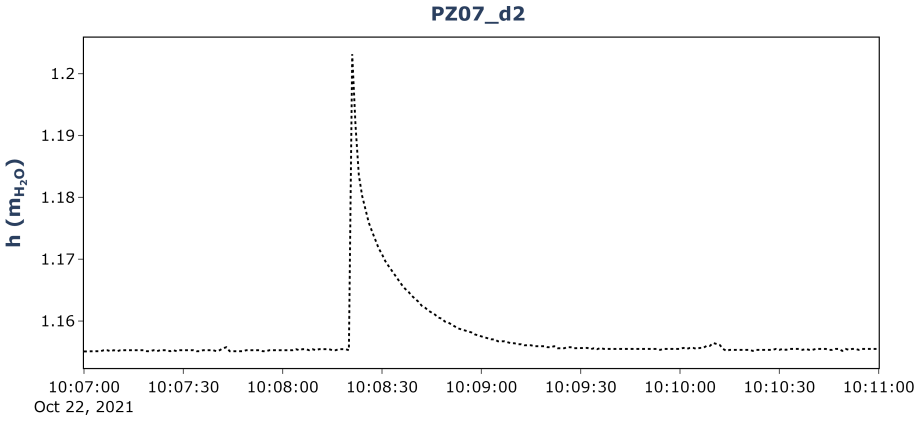

K_r = 2.1.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 2.8.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h$_0$)
1
0.1
0.01
0
20
40
60
80
100
120
140
160
t - t$_0$(sec)

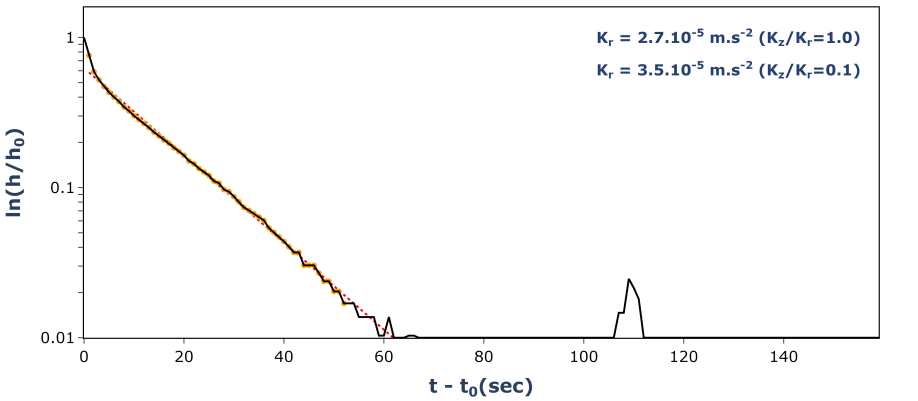

PZ05_m2
h (m_{H_2O})
1.165
1.16
1.155
1.15
1.145
1.14
1.135
1.13
1.125
09:59:00
09:59:30
10:00:00
10:00:30
10:01:00
10:01:30
10:02:00
Oct 22, 2021

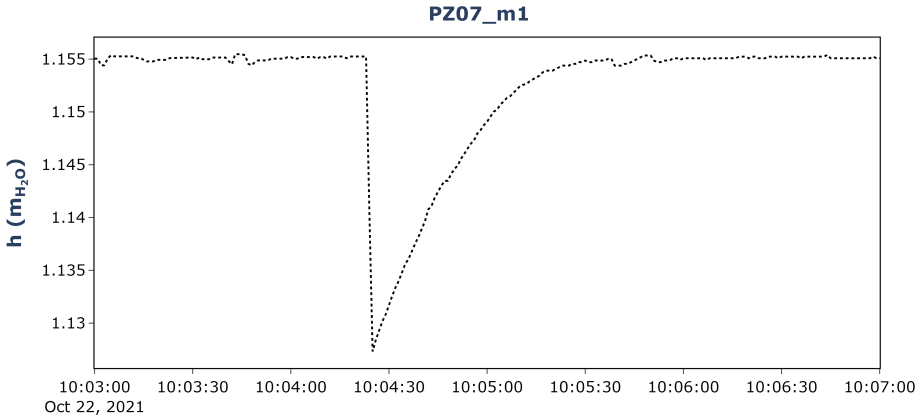

K_r = 2.2.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 3.0.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h$_0$)
1
0.1
0.01
0
20
40
60
80
100
120
140
t - t$_0$(sec)

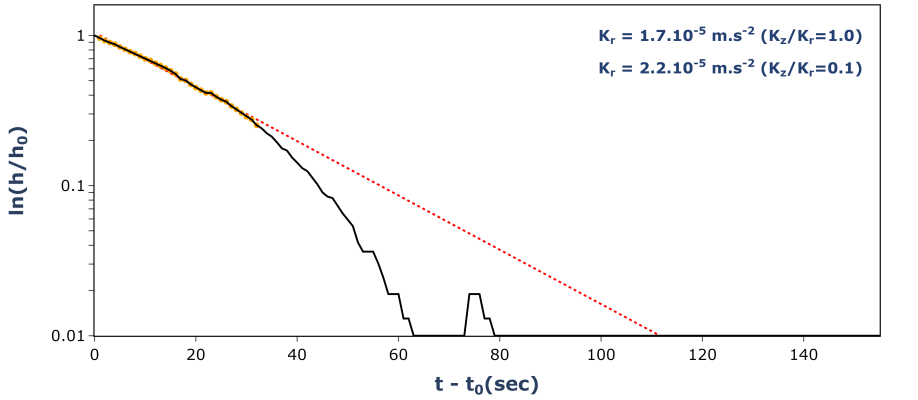

PZ07_d1
h (m_{H_2O})
1.2
1.19
1.18
1.17
1.16
10:00:00
Oct 22, 2021
10:00:30
10:01:00
10:01:30
10:02:00
10:02:30
10:03:00

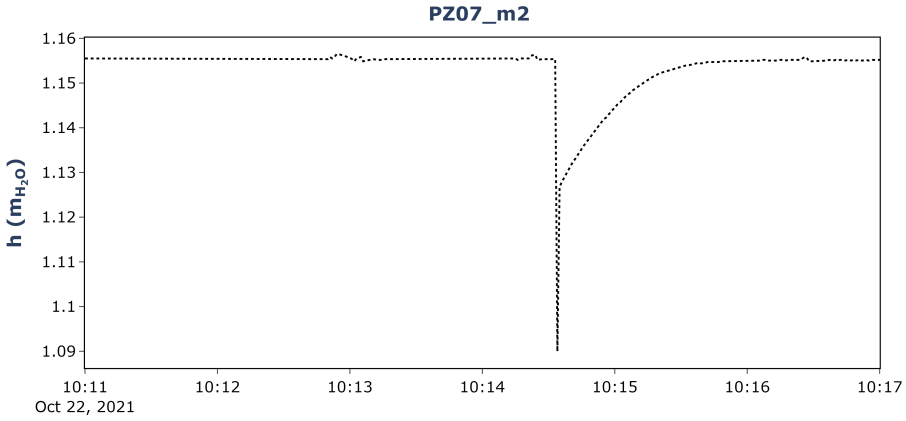

ln(h/h0)
1
0.1
0.01
K_r = 3.0.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 3.9.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
0
20
40
60
80
100
120
140
t - t_0(sec)

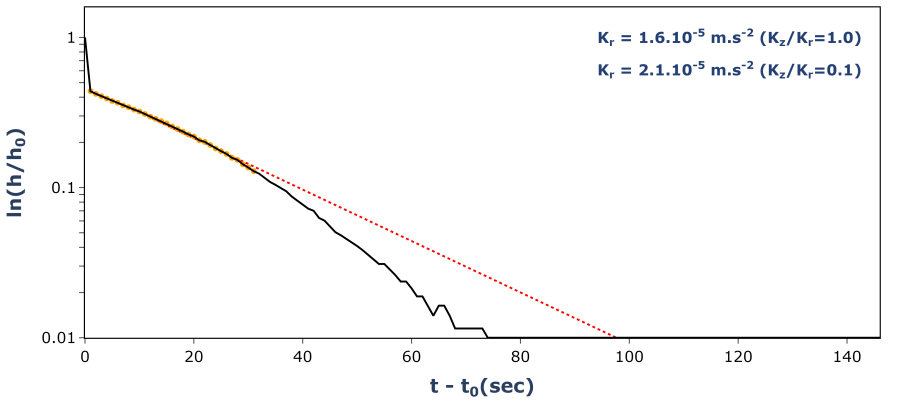

PZ07_d2
h (m_{H_2O})
1.2
1.19
1.18
1.17
1.16
10:07:00
Oct 22, 2021
10:07:30
10:08:00
10:08:30
10:09:00
10:09:30
10:10:00
10:10:30
10:11:00

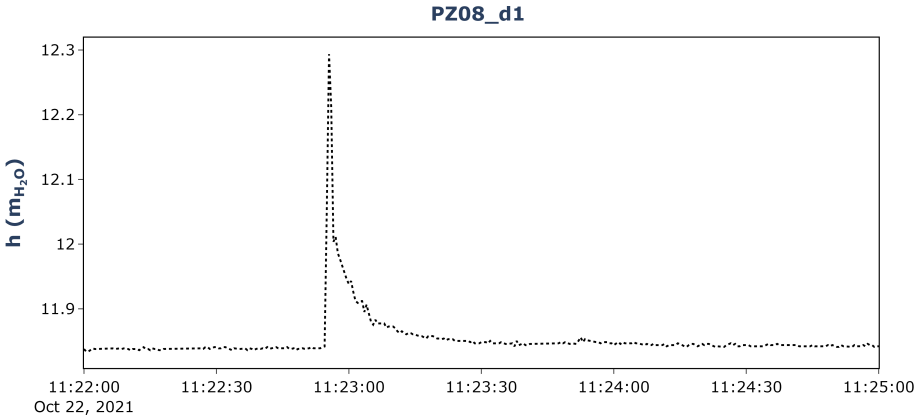

ln(h/h0)
1
0.1
0.01
K_r = 2.7.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 3.5.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
0
20
40
60
80
100
120
140
t - t_0(sec)

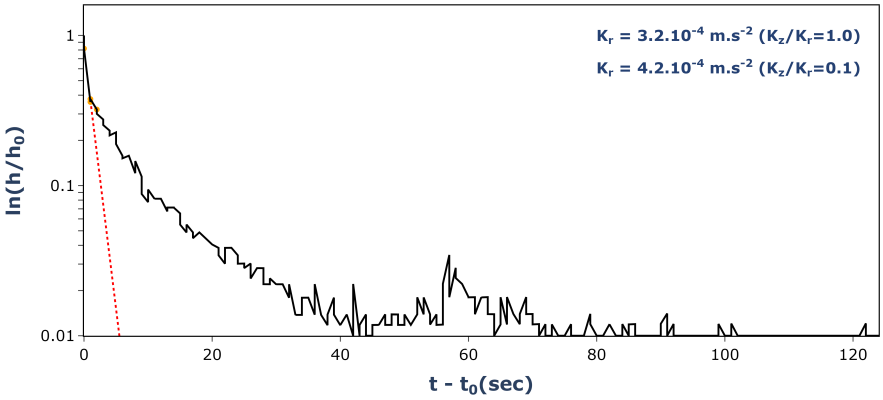

PZ07_m1
h (m_{H_2O})
1.155
1.15
1.145
1.14
1.135
1.13
10:03:00
10:03:30
10:04:00
10:04:30
10:05:00
10:05:30
10:06:00
10:06:30
10:07:00
Oct 22, 2021

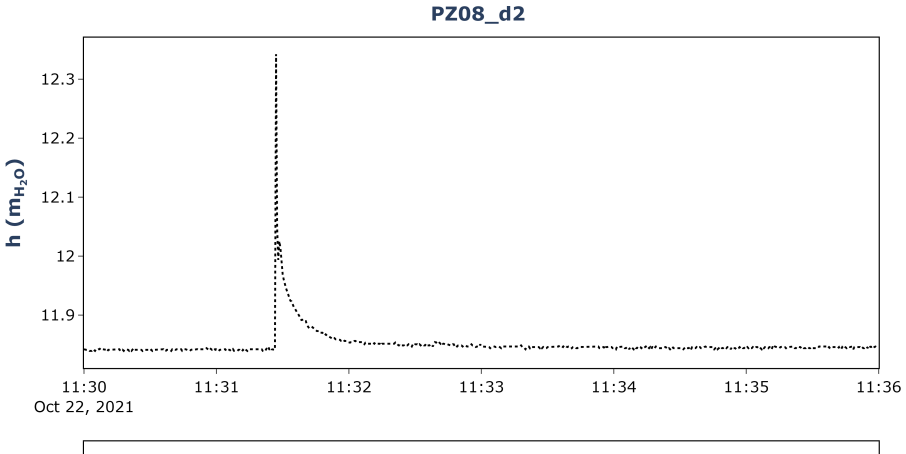

K_r = 1.7.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 2.2.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
20
40
60
80
100
120
140
t - t_0(sec)

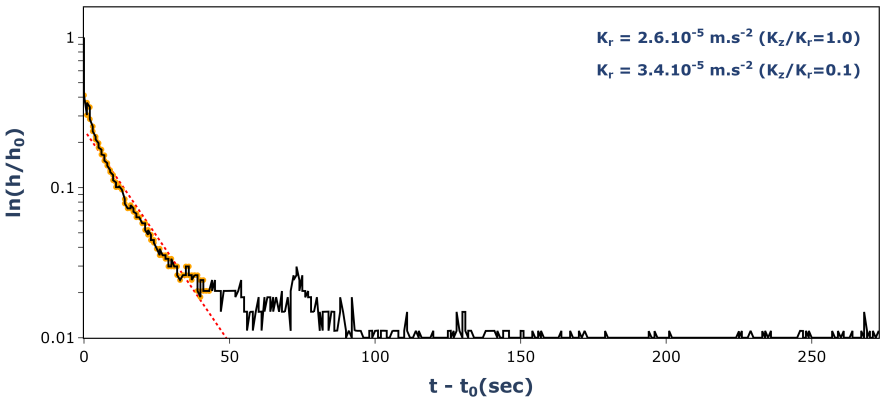

PZ07_m2
h (m_{H_2O})
1.16
1.15
1.14
1.13
1.12
1.11
1.1
1.09
10:11
10:12
10:13
10:14
10:15
10:16
10:17
Oct 22, 2021

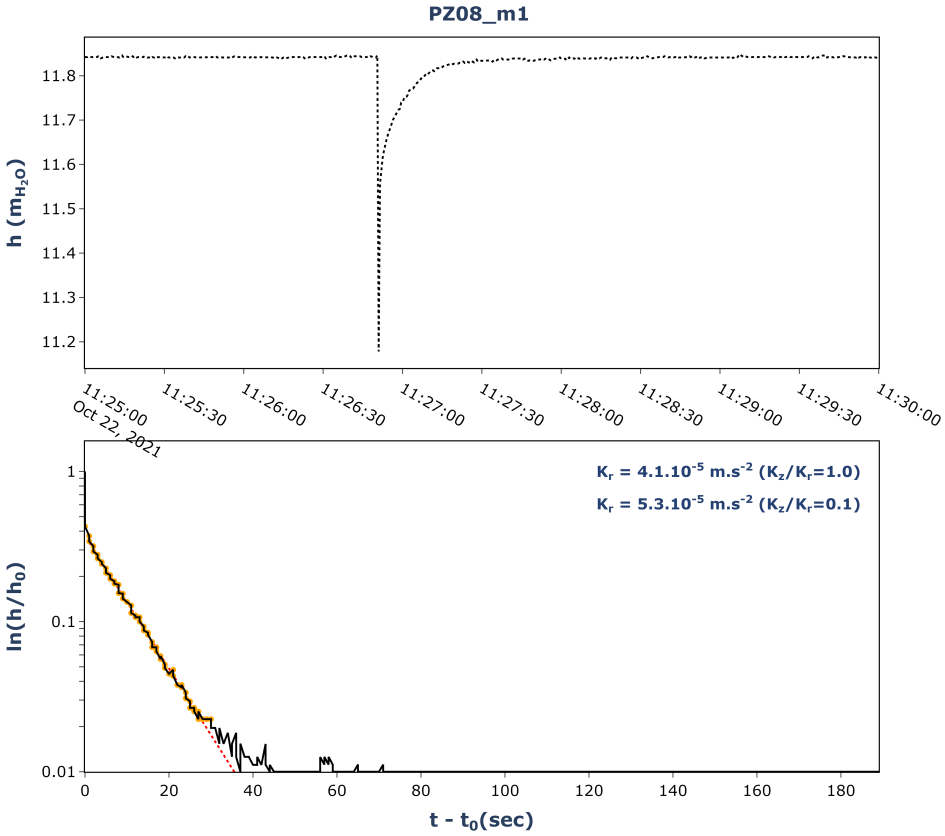

K_r = 1.6.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 2.1.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
20
40
60
80
100
120
140
t - t_0(sec)

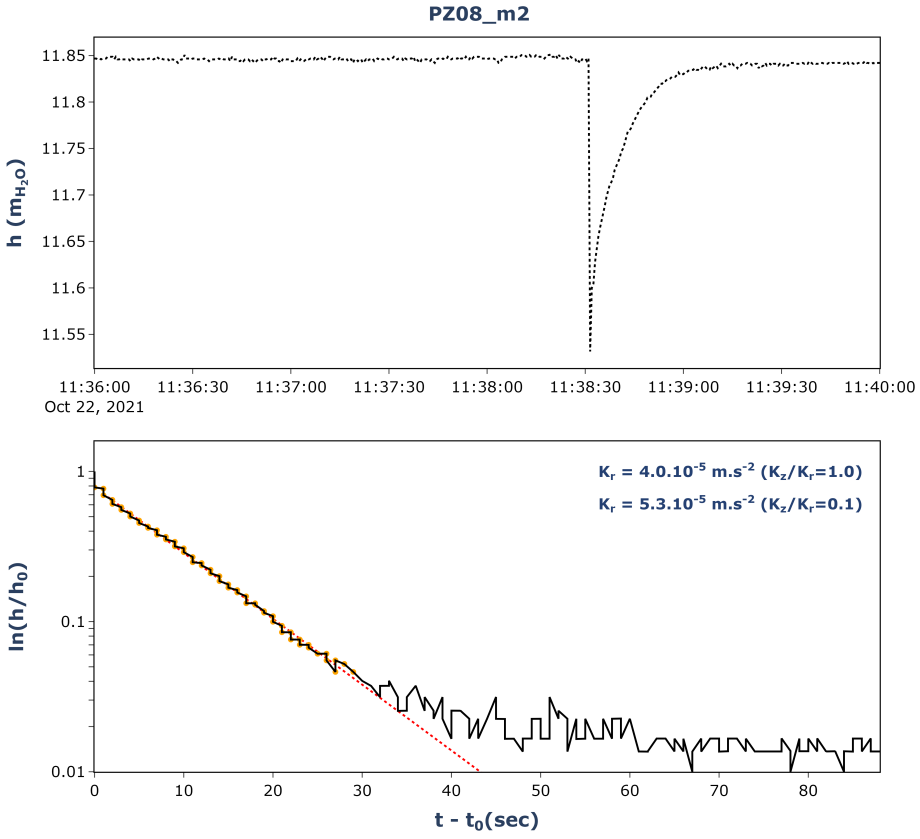

PZ08_d1
h (m_{H_2O})
12.3
12.2
12.1
12
11.9
11:22:00
Oct 22, 2021
11:22:30
11:23:00
11:23:30
11:24:00
11:24:30
11:25:00

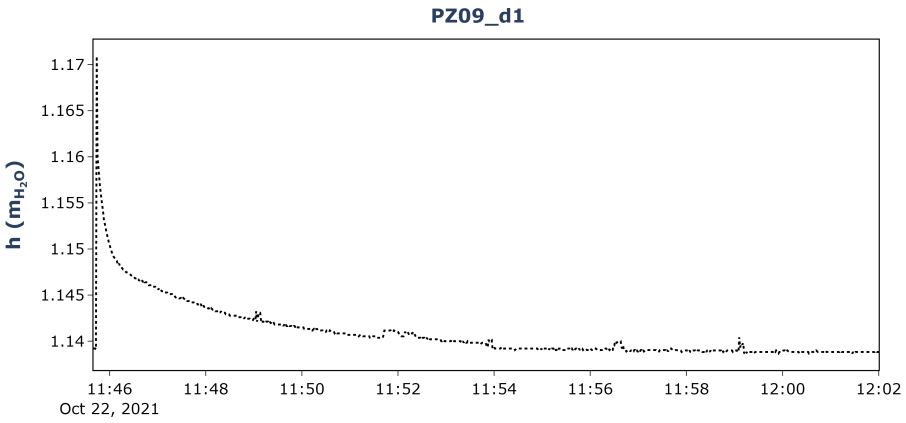

K_r = 3.2.10^{-4} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 4.2.10^{-4} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
20
40
60
80
100
120
t - t_0(sec)

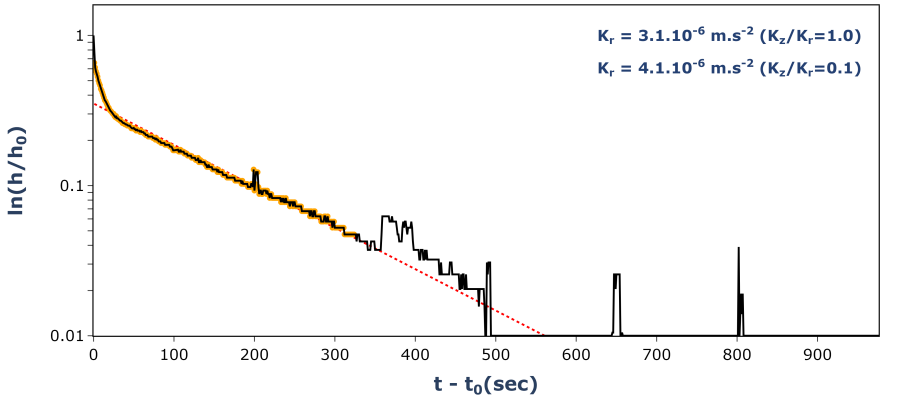

PZ08_d2
h (m_{H_2O})
12.3
12.2
12.1
12
11.9
11:30
Oct 22, 2021
11:31
11:32
11:33
11:34
11:35
11:36

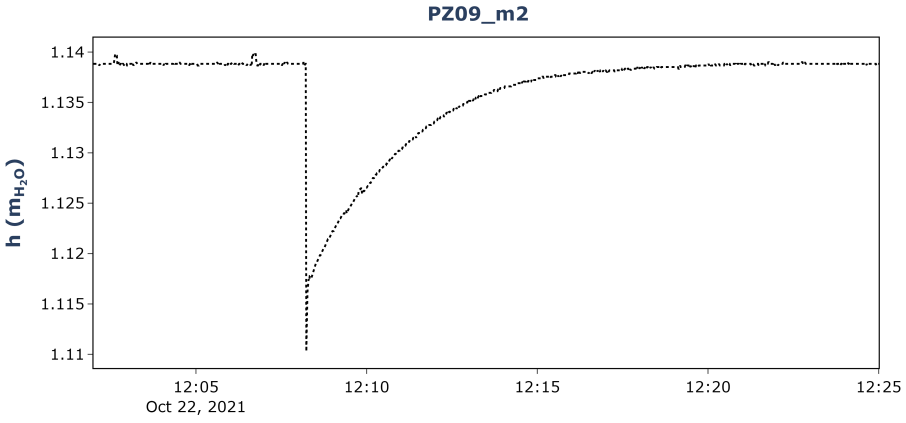

K_r = 2.6.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 3.4.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
50
100
150
200
250
t - t_0(sec)

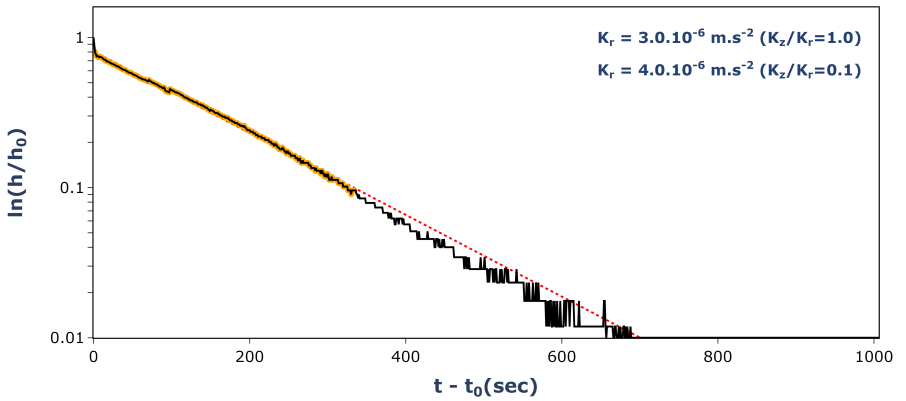

PZ08_m1
h (m_{H_2O})
11.8
11.7
11.6
11.5
11.4
11.3
11.2
11:25:00
Oct 22, 2021
11:25:30
11:26:00
11:26:30
11:27:00
11:27:30
11:28:00
11:28:30
11:29:00
11:29:30
11:30:00
ln(h/h0)
1
0.1
0.01
Kr = 4.1.10-5 m.s-2 (Kz/Kr=1.0)
Kr = 5.3.10-5 m.s-2 (Kz/Kr=0.1)
0
20
40
60
80
100
120
140
160
180
t - t0(sec)

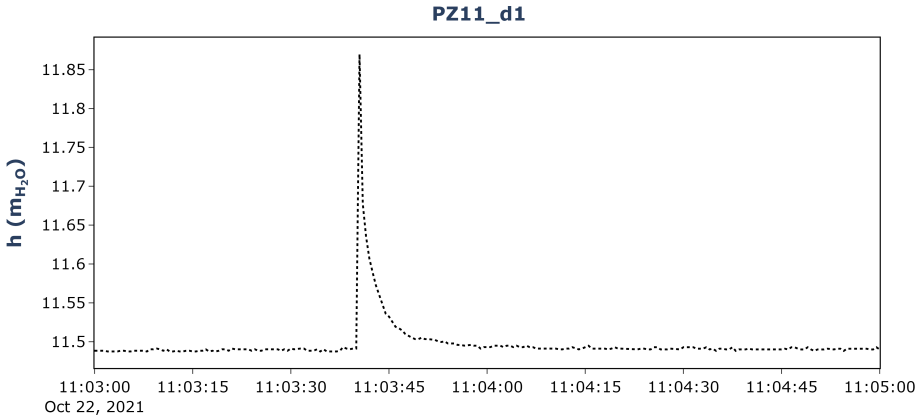

PZ08_m2
h (m_{H_2O})
11.85
11.8
11.75
11.7
11.65
11.6
11.55
11:36:00
Oct 22, 2021
11:36:30
11:37:00
11:37:30
11:38:00
11:38:30
11:39:00
11:39:30
11:40:00
ln(h/h0)
1
0.1
0.01
Kr = 4.0.10-5 m.s-2 (Kz/Kr=1.0)
Kr = 5.3.10-5 m.s-2 (Kz/Kr=0.1)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
t - t0(sec)

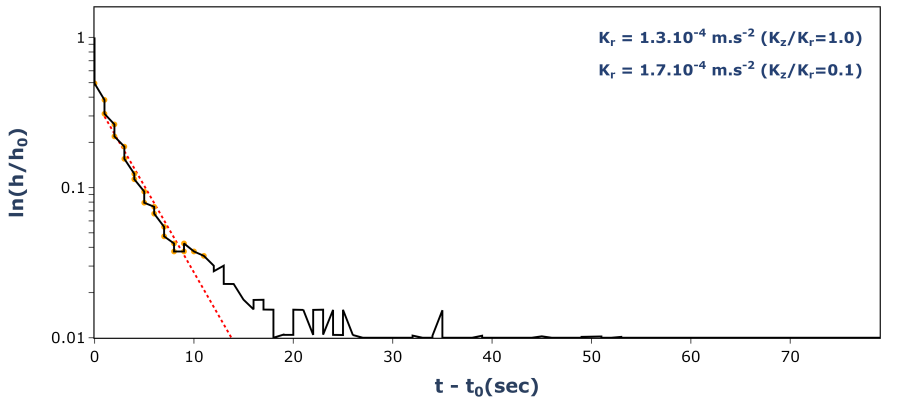

PZ09_d1
h (m_{H_2O})
1.17
1.165
1.16
1.155
1.15
1.145
1.14
11:46
11:48
11:50
11:52
11:54
11:56
11:58
12:00
12:02
Oct 22, 2021

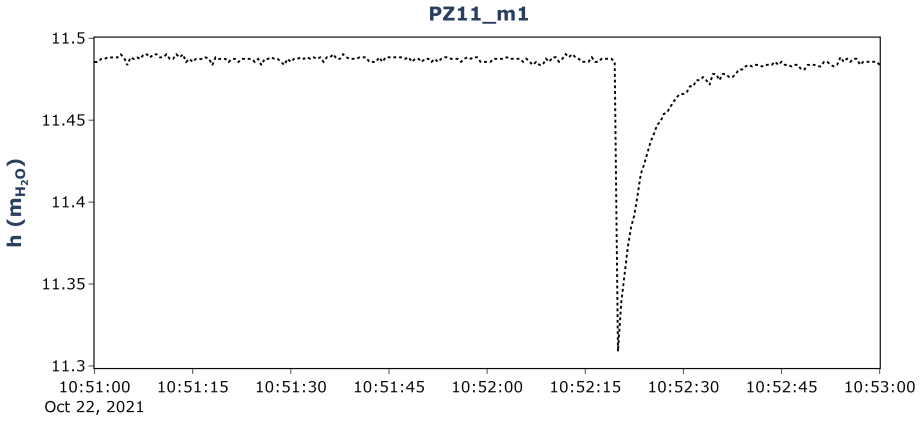

K_r = 3.1.10^{-6} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 4.1.10^{-6} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
t - t_0(sec)

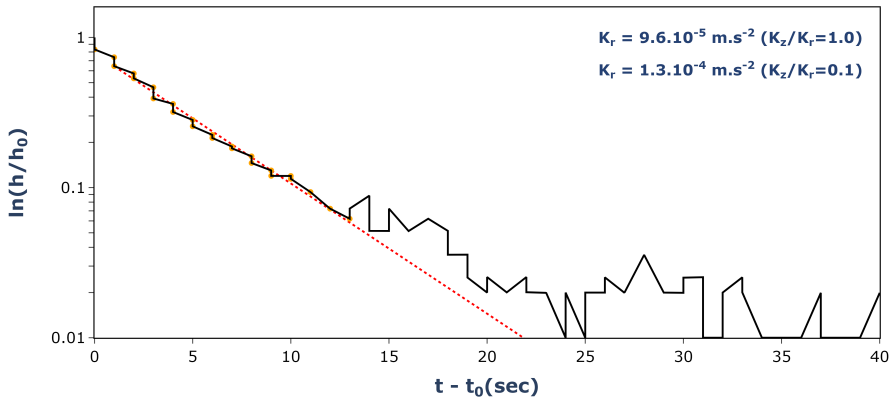

PZ09_m2
h (m_{H_2O})
1.14
1.135
1.13
1.125
1.12
1.115
1.11
12:05
12:10
12:15
12:20
12:25
Oct 22, 2021

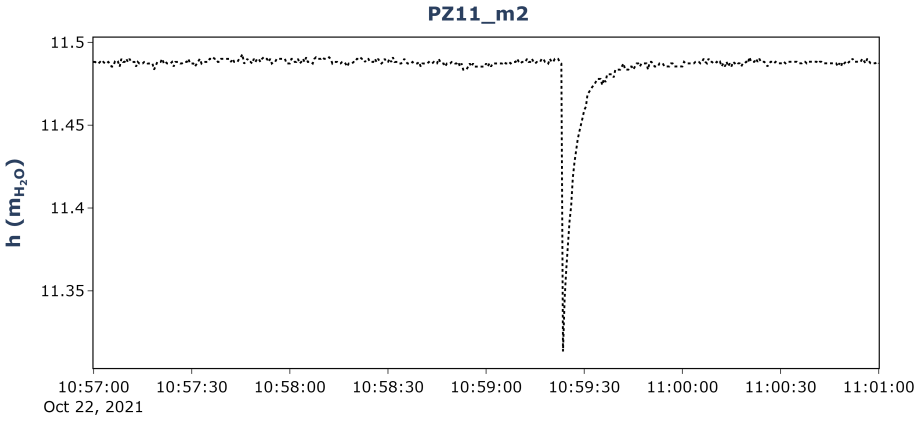

K_r = 3.0.10^{-6} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 4.0.10^{-6} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
200
400
600
800
1000
t - t_0(sec)

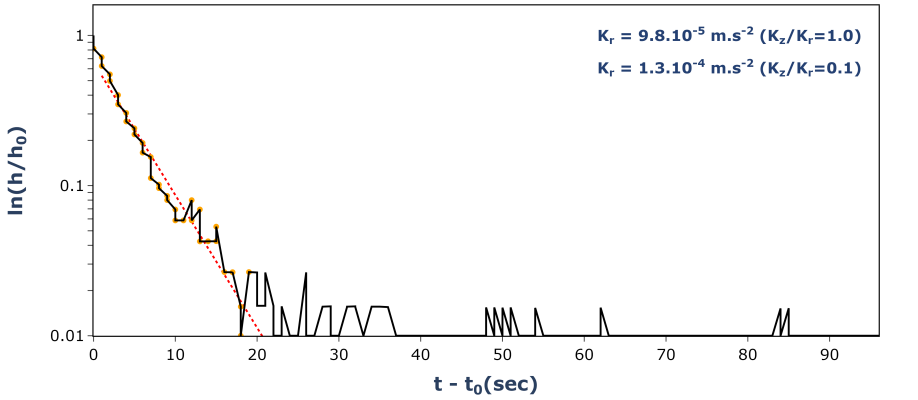

PZ11_d1
h (m_{H_2O})
11.85
11.8
11.75
11.7
11.65
11.6
11.55
11.5
11:03:00
11:03:15
11:03:30
11:03:45
11:04:00
11:04:15
11:04:30
11:04:45
11:05:00
Oct 22, 2021

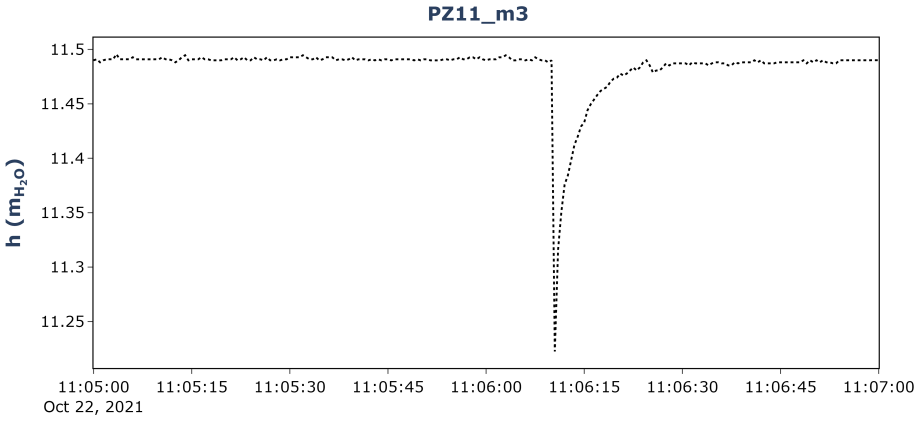

K_r = 1.3.10^{-4} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 1.7.10^{-4} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
10
20
30
40
50
60
70
t - t_0(sec)

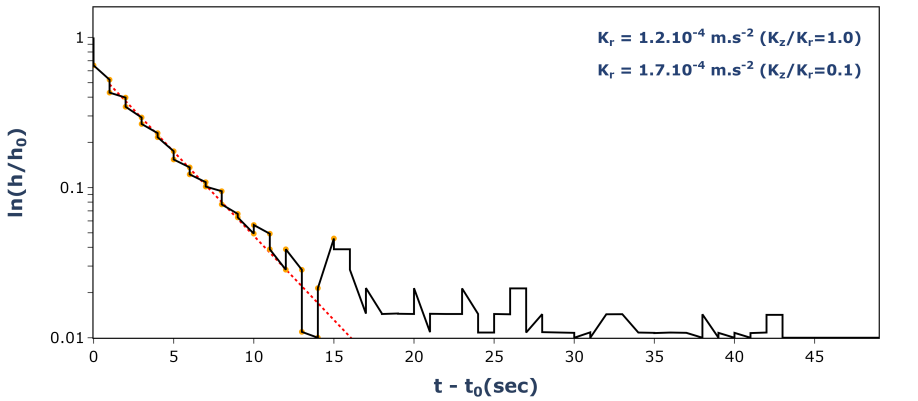

PZ11_m1
h (m_{H_2O})
11.5
11.45
11.4
11.35
11.3
10:51:00
10:51:15
10:51:30
10:51:45
10:52:00
10:52:15
10:52:30
10:52:45
10:53:00
Oct 22, 2021

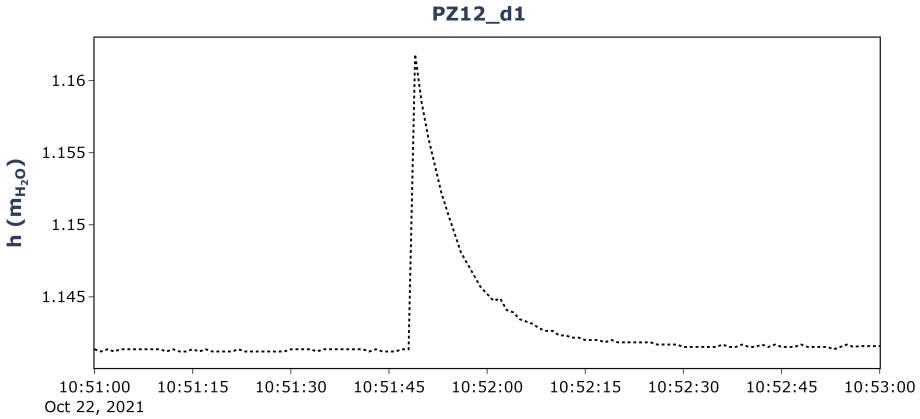

K_r = 9.6.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 1.3.10^{-4} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
5
10
15
20
25
30
35
40
t - t_0(sec)

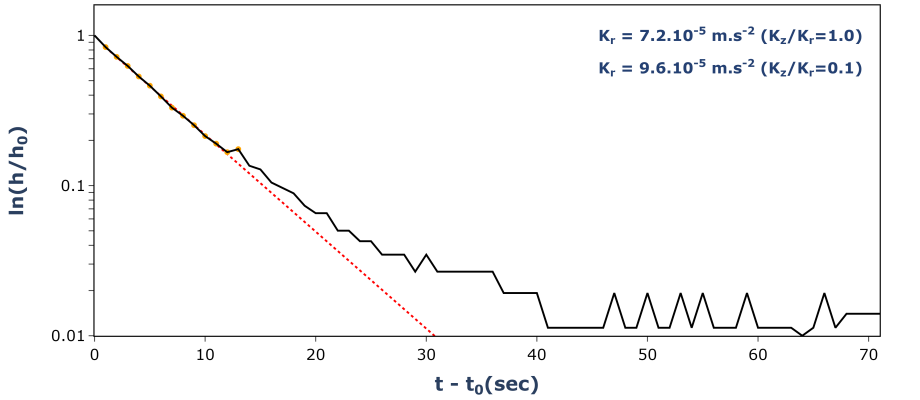

PZ11_m2
h (m_{H_2O})
11.5
11.45
11.4
11.35
10:57:00
10:57:30
10:58:00
10:58:30
10:59:00
10:59:30
11:00:00
11:00:30
11:01:00
Oct 22, 2021

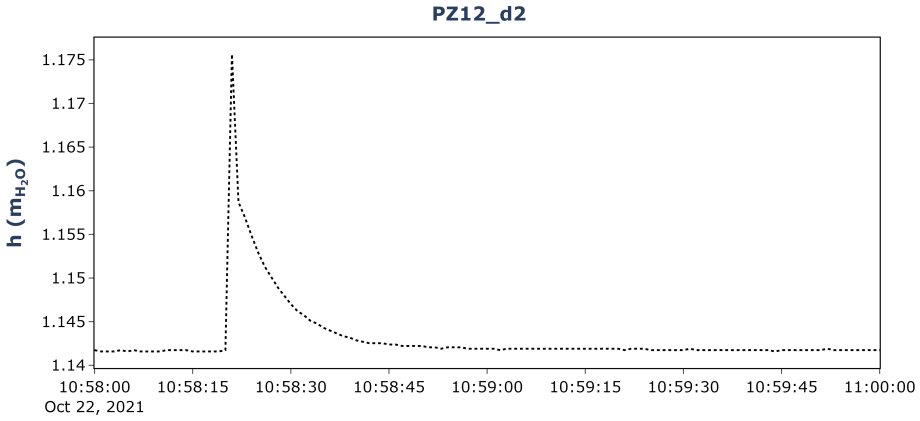

K_r = 9.8.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 1.3.10^{-4} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
t - t_0(sec)

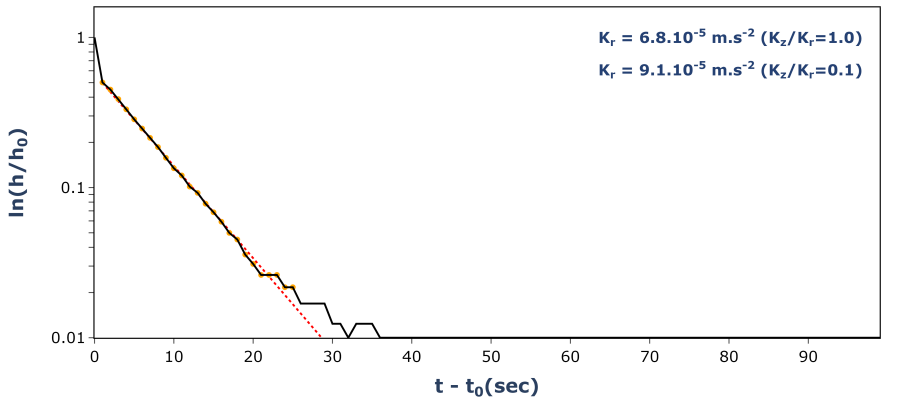

PZ11_m3
h (m_{H_2O})
11.5
11.45
11.4
11.35
11.3
11.25
11:05:00
11:05:15
11:05:30
11:05:45
11:06:00
11:06:15
11:06:30
11:06:45
11:07:00
Oct 22, 2021

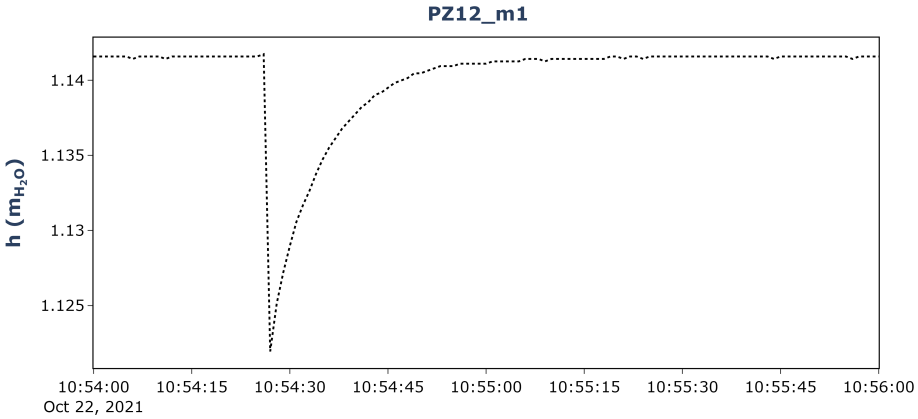

K_r = 1.2.10^{-4} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 1.7.10^{-4} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
t - t_0(sec)

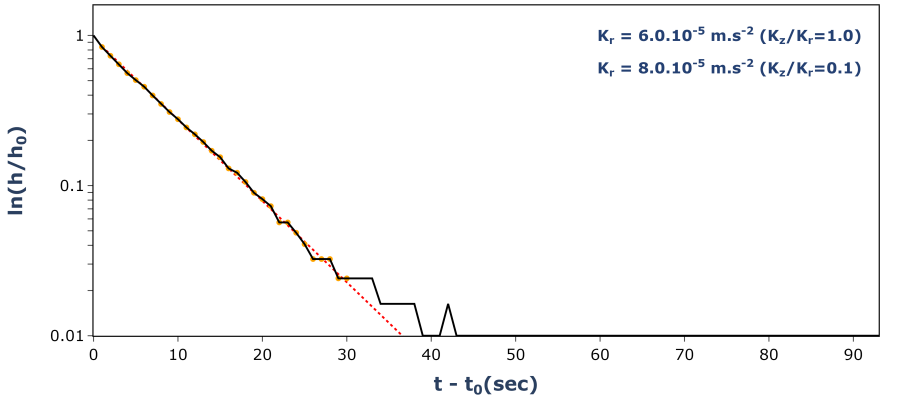

PZ12_d1
h (m_{H_2O})
1.16
1.155
1.15
1.145
10:51:00
10:51:15
10:51:30
10:51:45
10:52:00
10:52:15
10:52:30
10:52:45
10:53:00
Oct 22, 2021

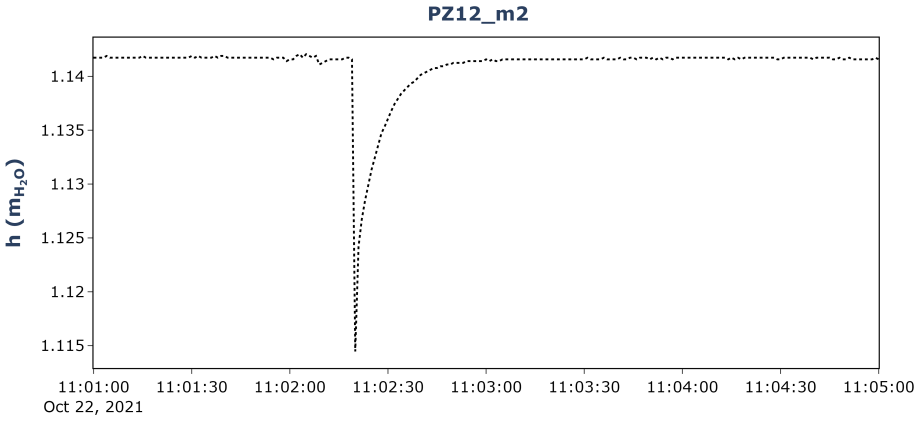

ln(h/h0)
1
0.1
0.01
0
10
20
30
40
50
60
70
t - t0(sec)
Kr = 7.2.10-5 m.s-2 (Kz/Kr=1.0)
Kr = 9.6.10-5 m.s-2 (Kz/Kr=0.1)

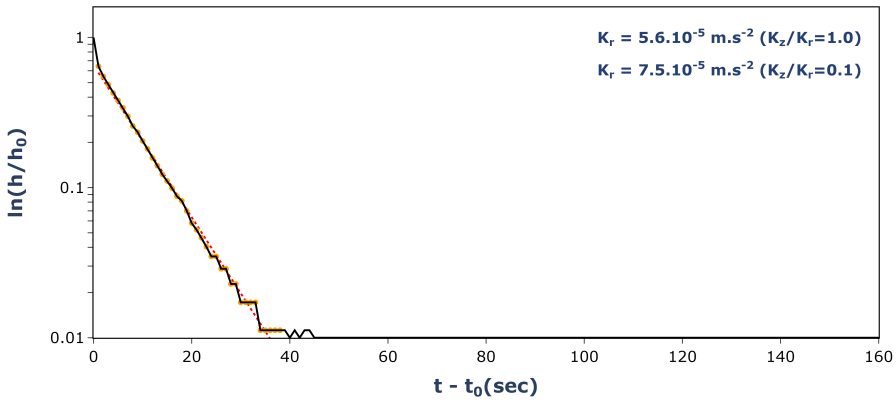

PZ12_d2
h (m_{H_2O})
1.175
1.17
1.165
1.16
1.155
1.15
1.145
1.14
10:58:00
10:58:15
10:58:30
10:58:45
10:59:00
10:59:15
10:59:30
10:59:45
11:00:00
Oct 22, 2021

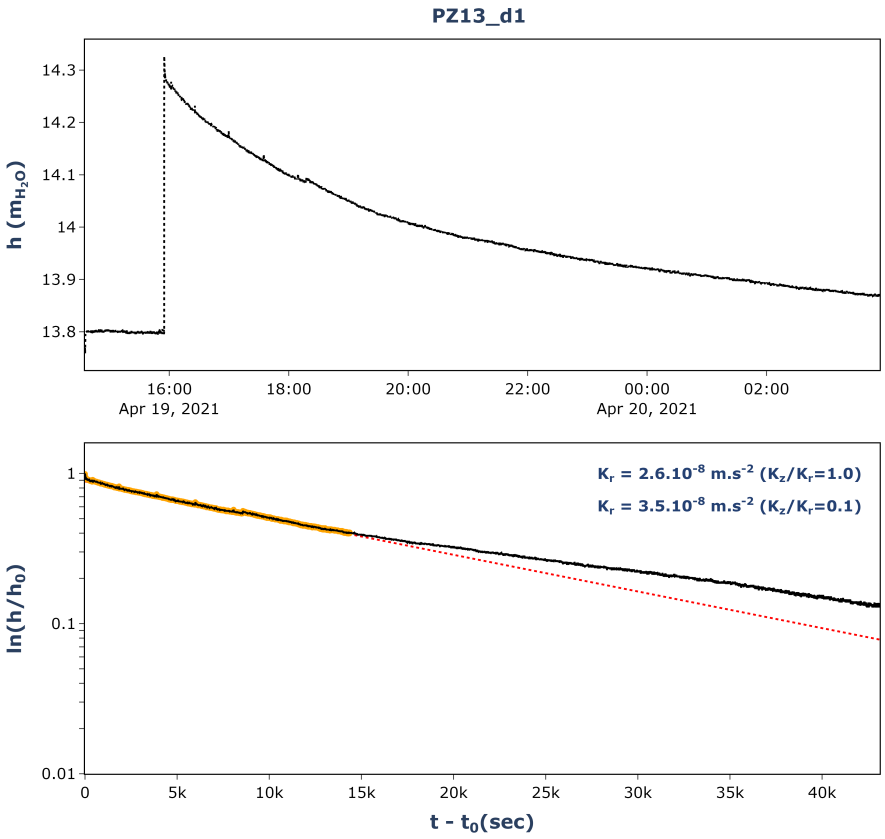

ln(h/h0)
1
0.1
0.01
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
t - t0(sec)
Kr = 6.8.10-5 m.s-2 (Kz/Kr=1.0)
Kr = 9.1.10-5 m.s-2 (Kz/Kr=0.1)


PZ12_m1
h (m_{H_2O})
1.14
1.135
1.13
1.125
10:54:00
10:54:15
10:54:30
10:54:45
10:55:00
10:55:15
10:55:30
10:55:45
10:56:00
Oct 22, 2021


K_r = 6.0.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 8.0.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
t - t_0(sec)


PZ12_m2
h (m_{H_2O})
1.14
1.135
1.13
1.125
1.12
1.115
11:01:00
11:01:30
11:02:00
11:02:30
11:03:00
11:03:30
11:04:00
11:04:30
11:05:00
Oct 22, 2021


K_r = 5.6.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 7.5.10^{-5} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
ln(h/h_0)
1
0.1
0.01
0
20
40
60
80
100
120
140
160
t - t_0(sec)


PZ13_d1
h (m_{H_2O})
14.3
14.2
14.1
14
13.9
13.8
16:00
Apr 19, 2021
18:00
20:00
22:00
00:00
Apr 20, 2021
02:00
ln(h/h0)
1
0.1
0.01
K_r = 2.6.10^{-8} m.s^{-2} (K_z/K_r=1.0)
K_r = 3.5.10^{-8} m.s^{-2} (K_z/K_r=0.1)
0
5k
10k
15k
20k
25k
30k
35k
40k
t - t_0(sec)

IV Calculs de bilans hydriques

Cette méthode se base sur la formule du bilan hydrique telle qu'exprimée dans l'Éq. 10.

$$\Delta S = P + Q_{ext} - ET \tag{10}$$

avec :

ΔS : variation de stock (mm)

P : Pluie (mm) ;

Q_{ext} : Apports de nappe/rivière (mm) ;

ET : Evapotranspiration (mm).

La variation de stock correspond à la différence du volume d'eau contenu dans le réservoir entre deux instants t_1 et t_2.
L'objectif est de comparer la variations de stock avec les bilan hydrique atmosphérique $P-ETP$ lors du rabattement estivale, puis pendant la période de remontée. Les calculs sont donc réalisés une première fois entre le début de la baisse des niveaux d'eau et le maximum de rabattement, puis entre le maximum de rabattement et la fin de remontée de la nappe, et ce pour chaque année calendaire.
La surface piézométrique à chacun de ces instants a été interpolée à partir des données piézométriques ainsi que les niveaux de rivières recalculés aux mêmes instants (65 points sur les 65 m linéaire de rivière adjacents au marais) en utilisant un algorithme d'interpolation de type triangulation linéaire (bibliothèque python scipy - fonction RBFInterpolator). Un des résultats de ce calcul est présenté en Figure .34.
La première carte montre l'interpolation piézométrique au début de la baisse des niveaux d'eau (hautes eaux), la seconde l'interpolation au maximum de rabattement (basse eaux) et la troisième est la soustraction des deux interpolation. Le résultat correspond ainsi à l'interpolation de l'épaisseur maximale de la zone non-saturée (ZNS).
En faisant la somme des pixels, le volume maximal ZNS est ainsi obtenu.
Ce volume n'est pas exactement le volume d'eau correspondant mais le volume total de la ZNS. Afin de déterminer un volume d'eau, il faut multiplier cette valeur par la porosité (Éq. 11). Le résultat obtenu est le volume d'eau total contenu dans la ZNS. Or, cette dernière n'est jamais totalement désaturée et il reste toujours une fraction d'eau liée à la matrice solide : c'est la saturation résiduelle. Ne pas la prendre en compte surestimerait le stock contenu dans la ZNS réellement disponible aux processus évapotranspiratoires. la variation de stock peut ainsi être calculée à partir de l'Éq. 12. Le paramètre de saturation résiduelle n'est en revanche pas connu dans le marais, c'est pourquoi plusieurs valeurs ont été prise afin de donner une fourchette de résultats possibles.

$$V_{eau} = V_{ZNS} \times \Phi \tag{11}$$

$$\Delta S = V_{eau} \times (1 - S_r) \tag{12}$$

Il est alors possible de comparer le bilan hydrique climatique $P - ETP$ avec la variation de stock sur chacune des périodes considérées et estimer le besoin d'apports secondaires par la

rivière ou par la nappe.

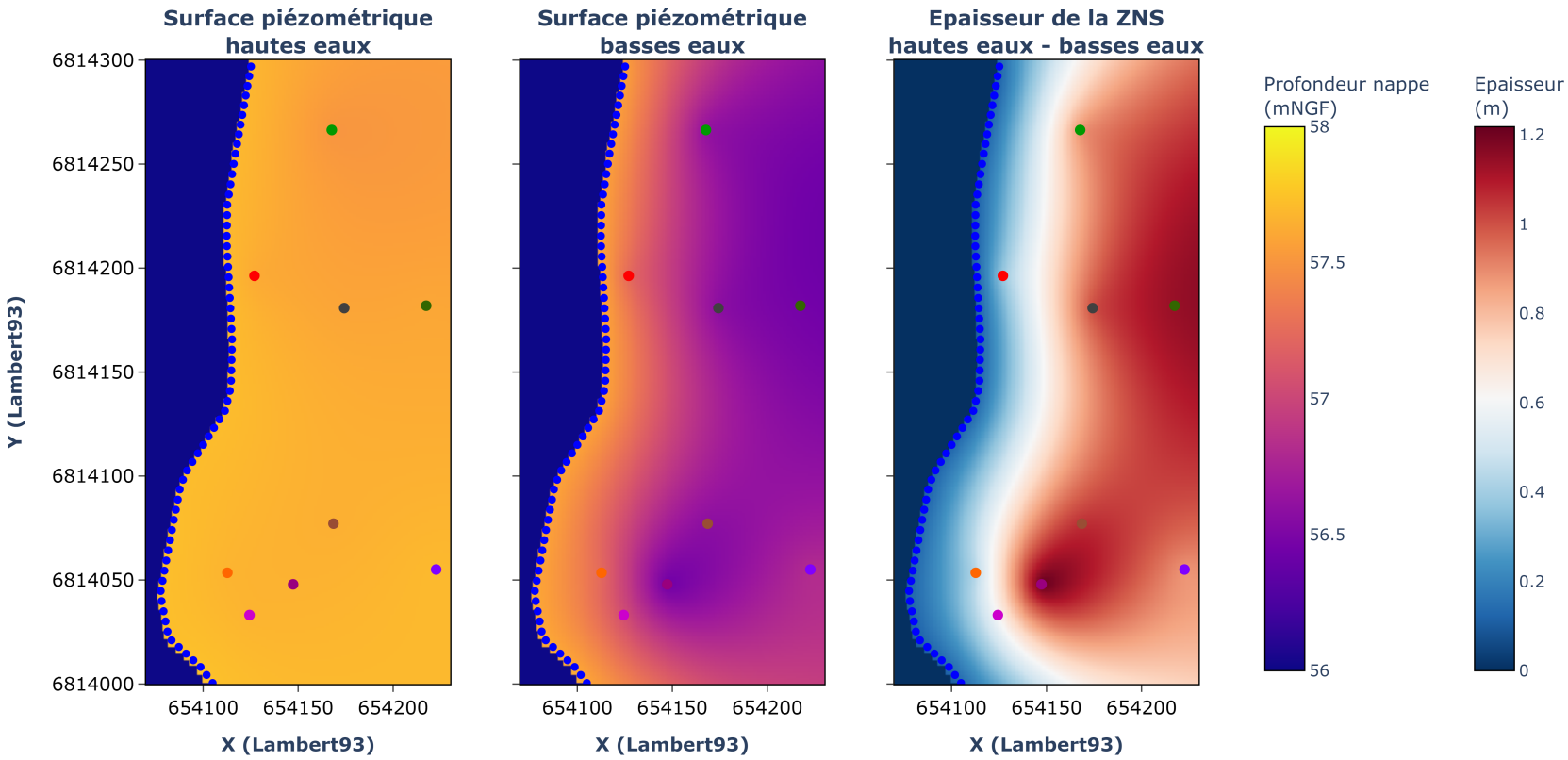


Figure .34 – Détail du calcul de l'épaisseur de la zone saturée. Les points bleus représentent les points rivière utilisée pour l'interpolation des surfaces piézométriques. Les autres points de couleurs représentent les piézomètres utilisés dans l'interpolation.

V Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle 2D

L'ensemble des résultats de l'étude de sensibilité sont présentés dans cette annexe. Les paramètres analysés ainsi que les valeurs utilisées sont indiqués dans la légende du graphique. La courbe en noir représente la simulation de référence qui sert de base de comparaison pour la sensibilité.

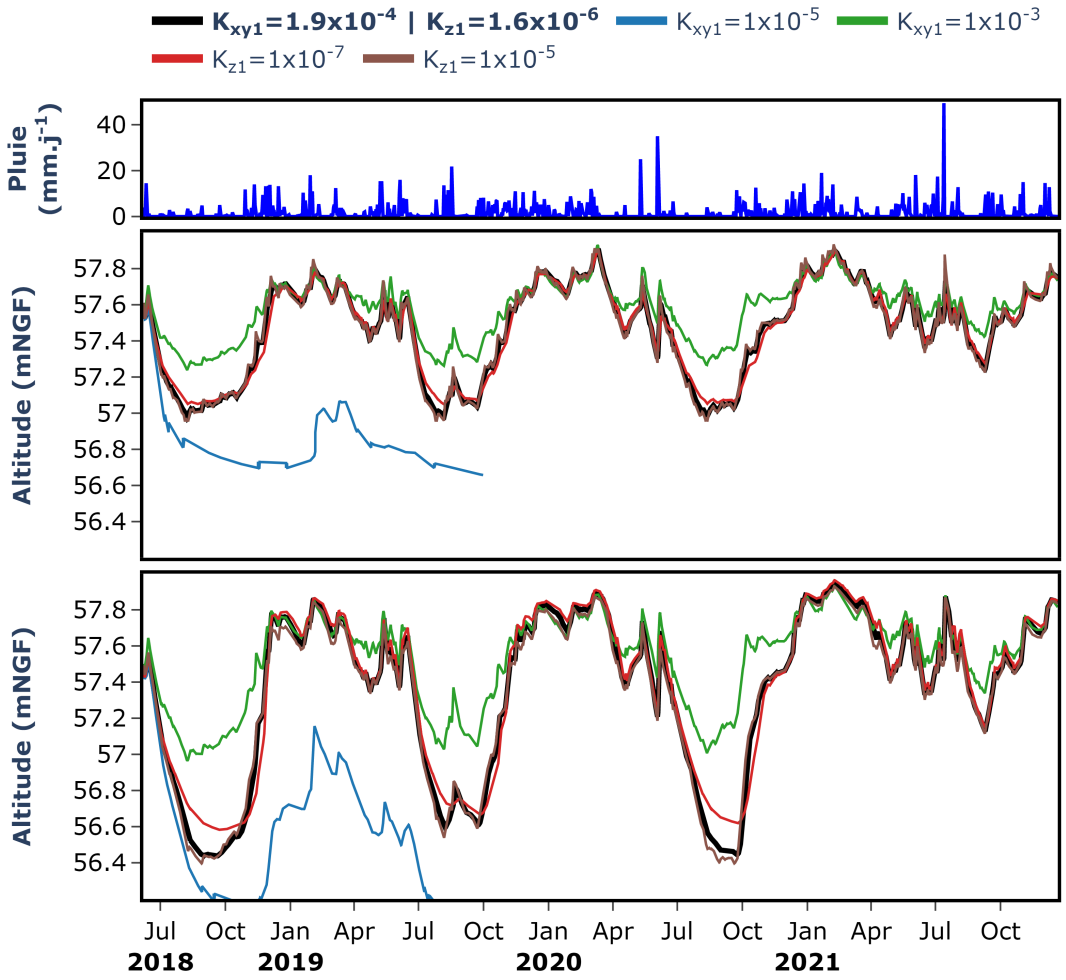


Figure .35 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux conductivités hydrauliques de la couche 1.

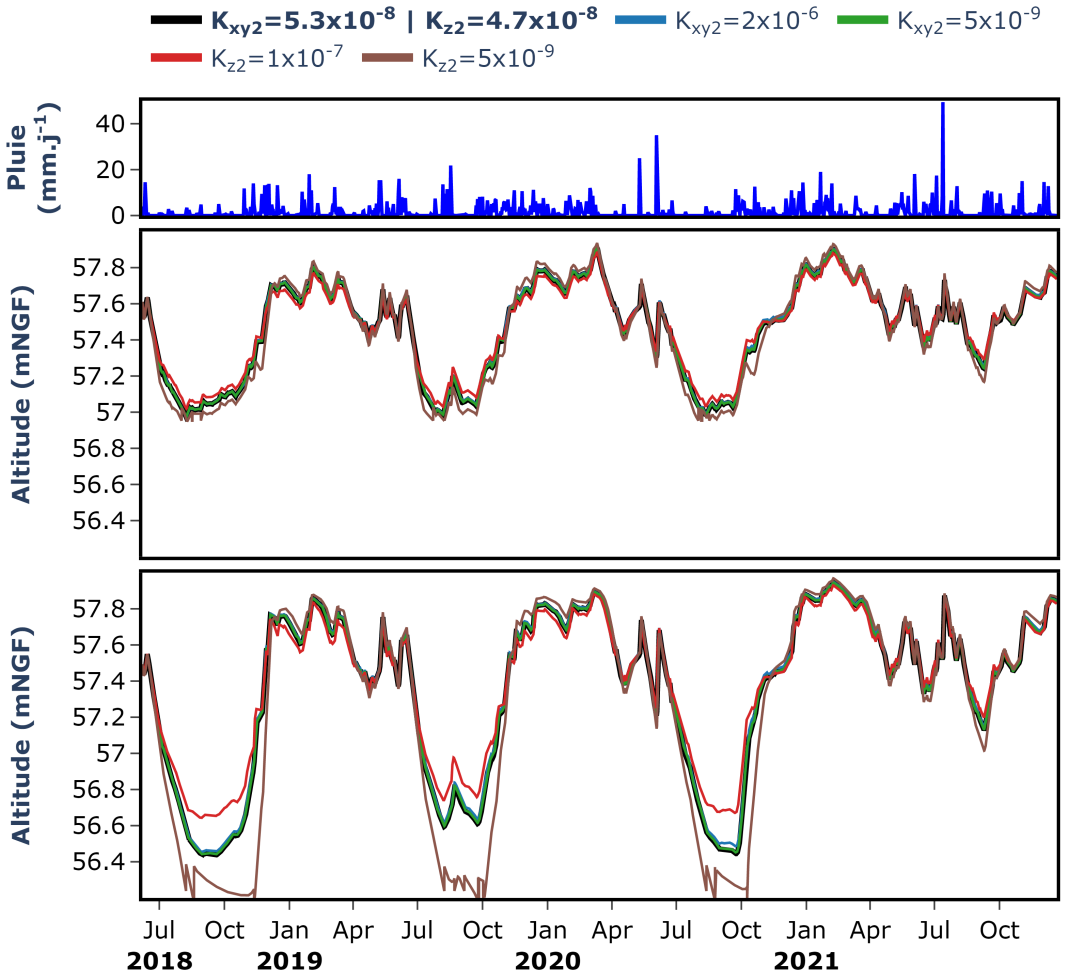


Figure .36 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux conductivités hydrauliques de la couche 2.

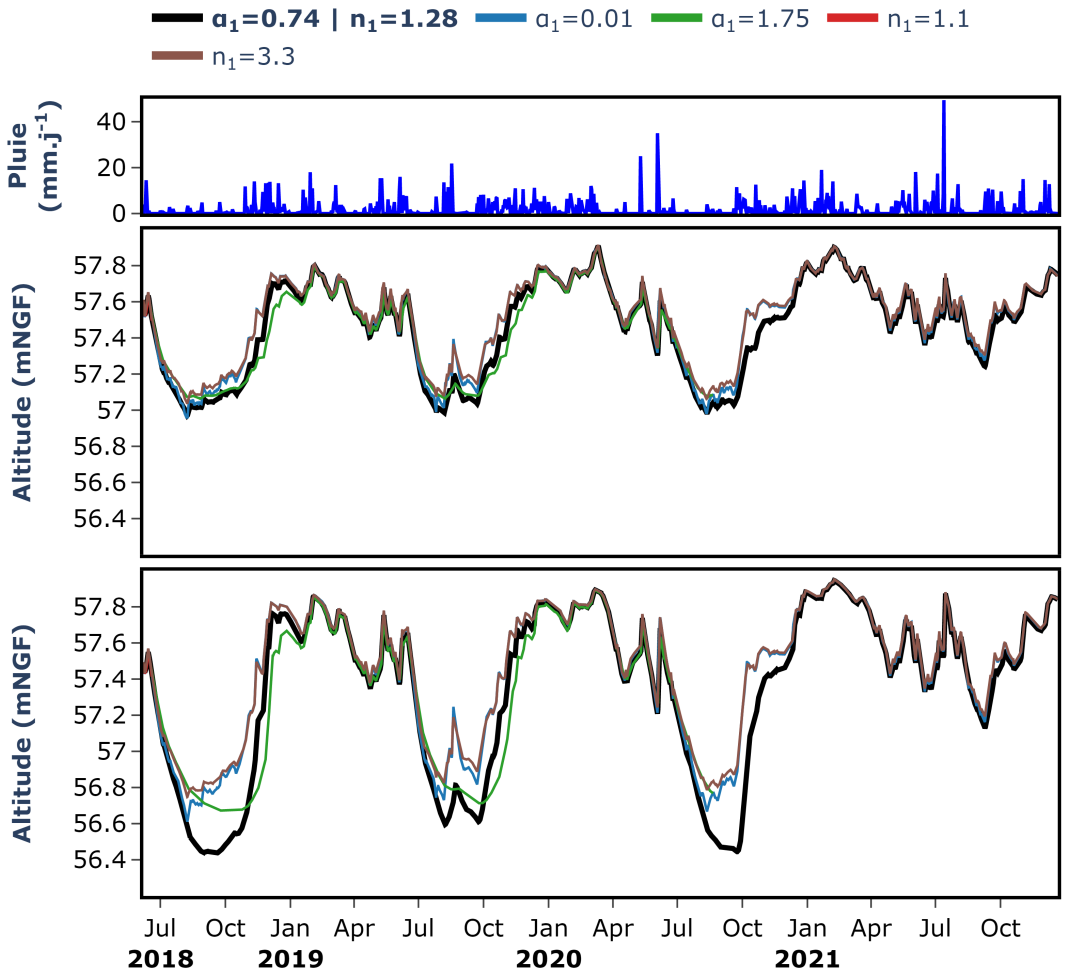


Figure .37 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux paramètres du modèle Mualem-Van Genuchten de la couche 1.

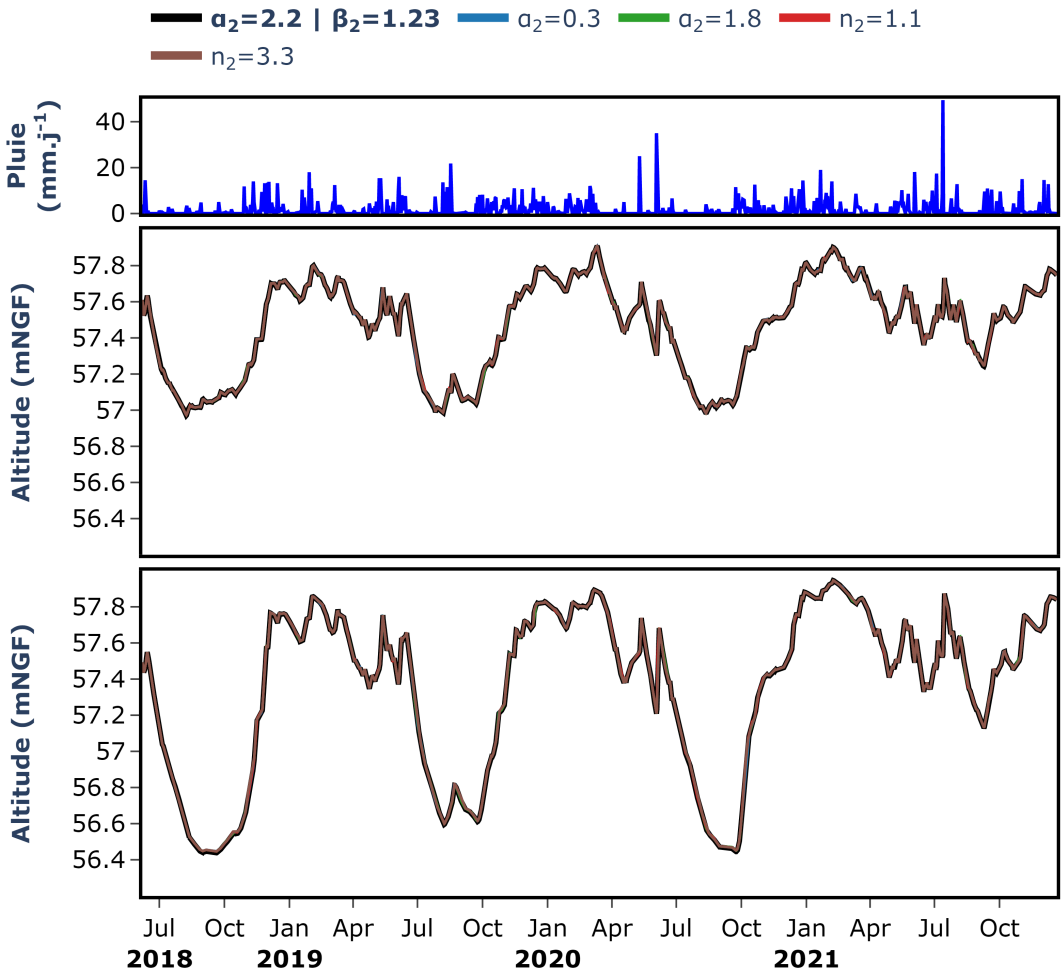


Figure .38 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux paramètres du modèle Mualem-Van Genuchten de la couche 2.

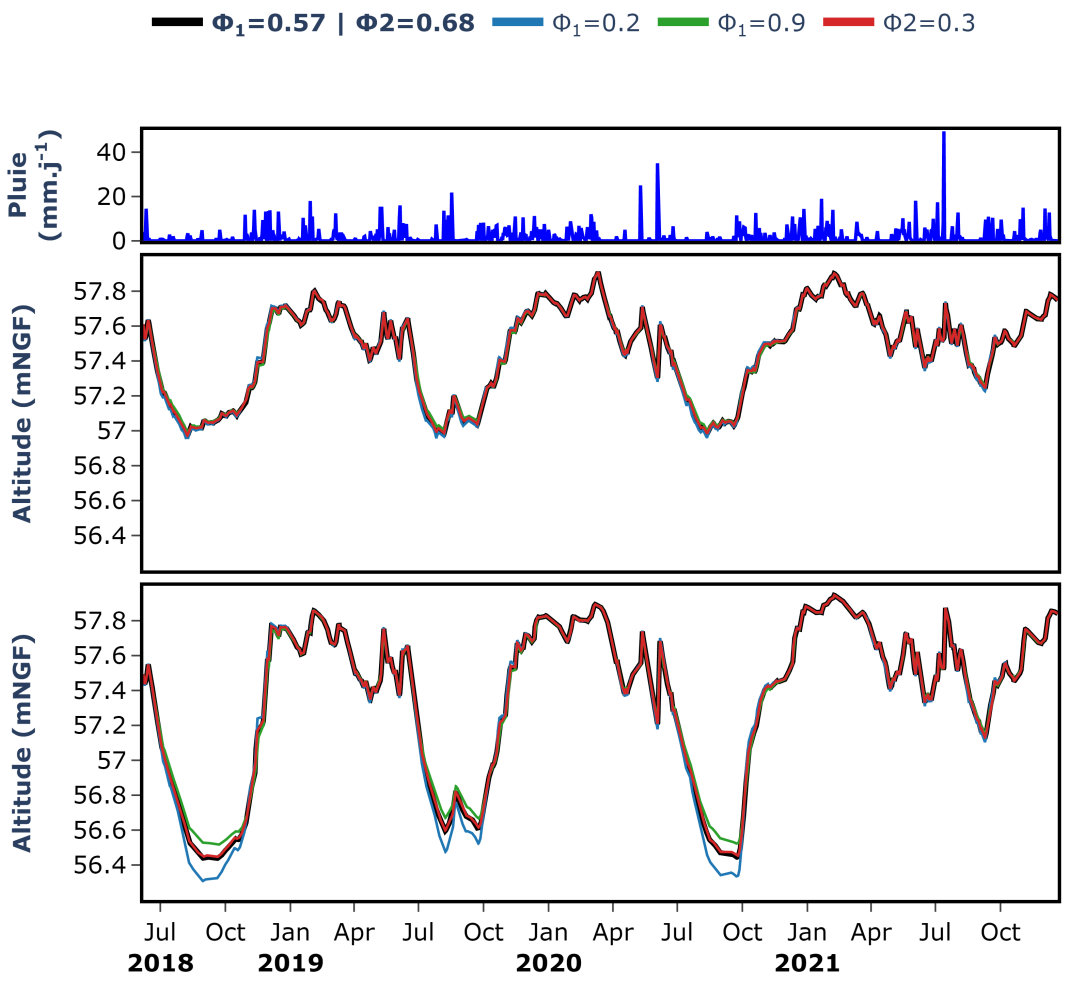


Figure .39 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux porosités des deux couches.

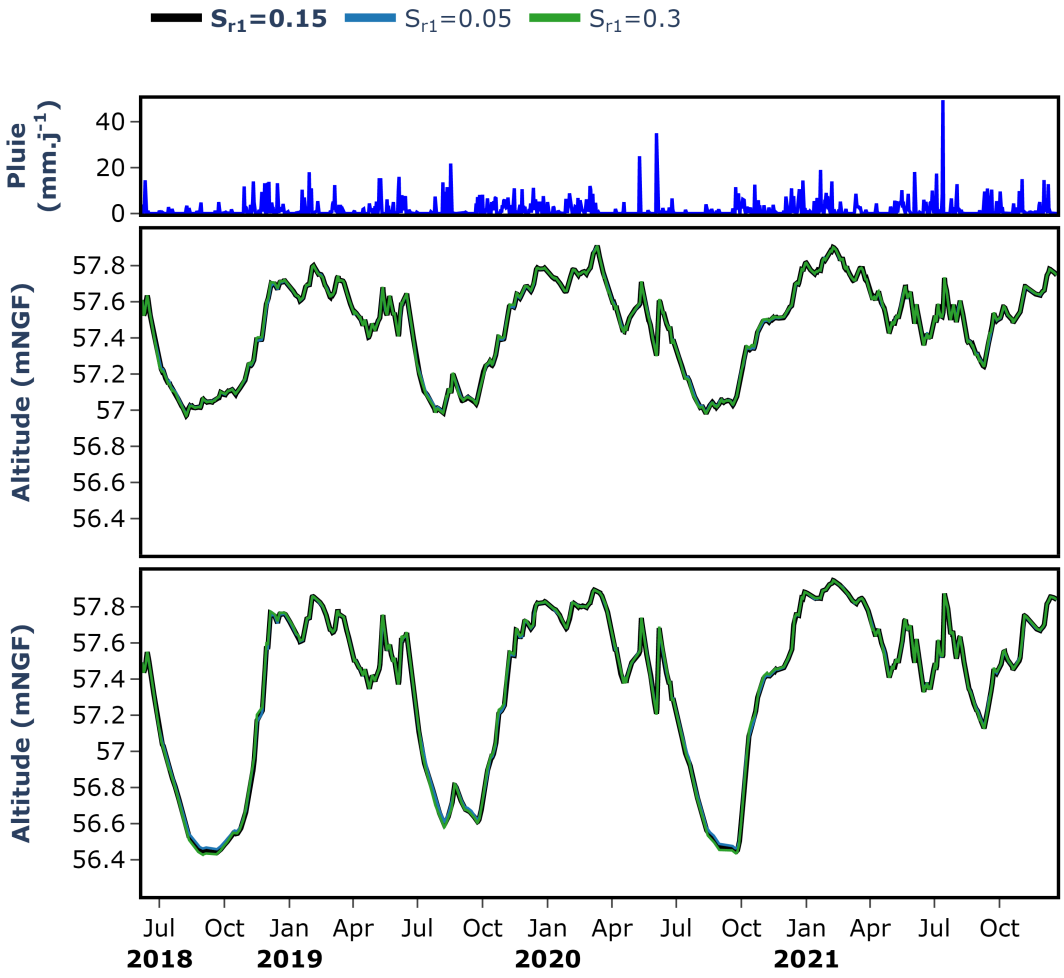


Figure .40 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle à la teneur en eau résiduelle de la couche 1.

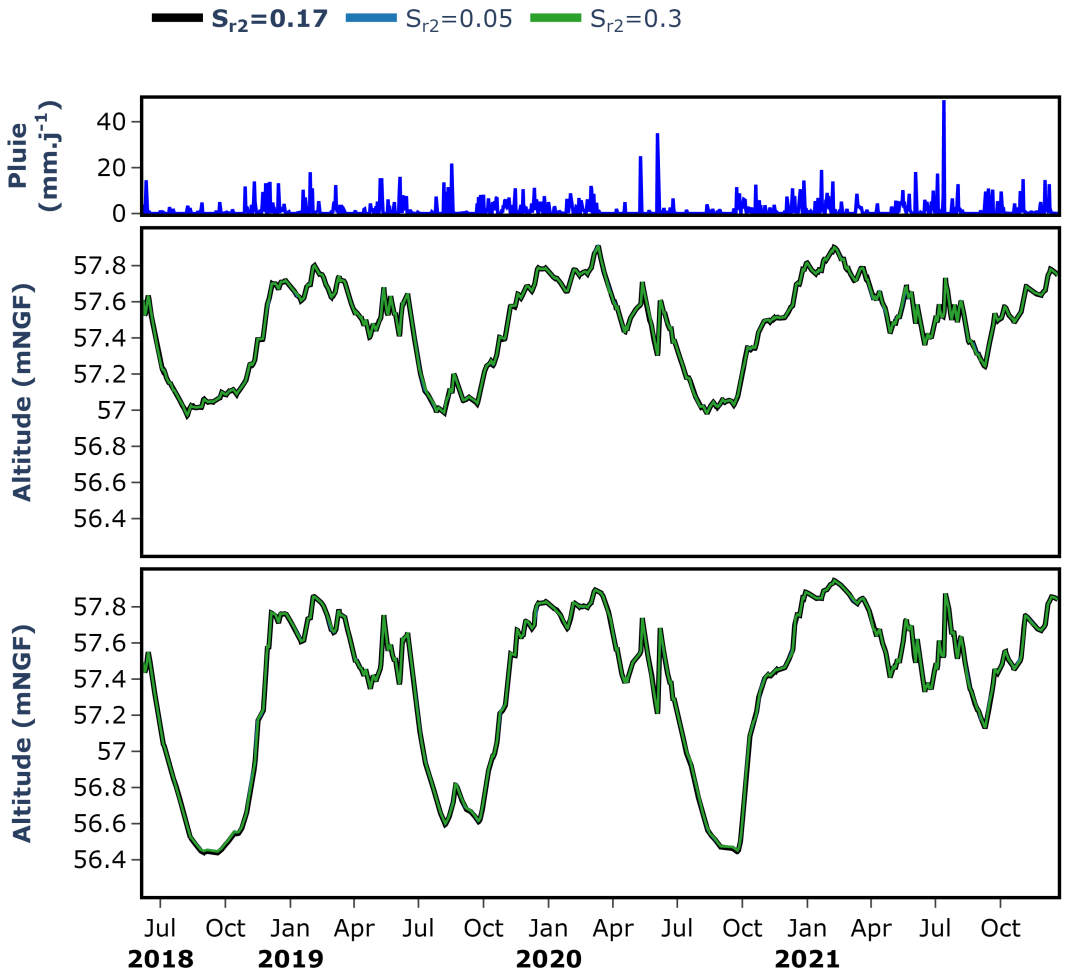


Figure .41 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle à la teneur en eau résiduelle de la couche 2.

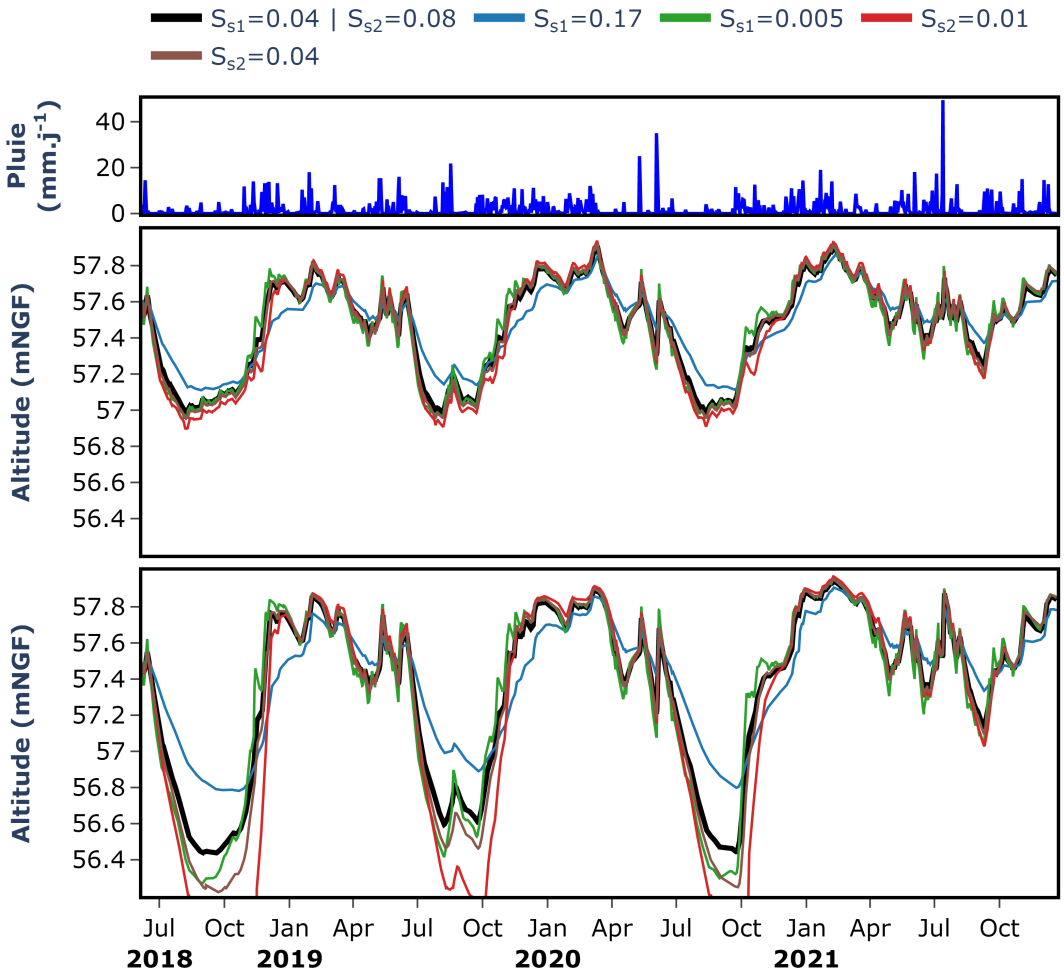


Figure .42 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux coefficients d'emmagasinement spécifiques des deux couches.

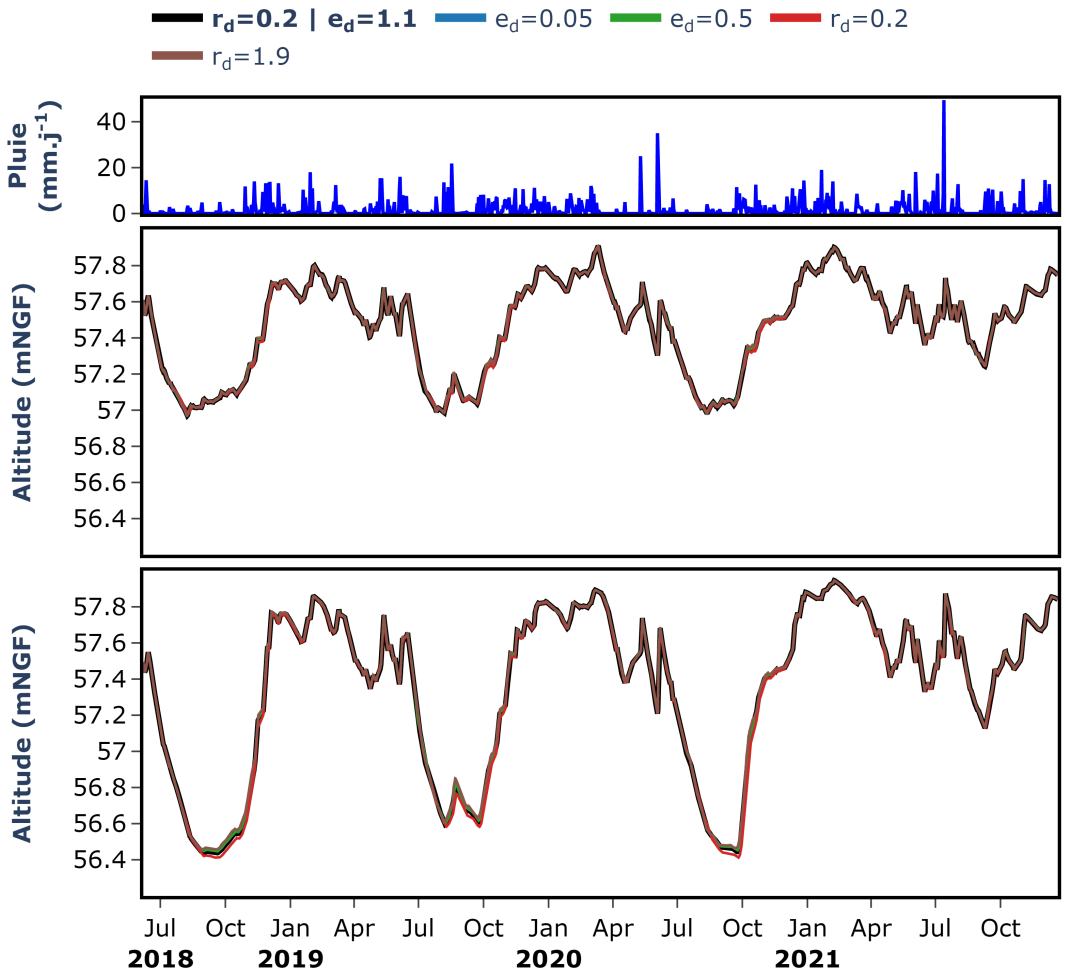


Figure .43 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux profondeurs d'évaporation et racinaire.

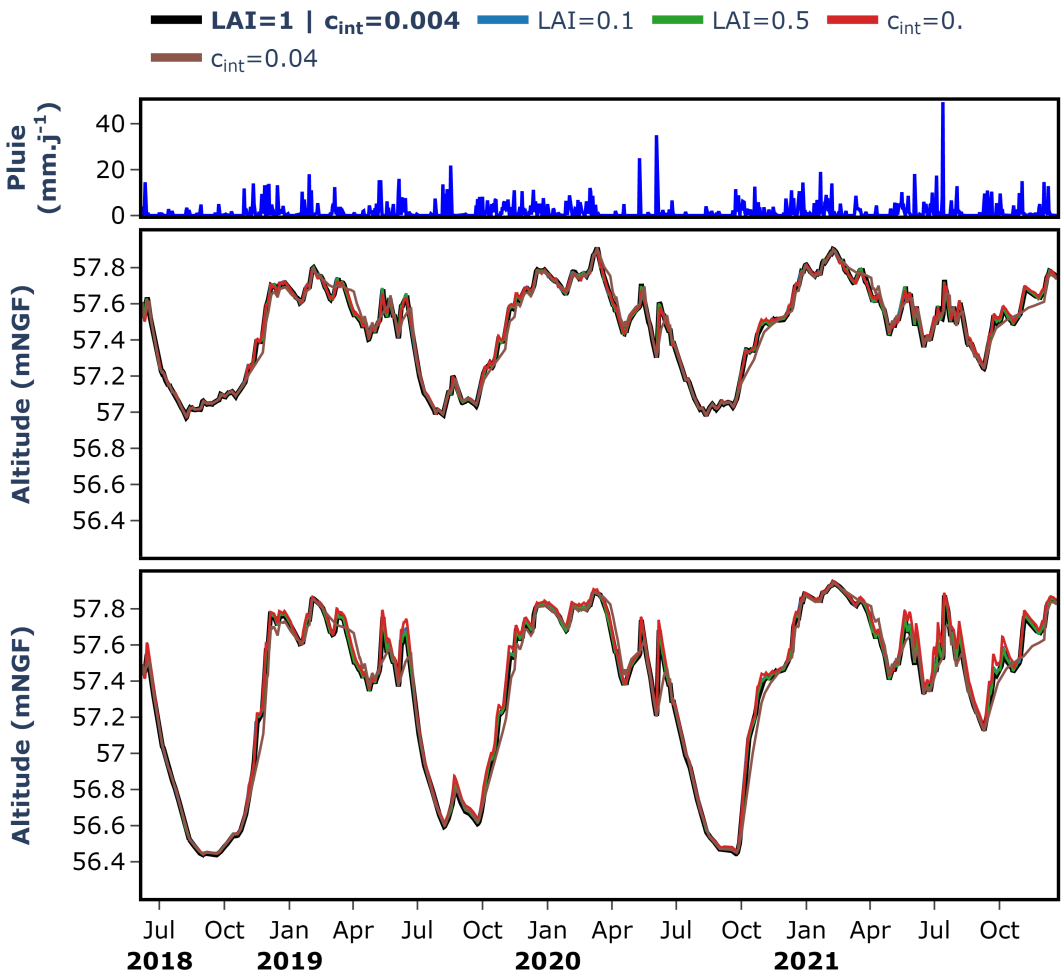


Figure .44 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle au LAI et au réservoir d'interception.

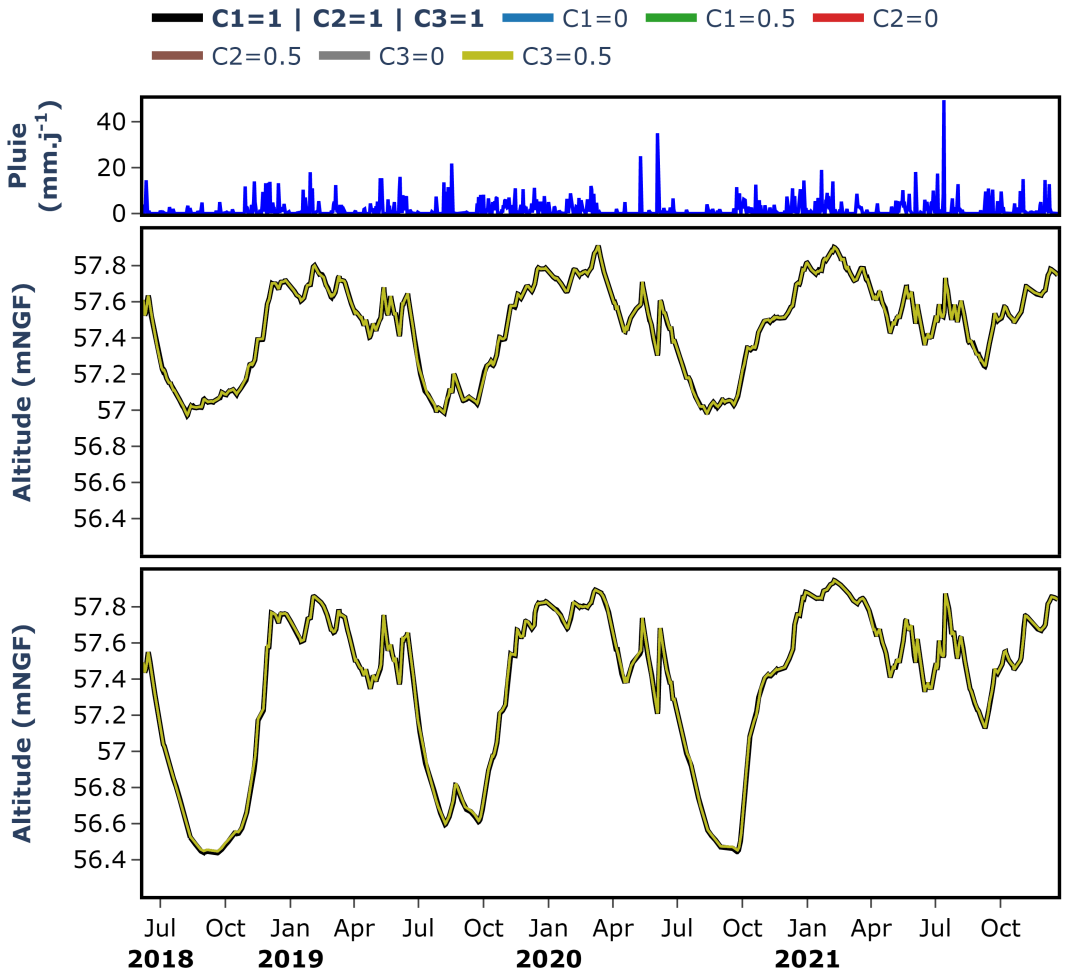


Figure .45 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux paramètres de forme de l'évaporation et de la transpiration.

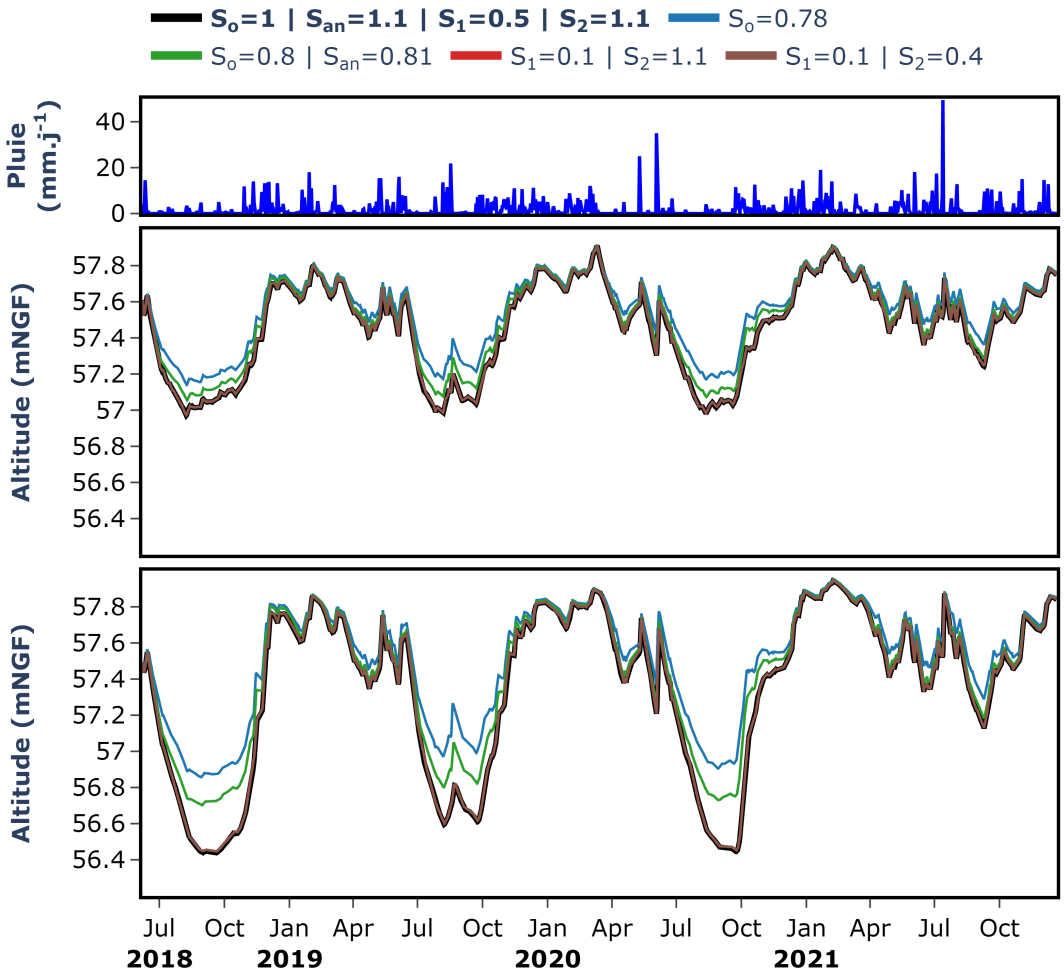


Figure .46 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle aux teneurs en eau limites oxique/anoxique et d'évaporation.

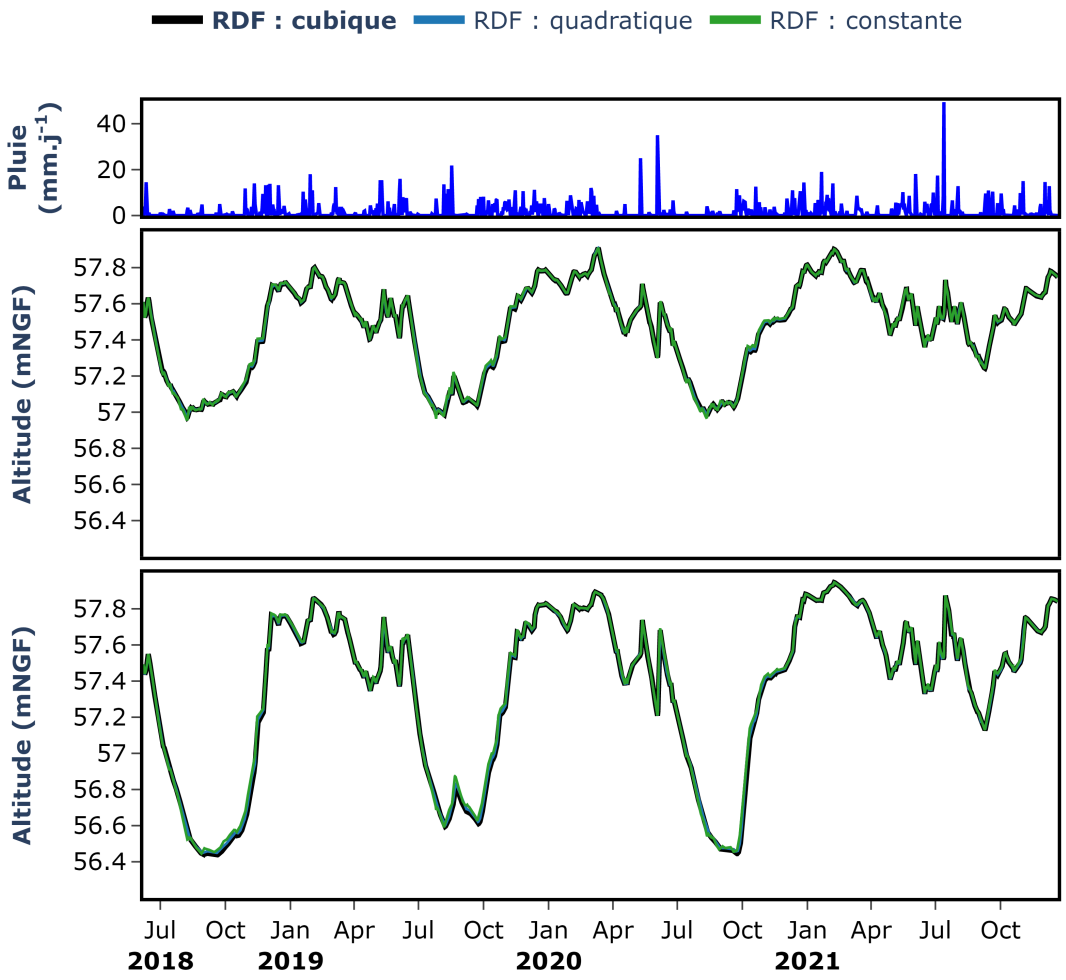


Figure .47 – Résultat de l'étude de sensibilité du modèle au type de fonction de profondeur racinaire.

VI Matrice des corrélations

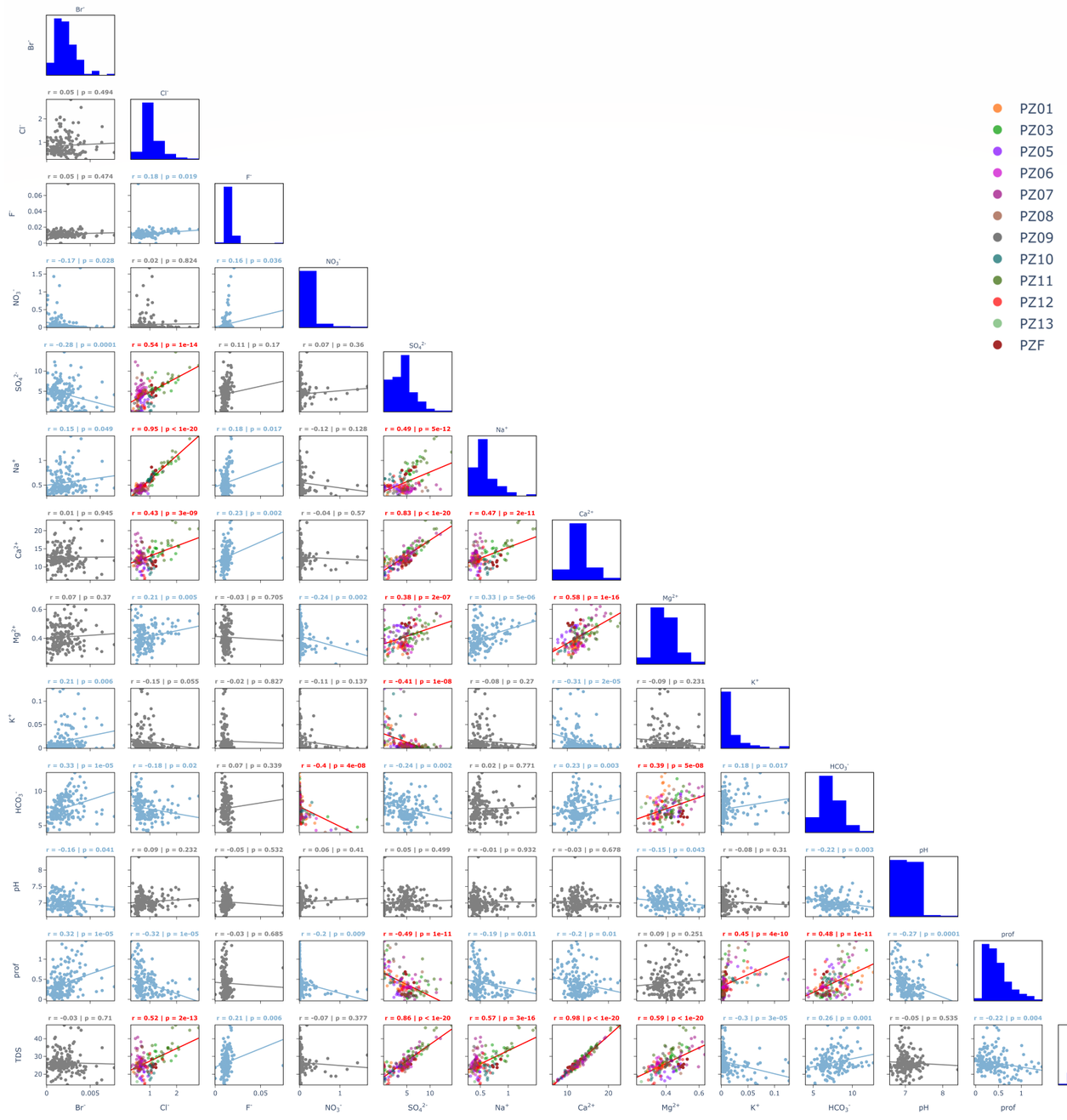


Figure .48 – Tables des corrélations avec l'ensemble des données. Les symboles sont grisés si la relation linéaire n'est pas significative (p>0.05), bleus si la relation linéaire est significative mais $|r| < 0,35$, avec le code couleur des points d'observation (cf. légende) si $|r| > 0,35$.