



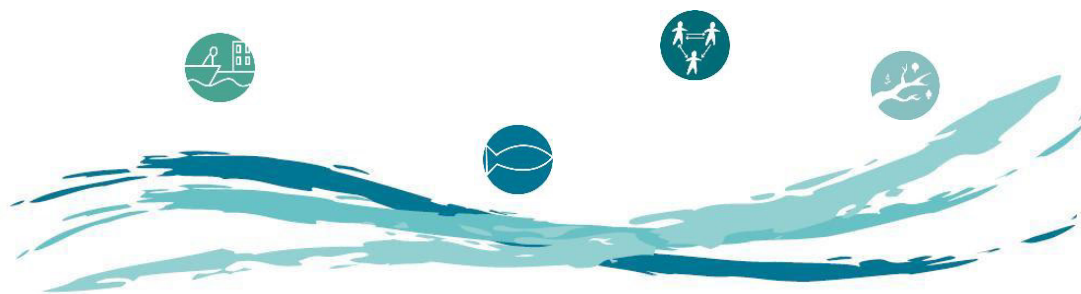
**Programme PIREN-Seine**

**Rapport de synthèse 2011-2015**

**Volume 2**

**“Interfaces nappe-rivière”**

**Direction et secrétariat :**  
UMR CNRS 7619 Metis  
Université P&M Curie  
Tour 56, 3e étage, boîte 105  
4, place Jussieu  
75252 Paris cedex 05





# Sommaire général

<b>Interfaces nappe-rivière : Introduction</b>	<b>3</b>
<b>Caractérisation et Modélisation des interfaces nappe-rivière</b>	<b>9</b>
<b>Échanges nappe-rivière à l'échelle du bassin de la Seine</b>	<b>19</b>
<b>Complexité hydrosédimentaire de la plaine alluviale de la Bassée</b>	<b>49</b>
<b>Quantifier les échanges nappe-rivière depuis l'échelle locale</b>	<b>97</b>
<b>Références bibliographiques</b>	<b>127</b>



# Interfaces nappe-rivière : Introduction<sup>1</sup>

Nicolas Flipo<sup>1,\*</sup>

<sup>1</sup> MINES ParisTech, PSL - Research University, Centre de Géosciences, 77 305 Fontainebleau

\* Nicolas.Flipo@mines-paristech.fr

Les eaux surfaciques et souterraines ont fait historiquement l'objet d'études séparées (Brunke and Gonser, 1997; Dawson, 2008; Kalbus et al., 2006). L'émergence d'une vision systémique du cycle de l'eau a fait émerger le concept d'hydrosystème (Dacharry, 1993; Dooge, 1968; Kurtulus et al., 2011; Flipo et al., 2012). L'hydrosystème constitue un continuum hydrique dans lequel sont regroupés, eu égard aux ordres de grandeur significativement différents des temps de transfert de l'eau (Blöschl and Sivapalan, 1995), des composantes de stockage dans lesquelles les eaux s'écoulent lentement (e.g., les aquifères), et des composantes conductives où de grandes quantités d'eau s'écoulent rapidement (e.g., les eaux de surface). Les hydrosystèmes continentaux peuvent donc être conceptualisés par différents compartiments présentant des cinétiques et phénoménologies distinctes. Les deux compartiments principaux sont le domaine de surface et le domaine souterrain qui sont reliés par des interfaces constituées de cascades d'objets emboîtés (Fig. 1). Par exemple l'interface nappe-rivière est souvent constituée, à l'échelle régionale, par une plaine alluviale, alors qu'à l'échelle de la plaine alluviale, cette interface est constituée par la zone riparienne, au sein de laquelle l'interface nappe-rivière est constituée par la zone hyporhéique (ZH), et ainsi de suite jusqu'à l'interface eau-benthos (Flipo et al., 2014).

Les flux entre compartiments de l'hydrosystème se trouvent donc connectés via des interfaces communes dont la représentation varie en fonction de l'échelle d'analyse (Ellis et al., 2007; Hancock et al., 2005; Poole et al., 2008; Stonedahl et al., 2012). Elles n'en demeurent pas moins très structurantes pour la modélisation des flux : une interface nappe-rivière demeurant une interface nappe-rivière quelle que soit l'échelle. Cette vision de l'hydrosystème structuré autour de ses interfaces est, de plus, en accord avec les classifications hydro-bio-géologiques actuelles des paysages (Bertrand et al., 2012; Dahl et al., 2007).

La modélisation des échanges nappe-rivière a évolué rapidement au cours des dernières années, permettant d'aborder l'interface nappe-rivière comme un seul continuum (Jones et al., 2006, 2008; Kollet and Maxwell, 2006; Panday and Huyakorn, 2004; VanderKwaak and Loague, 2001; Werner et al., 2006). Ainsi, les modèles hydro(géo)logiques couplés capables de simuler les interactions nappe-rivière sont de plus en plus utilisés pour mener des études interdisciplinaires en sciences hydrologiques (Ebel et al., 2009). Ils ont permis de mieux comprendre certains problèmes scientifiques qui étaient difficiles à quantifier par les méthodes expérimentales classiques (Loague et al., 2006). Ainsi, de nombreux auteurs se sont-ils intéressés à la problématique du transport réactif au sein de cette interface. Ces études mettent en œuvre des modèles sophistiqués qui essaient de représenter la dynamique des polluants à l'échelle locale en tenant compte des hétérogénéités du milieu, de la microtopographie, ainsi que des gradients redox abruptes (Bardini et al., 2012; Chen and MacQuarrie, 2004; Doussan et al., 1997; Gu et al., 2008; Marzadri et al., 2011; Peyrard et al., 2011). Ces modèles permettent d'étudier en détail des processus complexes liés, par exemple, à l'effet de la microtopographie sur les chemins d'écoulement et les processus biogéochimiques associés (Frei et al., 2012), ou à l'effet potentiel de l'épuration des nitrates par stockage dans les berges des rivières (Gu et al., 2012), ainsi que l'influence de la courbure des rivières sur la zonation biogéochimique inter-méandre (Boano et al., 2010).

À l'échelle régionale, des modèles hydrologiques pluie-débit, couplés à des modèles biogéochimiques permettent de simuler le transport de polluants, comme les nitrates, et leur élimination durant leur transfert dans le bassin (Billen and Garnier, 2000; Oeurng et al., 2010; Seitzinger et al., 2002; Thouvenot-Korppoo et al., 2009). Cependant ces modèles i) sous-estiment fortement le flux d'eau absolu circulant dans l'interface nappe-rivière (de la nappe vers la rivière, mais aussi de la rivière vers la nappe), et ii) simulent difficilement l'élimination

---

<sup>1</sup>Pour citer cet article : Flipo, N. (2016), Interfaces nappe-rivière : Introduction. Dans "Interfaces Nappe-Rivière", PIREN Seine, Rapport de synthèse 2011-2015

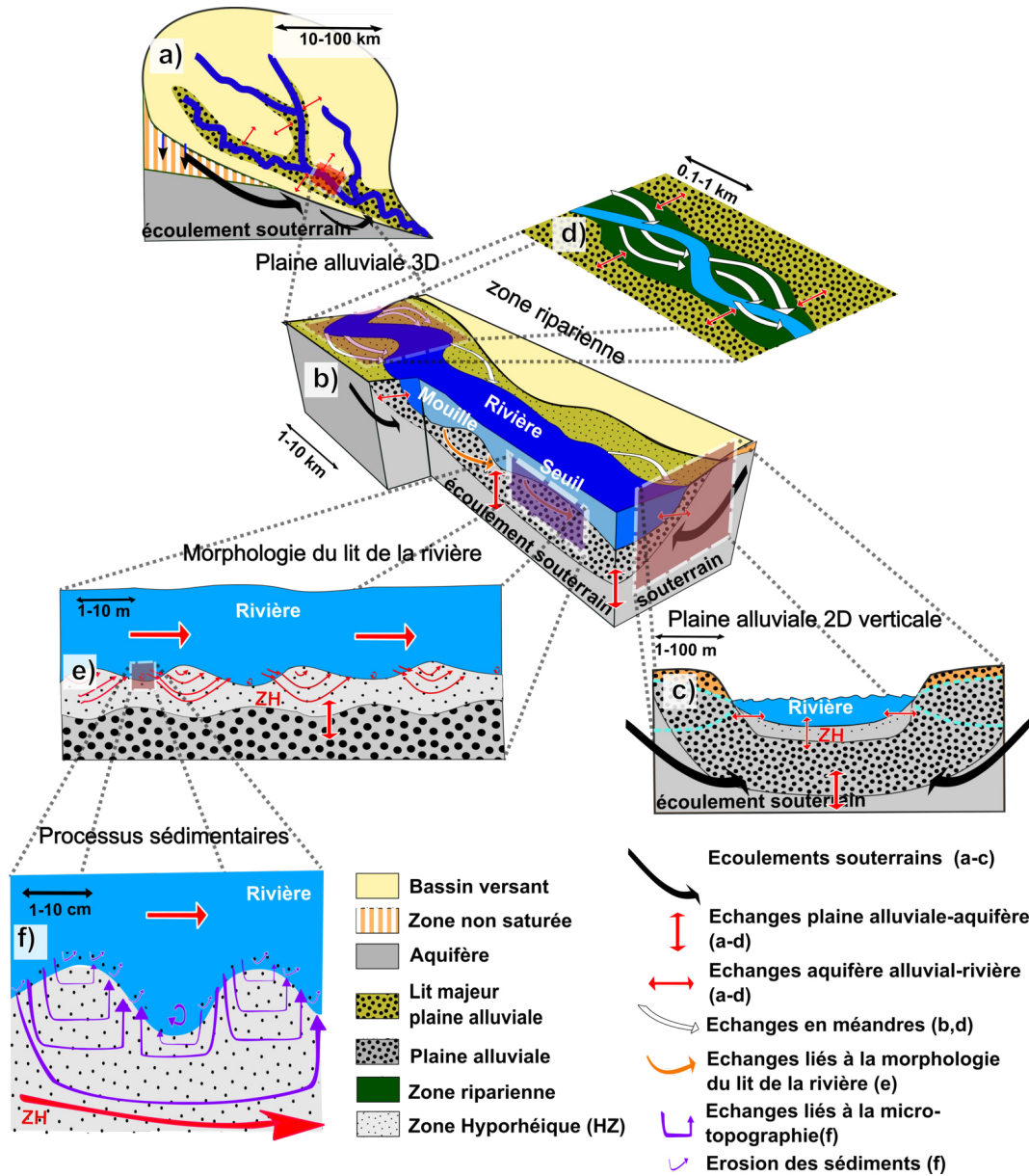


Figure 1: Schématisation multi-échelle des échanges nappe-rivière, depuis a) l'hydrosystème jusqu'à f) l'interface eau-sédiment, en passant par b-d) la plaine alluviale et e) le long du lit de la rivière. D'après Flipo et al. (2014).

des polluants dans l'interface nappe-rivière où un front redox abrupte se développe. Ces erreurs sont dues à la nature tautologique des modèles, qui n'intègrent que très rarement le caractère multi-échelle de cette interface, et les inversions de flux observées dans ce milieu (Conan et al., 2003; Galbiati et al., 2006). Bien que les facteurs de contrôle des processus biogéochimiques soient connus, comme le temps de résidence de l'eau, le contenu en matière organique (Carleton and Montas, 2010; Dahm et al., 1998; Hill et al., 1998; Kjellin et al., 2007; Peyrard et al., 2011; Rivett et al., 2008; Weng et al., 2003), ainsi que les fluctuations des niveaux d'eau (Burt et al., 2002; Dahm et al., 1998; Hefting et al., 2004; Turlan et al., 2007), les modèles restent limités dans leur capacité à simuler les réactions biogéochimiques dans ces milieux complexes (Burt, 2005).

Malgré la demande très forte des gestionnaires des milieux aquatiques de pouvoir mieux intégrer la dynamique complexe des interfaces nappe-rivière à l'échelle régionale, la majorité des études s'intéressent à l'échelle lo-

cale (Fleckenstein et al., 2010; Krause et al., 2011), suivant une approche classique des particularismes à la généralisation (Nalbantis et al., 2011). Les travaux de l'axe interfaces nappe-rivière se sont donc attachés à établir une vision intégrée multi-échelle des interfaces nappe-rivière en s'intéressant tout d'abord à la description hydro-géophysique de cette interface et de son fonctionnement hydrologique à différentes échelles. Elle a abouti à une vision multi-échelle structurée de l'interface (Flipo et al., 2014), qui a permis de structurer les activités de l'axe "interfaces nappe-rivière", en en dégagant une conceptualisation des interfaces nappe-rivière de complexité croissante depuis l'échelle régionale jusqu'à l'échelle locale.

Après des rappels bibliographiques sur la conceptualisation, et l'étude des interfaces nappe-rivière à différentes échelles (premier chapitre p.9), ce rapport analyse et quantifie les échanges nappe-rivière à différentes échelles en s'attachant à caractériser le mieux possible les hétérogénéités structurales du milieu par des modèles de complexités croissantes depuis l'échelle du bassin de la Seine (second chapitre p.19), jusqu'à l'échelle très locale d'une station de suivi en continu des pressions et températures sur le bassin de l'Orgeval (quatrième chapitre p.97), en passant par la plaine alluviale de la Bassée (troisième chapitre p.49).

## 1 Stratégie d'étude des interfaces nappe-rivière

Le PIREN SEINE s'attache à quantifier l'impact de l'anthropisation du milieu naturel sur les enveloppes fluides terrestres (atmosphériques, hydrographiques) (Fechner et al., 2012; Lestel, 2013; Ledoux et al., 2007; Billen et al., 2007) et plus particulièrement sur le fleuve Seine et ses affluents (Even et al., 2007; Tusseau-Vuillemin et al., 2007; Teil et al., 2005). Face aux problèmes de pollutions diffuses que connaît le bassin de la Seine, la communauté scientifique du PIREN SEINE s'est intéressée depuis plusieurs années aux processus d'auto-épuration des milieux naturels (Greiner, 1997; Curie et al., 2003; Sebilo, 2003; Marmonier et al., 2012). Les études menées dans ce cadre ont montré que les échanges entre eaux surfaciques et souterraines jouent un rôle prépondérant dans ces phénomènes d'auto-épuration des milieux (Flipo et al., 2007; Curie et al., 2009).

Mouhri et al. (2012) ont montré que l'étude des échanges nappe-rivière requiert une approche pluridisciplinaire (Andersen and Acworth, 2009; Bendjoudi et al., 2002; Sophocleous, 2002; Winter, 1998; Woessner, 2000) et multi-échelle (Scanlon et al., 2002) afin de limiter les erreurs d'estimation et de valider ces dernières (Fleckenstein et al., 2010). Les revues bibliographiques de Mouhri et al. (2012), Flipo et al. (2013), et Flipo (2013), ont permis de raffiner le concept d'interfaces emboîtées (Flipo, 2012; Flipo et al., 2014), qui offre un cadre conceptuel intéressant permettant d'identifier la rivière comme le point d'accroche entre les échelles locale, permettant de caractériser les processus de mélange des eaux de surface et des eaux souterraines, et régionale, qui correspond à l'échelle de gestion des masses d'eau. Une méthodologie générale d'étude des interfaces nappe-rivière a alors pu être formalisée autour des trois grands pôles Mesures-Interpolation-Modélisation (MIM, Flipo et al. (2014)). La méthodologie MIM intègre à la source, la multi-dimensionnalité du problème, et couple des stratégies d'échantillonnage multi-échelle, avec des analyses, des interprétations, des interpolations de données spatio-temporelles, et des modèles mécanistes distribués (Fig. 2).

L'étude des interfaces nappe-rivière de la Seine est maintenant structurée autour de la méthodologie MIM (Fig. 2), avec un choix de sites expérimentaux définis, d'une part, par une analyse géomorphologique (Flipo, 2012), et d'autre part, par la notion d'échelle (rivière-petit bassin versant pour les Avenelles, et d'ampleur régionale pour le système de la Bassée). L'analyse de la géologie du bassin montre que de nombreuses plaines alluviales constituent le milieu d'interface entre les nappes et les rivières pour les trois principales formations hydrogéologiques de l'Oligocène, l'Eocène et la Craie du Crétacé respectivement (Fig. 3). Ces plaines alluviales sont corrélées avec les zones humides qui recouvrent 6 à 10 % du bassin de la Seine (AESN, 2006). Cependant, les systèmes alluviaux présentent des types de configurations différentes suivant qu'ils se situent au contact des formations géologiques de l'Oligocène et de l'Eocène ou de la formation de la Craie. Pour aborder les échanges nappe-rivière à l'échelle des formations Oligocène et Eocène, nous nous appuyons sur le continuum hydrologique du bassin des Avenelles, qui a pour objectif de caractériser le fonctionnement hydrologique

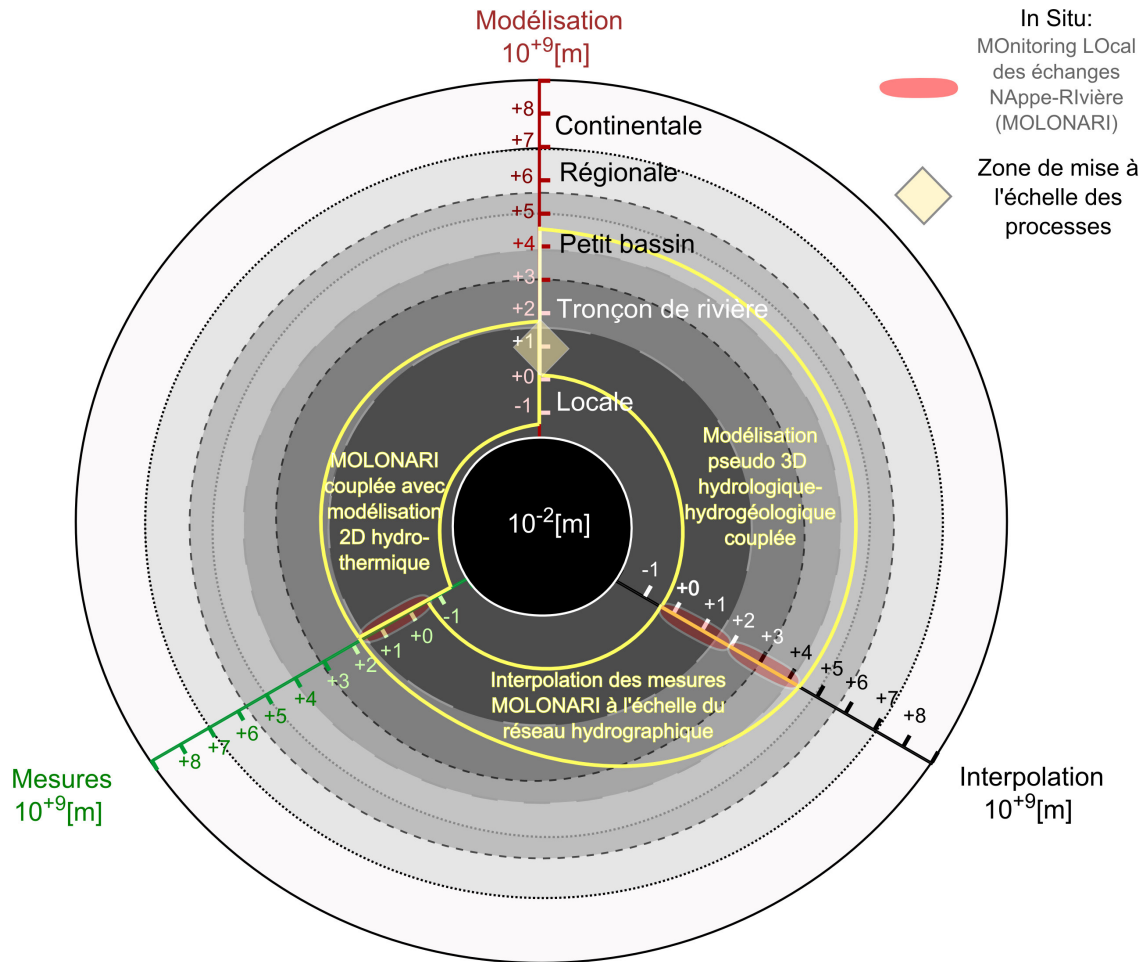


Figure 2: Stratégie d'étude des échanges nappe-rivière à l'aide de la méthodologie MIM (Mesures-Interpolation-Modélisation). Cinq échelles spatiales d'intérêt sont représentées en nuances de gris. échelle logarithmique pour les trois axes. D'après [Flipo et al. \(2014\)](#).

de systèmes emboîtés depuis les plateaux agricoles jusqu'aux fonds de vallée tout en incisant une structure aquifère multi-couche. Pour ce qui est des échanges nappe-rivière à l'échelle de l'aquifère de la Craie, nous nous appuyons sur l'étude de la zone humide de la Bassée, et plus largement du réseau hydrographique de la Seine en amont de sa confluence avec l'Yonne. Les études locales de ces sites privilégiés sont ensuite mises en contexte global du bassin de la Seine en s'appuyant sur les travaux de modélisation régionale de l'interface nappe-rivière ([Saleh et al., 2012](#)). Cette approche a d'ores et déjà permis de quantifier la vulnérabilité des MECE (Masse d'Eau Cours d'Eau) et des MESO (Masse d'Eau SOUterraines) aux échanges nappe-rivière pour 14 000 km de réseau hydrographique ([Flipo et al., 2013](#)). Les estimations des échanges, fournies jusqu'à l'échelle mensuelle, et couvrant plusieurs contextes anthropiques (avec et sans pompage) et hydrologiques (estimations pluriannuelles sur 17 ans, année sèche, année humide), constituent une véritable avancée dans le domaine de l'hydrologie continentale, et ouvrent la porte à une meilleure compréhension du fonctionnement général du système hydrologique de la Seine ([Pryet et al., 2015](#)).

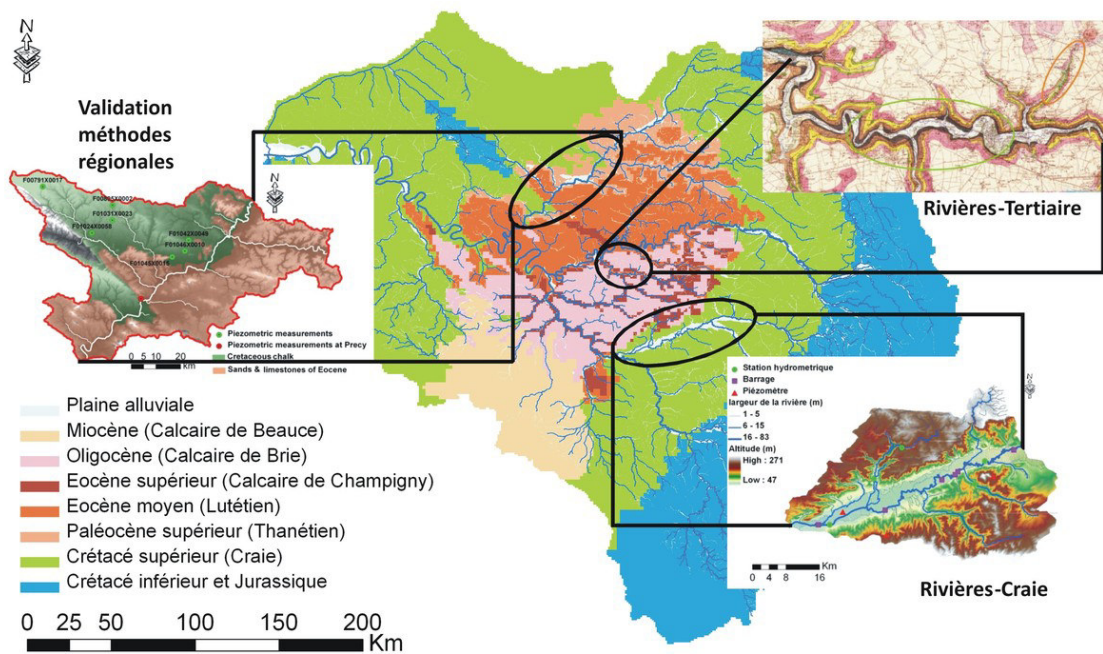


Figure 3: Description des interfaces nappe-rivière mises en contexte de la structure géologique du Bassin de Paris



# Caractérisation et Modélisation des interfaces nappe-rivière<sup>1</sup>

Nicolas Flipo<sup>1,\*</sup>, Baptiste Labarthe<sup>1</sup>, Amer Mouhri<sup>1</sup>, Agnès Rivière<sup>1</sup>, Firas Saleh<sup>1</sup>, Pierre Weill<sup>1</sup>

<sup>1</sup> MINES ParisTech, PSL - Research University, Centre de Géosciences, 77 305 Fontainebleau

\* Nicolas.Flipo@mines-paristech.fr

## Sommaire

1	Conceptualisation des interfaces nappe-rivière à différentes échelles . . . . .	9
2	Caractérisation des échanges nappe-rivière . . . . .	14
3	Modélisation des interfaces nappe-rivière : coupler les eaux de surface et souterraines . . . . .	16
4	Conclusion . . . . .	18

## 1 Conceptualisation des interfaces nappe-rivière à différentes échelles

Si l'interface "sol" a fait l'objet de nombreux travaux en termes expérimentaux et de modélisation pour arriver à un projet de modélisation et d'observation satellitaire du cycle de l'eau dans les enveloppes continentales avec une résolution spatiale de 1km×1km (Beven and Cloke, 2012; Wood et al., 2011, 2012), il n'en va pas de même des interfaces nappe-rivière qui ne sont apparues que récemment comme étant des éléments clé du fonctionnement hydro-bio-géochimique des hydrosystèmes continentaux présentant une très forte variabilité spatio-temporelle des processus (Brunke and Gonser, 1997; Krause et al., 2009). Son étude par la communauté hydro-écologique a permis de repenser le cycle de l'eau passant de la notion de rivière comme drain étanche qui collecte l'eau de pluie et la conduit directement à la mer à une vision moins restrictive et plus complexe, intégrant toutes les dimensions des hydrosystèmes. La dimension verticale s'illustre alors par le fait qu'avant de rejoindre la mer, une molécule d'eau de pluie peut, de multiples fois, sur des distances variant du centimètre à la centaine de kilomètres, et pour des durées allant de quelques secondes à plusieurs années, être échangée entre la rivière et sa nappe (Datry et al., 2008). Ainsi ces interfaces nécessitent d'être étudiées de manière plus approfondie afin de mieux caractériser le fonctionnement hydrogéologique des bassins (Hayashi and Rosenberry, 2002). Cependant le problème se pose très différemment suivant les échelles spatiales d'analyse. Afin de clarifier la lecture de ce rapport, La nomenclature suivante a été adoptée (Blöschl and Sivapalan, 1995; Dahl et al., 2007; Flipo et al., 2014; Gleeson and Paszkowski, 2013) :

- Échelle locale (du site expérimental) [10 cm—~ 10 m] : Les quantifications spécifiques ou expérimentales à un site donnent un aperçu des processus dans la zone d'interface entre la nappe et la rivière. Cette échelle concerne surtout le lit de la rivière, ou zone hyporhéique (cf. [Section 2](#)).
- Échelle intermédiaire [~ 10 m—~ 1 km] : un lac ou un tronçon de rivière (1 km - 10 km)

---

<sup>1</sup>Pour citer cet article : Flipo, N., Labarthe, B., Mouhri, A., Rivière, A., Saleh, F., Weill, P. (2016), Caractérisation et Modélisation des interfaces nappe-rivière. Dans "Interfaces Nappe-Rivière", PIREN Seine, Rapport de synthèse 2011-2015

- Échelle du petit bassin versant [ $10 \text{ km}^2$ – $\sim 1000 \text{ km}^2$ ] ou [ $\sim 1 \text{ km}$ – $\sim 10 \text{ km}$ ] : cette échelle connecte le tronçon de rivière à son bassin versant, et par conséquent à l'hydrosystème. Les flux échangés entre les eaux de surface et les eaux souterraines sont alors explicitement intégrés au cycle de l'eau et aux processus hydrogéologiques
- Échelle régionale [ $10\,000 \text{ km}^2$ – $\sim 1 \text{ M km}^2$ ] ou [ $\sim 100 \text{ km}$ – $\sim 1000 \text{ km}$ ] : il s'agit de l'échelle de gestion de la ressource, pour laquelle très peu de connaissances sont disponibles. Conceptuellement cette échelle regroupe plusieurs bassins versants connectés à de grands axes fluviaux. Les deux catégories peuvent être regroupées dans la présente étude bibliographique
- Échelle continentale [ $> 10 \text{ M km}^2$ ] ou [ $\sim 1000 \text{ km}$ – $\sim 10000 \text{ km}$ ] : Cette échelle regroupe des bassins d'extension régionale. Une de ses spécificités est cependant de couvrir d'importants gradients hydro-climatiques, ce qui impose de tenir compte des circulations globales.

## 1.1 Un problème multi-échelle structuré autour de l'échelle intermédiaire - La rivière

Ellis et al. (2007) ont étudié la pertinence des plans d'échantillonnage et de modélisation spatio-temporels de cette interface depuis l'échelle intermédiaire à de longues échelles temporelles jusqu'à l'échelle locale dans le lit de la rivière pour des pas de temps de l'ordre de la seconde. Ils en concluent que la distribution des échanges nappe-rivière est soumise à des facteurs multi-échelle qui influencent à la fois l'épaisseur de la zone hyporhéique (échelle locale) et les écoulements souterrains au travers du lit de la rivière (échelle intermédiaire).

Une revue bibliographique du fonctionnement des interfaces nappe-rivière, avec une attention particulière portée sur leur modélisation à l'aide de modèles mécanistes distribués (Tab. 1), montre que les écoulements souterrains dans le champ proche de la rivière sont, en premier lieu, contrôlés par les écoulements régionaux dans les systèmes aquifères (Malard et al., 2002). En effet, pour la composante souterraine du cycle de l'eau, ce sont les écoulements régionaux vers les plaines alluviales et leurs rivières qui déterminent la quantité d'eau qui va circuler dans l'interface nappe-rivière (Cardenas and Wilson, 2007a; Frei et al., 2009; Kalbus et al., 2009; Rushton, 2007; Storey et al., 2003). À cette échelle le réseau hydrographique constitue essentiellement un réseau de drainage des eaux vers lequel les eaux souterraines s'écoulent pour lui fournir son débit d'étiage (Ellis et al., 2007; Pinder and Jones, 1969; Tóth, 1963). Ces grandes hétérogénéités structurelles peuvent aussi engendrer localement des zones privilégiées de réinfiltration des eaux de la rivière vers la nappe (Boano et al., 2010; Cardenas, 2009b,a; Fleckenstein et al., 2006), qui peuvent être prépondérantes dans l'alimentation du milieu local (Krause and Bronstert, 2007; Krause et al., 2007).

En second lieu, dans la plaine alluviale et dans le champ proche de la rivière, la distribution spatiale de la perméabilité du lit de la rivière et du milieu poreux sous-jacent contrôlent la dynamique des échanges nappe-rivière (Calver, 2001; Fleckenstein et al., 2006; Frei et al., 2009; Genereux et al., 2008; Hester and Doyle, 2008; Kalbus et al., 2009; Käser et al., 2009; Rosenberry and Pitlick, 2009). Viennent ensuite la morphologie et la topographie du fond de la rivière (Cardenas et al., 2004; Gooseff and McGlynn, 2005; Frei et al., 2010; Harvey and Bencala, 1993; Kasahara and Wondzell, 2003; Kasahara and Hill, 2006; Sawyer and Cardenas, 2009; Sawyer et al., 2011; Storey et al., 2003; Tonina and Buffington, 2007), ainsi que la profondeur de l'aquifère alluvial (Koch et al., 2011; Marzadri et al., 2010; Whiting and Pomeroy, 1997), et le régime hydraulique de la rivière (Cardenas and Wilson, 2007c; Munz et al., 2011; Saenger et al., 2005).

Il est donc important d'étudier les échanges nappe-rivière dans une double perspective régionale et locale, en estimant tout d'abord les flux d'eaux souterraines alimentant les interfaces nappe-rivière, puis en essayant de quantifier la distribution spatiale le long du réseau hydrographique en prenant en compte les circulations plus locales au sein de la ZH (Schmidt et al., 2006), qui sont contrôlées par la perméabilité du lit d'une part et la morphologie du fond de la rivière d'autre part (mouilles et seuils naturels ou non). La clé de voûte de ces analyses à deux échelles opposées étant le corridor fluvial.

Tableau 1 : Modélisations des échanges nappe-rivière à base physique

Auteurs	Modèle	Éch	Représé	Résolution	Δt	Échelle	Étude
Brunner et al. (2009,?)	HGS	condu	2D verti lat	[1-100]m* [≤0.05]m	perm	loc-int	hypo
Brunner et al. (2010)	HGS, MODFLOW	condu	2D verti lat	[1-10]m* [0.1-10]m	perm	loc-int	hypo
Cardenas et al. (2004)	MODFLOW	condu	3D	0.25m*0.25m*0.04m	perm	loc	hypo
Cardenas and Wilson (2007a,b)	CFD-ACE + COMSOL	conti	2D verti lon	0.01m*0.01m†	perm	loc	hypo
Cardenas (2009b)	COMSOL	conti	2D hori	NS‡	perm	loc	hypo
Chen and Chen (2003)	MODFLOW	condu	3D	[3-6]m*[3-6]m*[6.7-7.6]m	minutes	loc-int	réel
Discacciati et al. (2002)	×	conti	3D	[0.5-5]m*[0.5-5]m*[0.3-1.5]m†	perm	loc	hypo
Ebel et al. (2009)	INHIM	condu	3D	[1-20]m*[1-20]m*[0.05-0.25]m	adapt	loc-int	réel
Engeler et al. (2011)	FLORIS+SPRING	condu	3D	[1-50]m*[1-50]m*[1.6-40]m	900s	int	réel
Fleckenstein et al. (2006)	MODFLOW	condu	3D	200m*100m*[5-40]m	3h	int	réel
Frei et al. (2009)	PARFLOW	conti	3D	20m×50m×0.5m	minutes	int	hypo
Frei et al. (2010)	HGS	condu	3D	0.1m×0.1m×0.1m	adapt	loc	hypo
Gooseff et al. (2006)	MODFLOW	condu	2D verti lon	0.20m*[0.3-0.5]m	perm	loc	hypo
Hester and Doyle (2008)	HEC-RAS+MODFLOW	condu	2D verti lon	3m*[0.1-0.25]m	perm	loc	hypo
Irvine et al. (2012)	HGS	condu	3D	0.5m*[0.5-2.6]m*[0.03-0.7]m	perm	loc	hypo
Kalbus et al. (2009)	HEATFLOW	condu	2D verti lon	1m*[0.05-0.2]m	perm	loc	hypo
Kasahara and Wondzell (2003)	MODFLOW	condu	3D	[0.3-0.5]m*[0.3-0.5]m*[0.15-0.3]m	perm	loc-int	réel
Kasahara and Hill (2006)	MODFLOW	condu	3D	[0.6-3.5]m*[0.2-0.5]m*0.15m	perm	loc	réel
Koch et al. (2011)	MODFLOW	condu	3D	NS‡	1h	int	réel
Krause and Bronstert (2007)	WASIM+MODFLOW	condu	2D hori	[25-50]m*[25-50]m	1h	int	réel
Krause et al. (2007)	WASIM+MODFLOW	condu	2D hori	[25-250]m*[25-250]m	1h	int-rég	réel
Lautz and Siegel (2006)	MODFLOW	condu	3D	0.5m*0.5m*[0.6-2]m	perm	loc-int	réel
Marzadri et al. (2010)	×	condu	3D	[0.19-1.88]m*[0.06-0.5]m*[0.1]m	perm	loc-int	hypo
Marzadri et al. (2011)	×	condu	3D	NS‡	perm	loc	hypo
Miglio et al. (2003)	×	conti	3D	[0.2-0.5]m*[0.2*0.5]m*[0.05-0.15]m†	600s	loc	hypo
Munz et al. (2011)	MODFLOW	condu	3D	0.5m*0.5m*[0.1-2.48]m	1h†	loc	réel
Osman and Bruen (2002)	MODFLOW	condu	2D verti lat	NS‡	perm	loc	hypo
Peyrard et al. (2008)	COMSOL	continuité	2D hori	[10-40]m*[10-40]m	adapt	int	réel
Revelli et al. (2008)	×	condu	2D hori	NS‡	perm	int	hypo
Rushon (2007)	×	condu	2D verti lat	20m*0.2m	perm	loc-int	hypo
Saleh et al. (2011)	EauDyssée	condu	pseudo 3D	[1-4]km*[1-4]km*[ ]m	1 j	rég	réel
Saenger et al. (2005)	HEC-RAS+MODFLOW	condu	verti lon	0.1m*0.02m	perm	loc	réel
Sawyer and Cardenas (2009)	FLUENT + COMSOL	conti	2D verti lon	0.01m*0.005m†	perm	loc	labo
Storey et al. (2003)	MODFLOW	condu	3D	0.01m*[1-8]m*[0.25-0.42]m	perm	loc	réel
Sulis et al. (2010)	CATHY,PARFLOW	condu	3D	[1-80]m*[1-80]m*[0.0125-0.5]m	adapt	loc-int	hypo
Tomina and Buffington (2007)	FLUENT	conti	3D	0.03m*0.03m*0.03m	perm	loc	labo
Urquiza et al. (2008)	×	conti	2D verti lon	1m*1m	perm	loc	hypo
Wondzell et al. (2009)	MODFLOW	condu	3D	[0.125-2]m*[0.125-2]m*[0.16-0.4]m	perm	loc	réel

Éch : représentation des échanges conti : continuité ; condu : conductance ; BC : Conditions limites

Représé : représentation spatiale : verti : verticale ; lat : latérale ; lon : longitudinale ; hor : horizontale

Résolution : Δx : spatiale ; Δt : temporelle (perm : permanent ; adapt : pas de temps adaptatif)

† Dimensions non spécifiées mais estimées à partir des informations contenues dans le papier

‡ Extension totale du modèle : Cardenas (2009b) : 80m\*45m ; Koch et al. (2011) : 1.7km\*200m\*0.5m ; Marzadri et al. (2011) : 16.9m\*2.6m\*1.6m ;

‡ Extension totale du modèle : Revelli et al. (2008) : [0.22-4.4]km\*[0.19-3.8]km ; Osman and Bruen (2002) : 360m\*21m

Échelle : loc : locale ; int : intermédiaire ; régio : régionale

Étude : hypo : cas synthétique ; labo : expérience de laboratoire ; réel : étude de terrain

## 1.2 L'interface nappe-rivière à l'échelle locale - La Zone Hyporhéique

Les interfaces nappe-rivière sont des zones de mélange des eaux superficielles et souterraines (Sophocleous, 2002). À l'échelle locale, l'interface nappe-rivière est définie comme la zone hyporhéique (ZH) qui est un écotone<sup>2</sup> dont l'extension varie dans l'espace et dans le temps. Cet écotone est, par définition, localisé à l'interface entre deux écosystèmes aux caractéristiques très différentes (Brunke and Gonser, 1997) : les rivières et les aquifères, qui renvoient aux deux composantes très distinctes des hydrosystèmes. Au sens large, la ZH est "the saturated transition zone between surface water and groundwater bodies that derives its specific physical (e.g. water temperature) and biogeochemical (e.g. steep chemical gradients) characteristics from active mixing of surface and groundwater to provide a habitat and refugia for obligate and facultative species"<sup>3</sup> (Krause et al. (2009), p. 2103). White (1993) mentionne aussi que la ZH est localisée sous la rivière et dans le champ latéral proche (les berges). Ainsi Malard et al. (2002) ont identifié cinq configurations génériques de ZH qui dépendent de la structure du milieu de subsurface, ainsi que de la position d'un substratum imperméable ou semi-perméable :

1. Pas de ZH (Fig. 4a) : le cours d'eau coule directement sur un substratum imperméable. A noter cependant qu'une zone hyporhéique pérenne peut se développer dans les zones de forte courbure du cours d'eau (Boano et al., 2009; Cardenas, 2009b; Mouhri et al., 2012; Revelli et al., 2008)
2. Pas d'aquifère (Fig. 4b) : Une ZH, liée à l'infiltration des eaux de surface dans le substratum et/ou les berges de la rivière, peut exister. Le substratum imperméable est situé à proximité des sédiments de la rivière
3. Existence d'une ZH dans un système nappe-rivière connecté (Fig. 4c) : la ZH est créée par advection des eaux de la rivière et de l'aquifère. Le substratum imperméable est situé sous l'aquifère
4. Existence d'une ZH dans un système nappe-rivière déconnecté (présence d'un milieu poreux distinct entre la rivière et l'aquifère. Ce milieu poreux ne serait pas saturé si le fond de la rivière était imperméable) :
  - (a) La ZH est créée par infiltration des eaux de la rivière sous la rivière (par d'écoulements latéraux). La zone de mélange des eaux de surface est souterraine est localisée au niveau du toit de l'aquifère à une certaine distance du fond de la rivière (Fig. 4d)
  - (b) Une ZH perchée est engendrée seulement par les eaux de la rivière sous le lit de la rivière. Soit le milieu poreux sous la rivière est très épais soit ses propriétés de conduction de l'eau ne sont pas suffisantes pour leur permettre d'atteindre le toit de l'aquifère (Fig. 4e).

L'extension spatiale de la ZH est très variable et couvre plusieurs ordres de grandeur depuis le centimètre jusqu'à plusieurs centaines de mètres en fonction de l'intensité des échanges latéraux avec l'aquifère de bordure (Brunke and Gonser, 1997; Woessner, 2000; Wroblicky et al., 1998). Même au sein d'une configuration spécifique, l'extension spatiale et la nature de la ZH sont susceptibles de varier au cours du temps en fonction de l'évolution du contexte hydrogéologique. Ainsi Conant (2004); Storey et al. (2003) indiquent que l'extension spatiale de la ZH est modifiée par les écoulements régionaux au sein du système aquifère, alors que Wroblicky et al. (1998) rapportent que l'intensité même des échanges nappe-rivière, déduits des différences de charges entre la rivière et l'aquifère, rétro-agit sur l'extension spatiale de la ZH.

Les investigations à l'échelle locale s'appuient sur des travaux expérimentaux et nécessitent un lourd investissement expérimental mettant en œuvre une instrumentation de sites représentatifs, de l'acquisition et de l'analyse de données afin de comprendre les écoulements tri-dimensionnels qui s'y développent (Peyrard et al., 2008).

<sup>2</sup>Un écotone est la zone de transition écologique entre deux écosystèmes.

<sup>3</sup>La zone saturée de transition entre les eaux de surface et les masses d'eau souterraine, dont les propriétés physiques et biogéochimiques spécifiques dérivent du mélange actif des eaux surfaciques et souterraines pour fournir un habitat à des espèces endémiques ou non

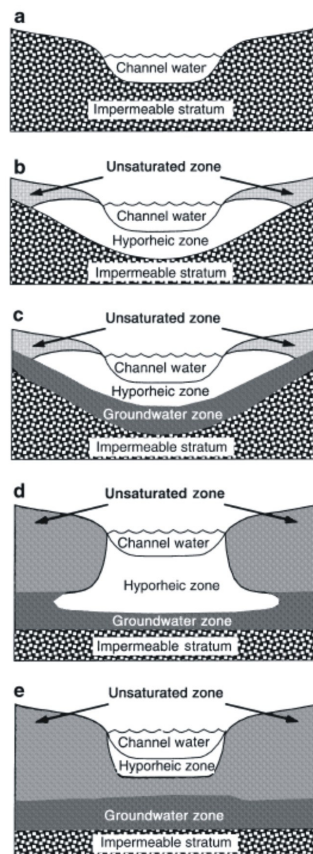


Figure 4: Différentes configurations de la ZH. D'après [Malard et al. \(2002\)](#).

Par définition elles se limitent à des zones restreintes et ne permettent que rarement d'analyser les processus à l'échelle intermédiaire ([Baxter and Hauer, 2000](#); [Mouhri et al., 2012](#)) comme l'indiquent le petit nombre de modélisations des interfaces nappe-rivière à l'échelle intermédiaire (Tab. 1).

### 1.3 Les interfaces nappe-rivière à l'échelle régionale - Les plaines alluviales

Comme indiqué par [Mouhri et al. \(2012, 2013\)](#), la dynamique des échanges à l'interface nappe-rivière est complexe et dépend principalement de facteurs géomorphologiques, hydrogéologiques et climatiques ([Sophocleous, 2002](#); [Winter, 1998](#)). D'un point de vue conceptuel, les échanges nappe-rivière sont contraints par deux facteurs principaux : Le gradient hydraulique et la structure géologique du milieu. Le gradient hydraulique définit les chemins d'écoulement ([Winter, 1998](#)), et la structure géologique les propriétés hydrodynamiques du milieu ([White, 1993](#); [Dahm. et al., 2003](#)). Ces deux facteurs sont fondamentaux pour les hydrogéologues qui en dérivent des vitesses d'écoulement et des temps de transfert. A l'échelle régionale, et par conséquent à l'échelle des hydrosystèmes continentaux comme les bassins sédimentaires, l'estimation des échanges nappe-rivière nécessite de combiner l'étude de différents processus qui ont des temps ou périodes de temps caractéristiques s'étalant sur plusieurs ordres de grandeur ([Blöschl and Sivapalan, 1995](#); [Flipo et al., 2012](#); [Massei et al., 2010](#); [Massei and Fournier, 2012](#)): horaire-journalier pour les écoulements en rivière, annuel-décennal pour la pluie efficace, décennal-siècle pour les écoulements souterrains. La compréhension de ces processus à différentes échelles spatio-temporelles nécessite d'utiliser des modèles comme interpolateur spatio-temporel, ainsi que de définir des lois de changement d'échelle ([Saleh et al., 2011, 2012](#)).

L'utilisation des modèles mécanistes distribués couplant les processus de surface et souterrains couvre une

large gamme d'échelles. Cependant une analyse approfondie montre que seulement 18 publications<sup>4</sup> (soit seulement 8.6 % de l'ensemble des publications consultées) concernent de grands bassins versants (> 10 000 km<sup>2</sup>) (Abu-El-Sha's and Rihani, 2007; Andersen et al., 2001; Bauer et al., 2006; Boukerma, 1987; Christiaens et al., 1995; Etchevers et al., 2001; Golaz-Cavazzi et al., 2001; Gomez et al., 2003; Habets et al., 1999; Hanson et al., 2010; Henriksen et al., 2008; Kolditz et al., 2012; Ledoux et al., 2007; Lemieux and Sudicky, 2010; Monteil, 2011; Park et al., 2009; Pryet et al., 2015; Saleh et al., 2011; Scibek et al., 2007). Hormis Monteil (2011); Pryet et al. (2015); Saleh et al. (2011), aucune d'elles ne s'intéresse à la quantification des échanges nappe-rivière à cette échelle. De plus, parmi des modèles dédiés à cette problématique, une seule a été menée pour des extensions spatiales de cette ampleur (Pryet et al., 2015).

À l'échelle régionale, la majorité des modèles hydr(géo)logiques ont une capacité limitée pour prendre en compte les processus se développant localement (ex. pompage près de la rivière, effets de stockage dans la zone hyporhéique, transfert des polluants) car ces processus nécessitent une discrétisation fine de domaine qui peut pénaliser l'efficacité des calculs, et éventuellement l'efficacité numérique du modèle (Saleh, 2010). En outre, des problèmes d'équifinalité (Beven, 1989; Beven et al., 2011; Ebel and Loague, 2006; Polus et al., 2011), de conditions initiales (Noto et al., 2008), ou de capacité de calcul (Jolly and Rassam, 2009), peuvent survenir quand les modèles régionaux sont utilisés pour simuler les processus locaux ou quand les modèles locaux sont utilisés pour estimer des processus à large échelle (Aral and Gunduz, 2003, 2006; Wondzell et al., 2009). C'est pourquoi des approches alternatives sont nécessaires pour compléter la gamme d'application de modèle (Werner et al., 2006). Toutefois, ni un modèle trop simple, ni un modèle trop complexe ne sont susceptibles d'apporter des réponses fiables (Hill, 2006; Smith et al., 2004; Wondzell et al., 2009). À cela s'ajoute la complexité des échanges nappe-rivière qui peuvent être pour un même tronçon de rivière, positifs dans certains secteurs et négatifs dans d'autres (Bencala et al., 2011). Tous ces facteurs confirment la nécessité de définir une méthodologie de changement d'échelle afin d'améliorer les simulations des échanges nappe-rivière à l'échelle régionale, comme mentionné par Mouhri et al. (2013).

## 2 Caractérisation des échanges nappe-rivière

Mouhri et al. (2012) ont dressé un bilan des différentes méthodes de caractérisation et quantification des échanges nappe-rivière (mesures de terrain plutôt locales). De nombreuses méthodes d'échantillonnage des interfaces nappe-rivière existent (Fig 5). Pour ce qui concerne la mesure hydrologique représentative des échelles locale et intermédiaire (Andersen and Acworth, 2009; Baxter and Hauer, 2000), on peut citer :

- la mesure d'exfiltration (Lee and Mehta, 1997; Rosenberry, 2008; Rötting et al., 2006)
- l'utilisation d'un réseau piézométrique (Landon et al., 2001; Baxter et al., 2003)
- les essais de pompages (Kalbus et al., 2007; Wang et al., 2011)
- le jaugeage différentiel (McCallum et al., 2012)
- les bilans hydrologiques et l'analyse des hydrogrammes (Caissie et al., 1996; Mau and Winter, 1996; McCallum et al., 2012; Pinder et al., 1969).

Quoiqu'il en soit, les méthodes de traçage à l'aide de traceurs naturels ou artificiels sont les plus populaires (Cox et al., 2007; Gooseff and McGlynn, 2005; Harvey et al., 1996) bien que représentatives d'un seul type d'évènement hydrologique. Par ailleurs les indicateurs biologiques suscitent depuis peu un engouement croissant de la communauté scientifique étudiant les interfaces nappe-rivière (Baxter and Hauer, 2000; Boulton et al., 1998; Boulton, 2007; Claret et al., 1999; Dahm et al., 1998; Hancock et al., 2005; Marmonier et al., 2012; Mermillod-Blondin et al., 2000). Il en va de même pour l'utilisation de la température comme traceur des écoulements (Anderson, 2005; Fleckenstein et al., 2010; Kalbus et al., 2007). En effet l'utilisation de

<sup>4</sup>Parmi ces 19 publications, 8 ont été réalisées avec MODCOU ou EauDyssée.

Méthodes	Echelle spatiale			Echelle temporelle		Coût	Avantages	Inconvénients
	Locale Ponctuelle	Médiane Pleine alluviale	Régionale Bassin versant	Ponctuelle	Pluriannuelle Annuelle			
<b>Compteur d'exfiltration (Seepage meter)</b>	●	■		●		- - -	Mesure directe de flux Dispositif simple Méthode Semi-quantitative	Fortes incertitudes Mesure ponctuelle Inapplicable sur substrat dur
<b>Jaugeage différentiel</b>	●	■		●	■	- - -	Mesure simple et rapide bilans de fuite en rivière	Mesure ponctuelle Echanges non localisés dépend des points de jaugeage
<b>Hydrologiques</b>								
Basée sur la loi Darcy Gradient hydraulique Conductivité hydraulique	●	■		●	■	- à +	Connaissance des niveaux d'eau en rivière et aquifère identification des processus et du sens d'écoulement	Difficultés d'estimation des flux à partir de la conductivité hydraulique et de la perméabilité Mesures ponctuelles difficile à interpoler spatialement
<b>Analyse de l'hydrogramme</b>	●		■	●	■	- à +	Estimation des contributions de la nappe et de la rivière et de la variabilité des échanges temporellement	Intègre l'ensemble des processus amont Nécessite des traçages et datations de masse d'eau
<b>HydroChimiques</b> les éléments majeurs les isotopes les traceurs naturels&artificiels		■	■	●	■	- à +	Calcul des vitesses et des temps de résidence, des prospérités du milieu (transmissivité), Compréhension du mélange des eaux	Traceur peut être influencé par les processus de dégradation, d'adsorption etc. Mesure ponctuelle et instantanée
<b>Méthodes biologiques</b>	●	■		●		- à +	Variations saisonnières du flux Localisation de point d'échanges et du sens du flux	Ponctuelle spatialement Uniquement qualitatif Dépendent de l'observateur
<b>Géophysiques</b>								
Thermique	●			●	■	- à +	Quantification de flux à haute résolution et avec précision Cartographie des échange le long de la rivière	Calibration assez lourde Inversion des températures en flux Mesures ponctuelles en 1D
géophysique	●	■		●		- à +	Rapides et à large échelle Définition de la structure spatiale et de la connectivité cours d'eau/ substrat	Méthodes indirectes Calibration par d'autre méthode (carottage, géochimie etc.) approche statique et qualitative
<b>Modélisation</b>		■	■		■	- à +	Estimation de la variabilité spatiale et temporelle des flux Visualisation 3D des flux possible Test de scénarii	Nécessite une connaissance préalable des processus Mise en oeuvre et validation assez lourdes

Figure 5: Méthodes d'échantillonnage des échanges nappe-rivière. D'après Kalbus et al. (2006) complété par Mouhri et al. (2012).

capteurs thermiques discrets s'est rapidement développée au cours des dix dernières années (Anderson, 2005; Anibas et al., 2009, 2011; Conant, 2004; Constantz et al., 2002; Constantz, 2008; Cuthbert et al., 2010; Fanelli and Lautz, 2008; Gordon et al., 2012; Greswell et al., 2009; Hatch et al., 2006; Jensen and Engesgaard, 2011; Kalbus et al., 2007; Kim et al., 2008; Lautz et al., 2010; Lewandowski et al., 2011; Loheide II and Gorelick, 2006; Schmidt et al., 2006, 2007; Westhoff et al., 2011), ainsi que l'utilisation de fibres optiques permettant d'étudier des extensions spatiales plus larges (Briggs et al., 2012; Krause et al., 2012; Lowry et al., 2007; Loheide and Gorelick, 2007; Moffett et al., 2008; Selker et al., 2006; Slater et al., 2010; Vogt et al., 2010). Certes cette technologie est séduisante, mais elle ne permet pas encore d'aboutir à des estimations des hétérogénéités structurelles des interfaces nappe-rivière. De même, les indicateurs biologiques constituent une mesure qualitative des échanges intégrés sur un pas de temps au minimum saisonnier. Les capteurs thermiques discrets, quant à eux, offrent une plus grande souplesse d'utilisation et peuvent être raccordés à des boîtiers d'acquisition de données en continu. La plupart des méthodes d'échantillonnage des interfaces nappe-rivière sont représentatives d'un site local, et ne permettent pas, à elles seules, de quantifier les échanges nappe-rivière le long d'un bief.

Parmi une sélection de 39 publications (Tab. 2) traitant de dispositifs de mesure multi-échelle et/ou multi-proxy, Mouhri et al. (2013) ont identifié que seuls Kikuchi et al. (2012) avaient mis en place un dispositif intégrant les trois échelles d'analyse spatiale (Fig. 2). La définition de procédures d'aide à la mise en place de dispositifs expérimentaux intégrant la multi-dimensionalité des problèmes demeure donc un enjeu scientifique d'importance pour les années à venir. Une méthodologie générale d'étude des interfaces nappe-rivière a ainsi été formalisée autour des trois grands pôles Mesures-Interpolation-Modélisation (MIM, Flipo et al. (2014)).

Authors	Spatial scale			Methods												
	HZ	ER †	HS ‡	SM	DG	WLM	PT	WB	TT	TP	TEC	Tδ	TCh	GI	DTS	TI
Andersen and Acworth (2009)	+	+							+		+					
Angermann et al. (2012)	+	0.25				+			+	+						
Anibas et al. (2011)	+	36.7								+						
Anibas et al. (2012)	+	5.6		+			+			+						
Becker et al. (2004)		40	300		+				+							
Conant (2004)	+	0.06				+	+			+						
Constantz (2008)	+	nd								+						
Cristea and Burges (2009)		86.5							+							+
Ellis et al. (2007)*		7				+							+			
Faulkner et al. (2012)	+	5				+										
Fleckenstein et al. (2006)		20				+	+									
Gooseff and McGlynn (2005)		0.06									+		+			
Harvey et al. (1996)		0.05				+		+					+			
Hatch et al. (2006)	+	11.5			+	+				+						
Hayashi et al. (2012)		1				+			+		+		+			
Henderson et al. (2009)	+	0.05														+
Jardani et al. (2012)*		10				+	+									
Kalbus et al. (2006)	+	0.06						+		+						
Keery et al. (2007)	+	1						+		+						
Kikuchi et al. (2012)*	+	21	150	+	+	+	+	+	+	+	+	+				
Krause and Bronstert (2007)		20	198		+	+		+								
Krause et al. (2007)		0.02				+			+							+
Landon et al. (2001)		7.1		+		+	+									
Lee (1977)	+			+									+			
Loheide II and Gorelick (2006)	+	2														+
McCallum et al. (2012)		33			+								+			
Munz et al. (2011)	+	0.02				+	+									
Nowinski et al. (2012)	+	1				+				+			+			
Nyquist et al. (2008)		0.11									+			+		
Rosenberry and Pitlick (2009)	+	0.3		+												
Rötting et al. (2006)*		0.1				+	+									
Schmidt et al. (2006)	+	0.22				+	+			+						
Schuetz and Weiler (2011)		nd							+		+					+
Sophocleous et al. (1988)		nd	400			+	+									
Vazquez-Sune et al. (2007)		30	200			+		+								
Vogt et al. (2010)	+	0.2								+					+	
Vogt et al. (2010)		1					+				+					
Ward et al. (2010)	+	0.07											+	+		
Ward et al. (2012)	+	0.03									+		+	+		

† ER: t in km; ‡ HS: Hydrosystem in km<sup>2</sup>; \* multi-layer aquifer system

SM: Seepage meter; DG: differential gauging ; WLM: Water Level Measurements; PT: Pumping and/or slug Test

WB: Water Balance; TT : WLM+Temperature TP; Temperature profile; TEC : Electrical Conductivity

Tδ : isotope tracer; TCh: Chemical tracer; GI: Geophysical Imaging

DTS: Fiber Optic Distributed Thermal Sensors; TI: Thermal imagery and Thermal infrared imagery

Tableau 2: Revues d'études de terrain sur la quantification des échanges nappe-rivière. D'après Mouhri et al. (2013).

La méthodologie MIM intègre à la source, la multi-dimensionnalité du problème, et couple des stratégies d'échantillonnage multi-échelle, avec des analyses, des interprétations, des interpolations de données spatio-temporelles, et des modèles mécanistes distribués (Fig. 2).

### 3 Modélisation des interfaces nappe-rivière : coupler les eaux de surface et souterraines

La simulation des échanges aux interfaces surface/subsurface (Ebel et al., 2009; Kollet and Maxwell, 2006; LaBolle et al., 2003; Furman, 2008), principalement le sol et l'interface nappe-rivière, est réalisée par deux approches distinctes (voir Tab. 1, et Flipo (2013); Flipo et al. (2013, 2014)), quel que soit le nombre de dimensions simulées de l'espace :

- par un modèle résistif ou de conductance<sup>5</sup>, pour lequel l'interface elle-même a une valeur de conductivité. Le flux d'eau échangé à l'interface est alors calculé comme étant le produit de la conductivité par la différence de charge ou de pression suivant les formulations. Cette approche, qui est la plus répandue, est utilisée par les modèles mécanistes distribués les plus anciens et aussi nombre de récents ;
- par un calcul assurant la continuité du champ de pression et des flux aux interfaces. Ce calcul peut parfois être itératif. Cette approche engendre parfois une discontinuité de la vitesse de l'eau tangentielle au fond de la rivière (Discacciati et al., 2002; Miglio et al., 2003; Urquiza et al., 2008).

Le modèle résistif est le plus utilisé. Des formulations plus ou moins simples de la valeur de la conductance existent pour le cas de la déconnexion entre la rivière et l'aquifère (Osman and Bruen, 2002). Par contre Engeler et al. (2011) indiquent que ce coefficient est dépendant de la température. De plus, des doutes demeurent quant à la validité de la relation du premier ordre en cas de crue à l'échelle régionale lorsque les surfaces d'échange entre la nappe et la rivière augmentent du fait du débordement des rivières dans leurs lits majeurs (Engeler et al., 2011). Irvine et al. (2012) sont aussi favorables au modèle résistif à la condition de bien décrire les hétérogénéités du fond dont la distribution spatiale est difficile à établir (Genereux et al., 2008).

Pour la méthode de couplage par continuité, le calcul de continuité de la pression à l'interface nappe-rivière peut être effectué itérativement ou séquentiellement, l'approche itérative étant supposée plus précise (Sulis et al., 2010). Par contre, la méthode itérative, même si formellement plus esthétique, est beaucoup plus coûteuse en temps de calcul car elle requiert, entre autres, un calcul de convergence numérique entre la pression de subsurface et celle de surface. Afin d'éviter la lourdeur des calculs liés à une approche itérative, de récents développements numériques permettent de résoudre un seul système matriciel couplant les équations de surface et souterraine. Cette approche, dite couplée (voir Tab. 1, et Flipo (2013); Flipo et al. (2013, 2014)), peut être utilisée quel que soit le modèle d'échange nappe-rivière choisi. En revanche, elle nécessite bien souvent de paralléliser le code de calcul afin de pouvoir simuler un système réel.

D'un point de vue conceptuel, (Delfs et al., 2012; Ebel et al., 2009; ?; Nemeth and Solo-Gabriele, 2003) recommandent plutôt l'utilisation du modèle résistif qui permet de mieux comprendre les mécanismes en œuvre, et se révèle, dans le cas de milieux très conducteurs, équivalent au modèle de continuité. De plus, du fait de l'hypothèse, couramment émise, de verticalité des échanges nappe-rivière à l'échelle régionale (Krause et al., 2012; Sophocleous, 2002), le modèle résistif semble être un cadre favorable pour déterminer des lois de changement d'échelle (Boano et al., 2009; Engdahl et al., 2010). Cette hypothèse de verticalité des flux ne fait cependant pas l'unanimité puisque Rushton (2007), sur la base d'expériences numériques, indique que le modèle résistif, tel qu'il est mis en œuvre à l'échelle régionale, devrait se baser, pour l'estimation des valeurs de conductance des mailles rivières, sur la valeur de la perméabilité horizontale de l'aquifère et non pas verticale. En utilisant cette approche, Pryet et al. (2015) ont pu réaliser la première simulation spatialisée des échanges nappe-rivière à l'échelle du réseau hydrographique de la Seine. Un des intérêts majeurs de cette méthodologie est de respecter les forçages liés aux écoulements régionaux, tout en limitant le nombre de paramètres de calibration. Il est par ailleurs aujourd'hui possible de relier les différentes formulations du modèle résistif entre les différentes échelles d'analyse des échanges nappe-rivière, ouvrant ainsi la voie au changement d'échelle structuré autour des interfaces nappe-rivière (Flipo et al., 2014).

Pour que les échanges soient correctement simulés à l'aide du modèle de conductance, il faut, non seulement calibrer la conductance de l'interface nappe-rivière, mais aussi estimer les niveaux d'eau en rivière. Afin d'estimer les niveaux d'eau en rivière à l'échelle régionale, un modèle numérique de terrain<sup>6</sup> peut permettre de renseigner la cote de drainage des eaux souterraines par la surface au niveau des rivières (Flipo, 2005; Gomez et al., 2003; Thierion et al., 2012), éventuellement enrichie par d'autres informations provenant des services de navigation (Monteil, 2011). Suivant cette procédure, la cote de drainage de la rivière est une condition limite qui ne varie pas au court du temps. Néanmoins, elle permet au modèle d'estimer spatialement des échanges

<sup>5</sup>Il s'agit en fait d'un coefficient d'échange du premier ordre (first order exchange coefficient).

<sup>6</sup>modèle numérique de terrain

nappe-rivière à l'échelle d'aquifères régionaux (Monteil, 2011). Le choix peut aussi être fait de simuler les fluctuations des niveaux d'eau en rivière pour chaque maille rivière. Le niveau d'eau en rivière devient alors une variable d'état du modèle et non plus une condition limite. Cependant, la simulation des niveaux d'eau dans un réseau hydrographique de plusieurs milliers de kilomètre est une tâche ardue qui nécessite une puissance de calcul conséquente pour résoudre les équations classiques de l'hydraulique à surface libre, et une quantité d'informations bathymétriques impossible à collecter à cette échelle (Saleh, 2010). De plus, si l'utilisation d'un modèle numérique de terrain afin de reconstituer ces données bathymétriques permet de bien restituer les débits, il n'en va pas de même pour les niveaux d'eau (Saleh et al., 2013). C'est pourquoi, à l'échelle régionale, l'utilisation de courbes de tarage semble appropriée à la simulation des niveaux d'eau en rivière (Saleh et al., 2011). Cette approche, couplée au modèle de conductance au sein de la plate-forme de simulation des hydrosystèmes, EauDyssée, a d'ailleurs permis d'estimer les échanges nappe-rivière à l'échelle de 14 000 km de réseau hydrographique du bassin de Paris (Flipo et al., 2014).

## 4 Conclusion

La modélisation de l'hydrodynamique des interfaces nappe-rivières est un problème ardu qui nécessite de prendre en compte son caractère multi-dimensionnel. Cependant le concept d'interfaces emboîtées offre un cadre conceptuel intéressant permettant d'identifier la rivière comme le point d'accroche entre les échelles locale, permettant de caractériser les processus de mélange des eaux de surface et des eaux souterraines, et régionale, qui correspond à l'échelle de gestion des Masses d'eau.

Si l'interface nappe rivière peut être modélisée à ces deux échelles par des approches distinctes (modèle de conductance aux échelles intermédiaire et régionale, calcul de continuité aux échelles locale et intermédiaire), le principal enjeu des années à venir sera de trouver les méthodologies de changement d'échelle permettant de passer des émergences tridimensionnelles locales aux propriétés macroscopiques régissant les flux à l'échelle régionale. Une des pistes de réflexion est la mise en cohérence de ces cadres formels via la notion d'interfaces emboîtées, permettant, d'une part, de circonscrire géographiquement les objets à traiter, et d'autre part, d'affiner les modélisations en leur sein. Un des grands défis des années à venir sera donc d'inventer des structures de modélisation multi-échelle permettant d'intégrer la multi-dimensionnalité des processus à la racine de leur architecture.

# Échanges nappe-rivière à l'échelle du bassin de la Seine<sup>1</sup>

Nicolas Flipo<sup>1\*</sup>, Baptiste Labarthe<sup>1\*</sup>, Alexandre Pryet<sup>2</sup>, Fulvia Baratelli<sup>1</sup>, Patrick Goblet<sup>1</sup>, Maïa Akopian<sup>3</sup>

<sup>1</sup> MINES ParisTech, PSL - Research University, Centre de Géosciences, 77 305 Fontainebleau

<sup>2</sup> EA 4592 Géoressources et Environnement, ENSEGD, Institut Polytechnique de Bordeaux, 33607 Pessac

<sup>3</sup> Agence de l'Eau Seine Normandie, 92027 Nanterre Cedex

\* Nicolas.Flipo@mines-paristech.fr, baptiste.labarthe@mines-paristech.fr

## Sommaire

1	Modélisation des interfaces nappe-rivière du bassin de la Seine . . . . .	19
2	Optimisation du bilan hydrique de surface . . . . .	27
3	Quantification des échanges nappe-rivière et vulnérabilité des masses d'eau . . . . .	38
4	Conclusion . . . . .	47
5	Remerciements . . . . .	48

Ce chapitre a pour objectif de simuler les échanges entre le réseau hydrographique du bassin de la Seine et ses aquifères. Cette modélisation se base sur un modèle hydrologique-hydrogéologique couplé EauDyssée (Flipo et al., 2012; Flipo, 2013). Les échanges nappe-rivière y sont simulés par un modèle de conductance (Rushton and Tomlinson, 1979), relié aux propriétés des aquifères en contact avec le réseau hydrographique (Rushton, 2007), ce qui a permis son utilisation à l'échelle régionale (Pryet et al., 2015).

Afin de permettre l'utilisation de ces résultats d'échange à haute résolution spatiale et temporelle, les résultats sont ramenés à la Masse d'Eau Cours d'Eau (MECE) pour ce qui concerne le réseau hydrographique, et à la Masse d'Eau SOuterraine (MESO) à l'échelle pluri-annuelle, annuelle, et mensuelle.

## 1 Modélisation des interfaces nappe-rivière du bassin de la Seine

### 1.1 Découpage du bassin

Un modèle hydrogéologique tri-couches du bassin de Paris prenant en compte les formations aquifères de l'Oligocène, de l'Eocène et de la Craie a été mis en place par Gomez (2002) (Fig. 6). Récemment ce modèle a été raffiné pour la DRIEE Ile-de-France en discrétisant les formations Tertiaires (Oligocène et Eocène) en cinq couches, ainsi qu'en prenant explicitement en compte les pompages (Viennot, 2007). La résolution du modèle est relativement grossière avec des mailles rivières de 1 kilomètre de côté.

Par ailleurs des modèles locaux à résolution plus fine ont été développés et rendus compatibles avec le modèle régional à 6 couches (Flipo et al., 2013) :

<sup>1</sup>Pour citer cet article : Flipo, N., Labarthe, B., Pryet, A., Baratelli, F., Goblet, P., Akopian, M. (2016), Échanges nappe-rivière à l'échelle du bassin de la Seine. Dans "Interfaces Nappe-Rivière", PIREN Seine, Rapport de synthèse 2011-2015

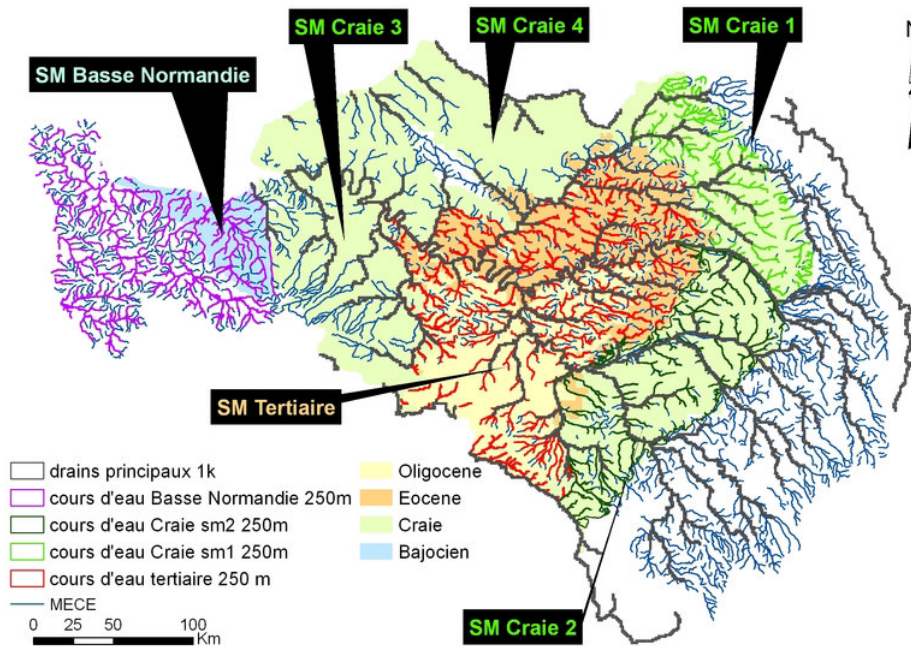


Figure 6: Modèles hydrologique-hydrogéologique couplés disponibles sur le Bassin Seine-Normandie. SM : sous modèle. Le modèle régional couvre l'ensemble des sous-modèles, exceptée la Basse-Normandie

- Une modélisation hydrodynamique de l'ensemble des formations du Tertiaire (et une toute petite partie de la Craie à l'ouest de l'Île de France) a été réalisée pour la DRIEE Île de France (Viennot, 2007). Globalement, ce modèle couvre le secteur modélisé correspondant aux formations initialement désignées « Oligocène » et « Eocène » (SM Tertiaire, Fig. 6). La discrétisation horizontale de ce modèle s'appuie sur des mailles dites « rivière » de taille variant entre 125 et 500 mètres de côté selon les secteurs d'intérêt. Verticalement, 14 formations alternant formations aquifères et semi perméables ont été individualisées (des calcaires de Pithiviers pour la plus récente à une petite partie de la Craie pour la plus ancienne). Ces modélisations intègrent une prise en compte explicite de l'ensemble des pompages actuellement effectués sur le secteur.
- Une application sur le secteur des bocages normands du bassin Seine-Normandie (SM Basse Normandie, Fig. 6) a été développée par Thiérier et al. (2008). La discrétisation horizontale de ce modèle s'appuie sur des mailles « rivière » de 250 mètres de côté.
- Quatre sous-modèles de l'aquifère de la Craie (Viennot and Abasq, 2013). Là encore, la discrétisation horizontale de ces modèles s'appuie sur des mailles dites « rivière » de 250 mètres de côté.

L'ensemble de ces modèles permettent d'estimer les débits dans la moitié des Masses d'Eau Cours d'Eau (MECE) du bassin Seine-Normandie, ce qui représente (exceptée la frange est du bassin où une partie du réseau hydrographique est en contact avec les formations aquifères du Jurassique) la quasi-totalité des MECE en contact avec un aquifère régional, soit 727 MECE simulées sur 879. Exceptée la frange est (Jurassique) du bassin, le reste des MECE n'est pas soutenu par des grands aquifères régionaux (essentiellement les départements de la Manche et de l'Orne). Dans ces secteurs, les débits sont estimés à l'aide d'un modèle conceptuel simplifié.

L'ensemble des modèles et sous-modèles ont été construits, calibrés, puis transférés sous la plate-forme de simulation des hydrosystèmes EauDyssée (Flipo et al., 2012; Flipo, 2013). La plate-forme simule, à partir des pluies et ETP (évapotranspiration potentielle) journalières observées (fournies par la base de données SAFRAN

de MétéoFrance), les débits journaliers en rivière, ainsi que les niveaux piézométriques en aquifères. Les flux entre les mailles du système sont aussi calculés quotidiennement.

Par ailleurs les prélèvements anthropiques en nappe sont pris en compte temporellement et spatialement d'après les estimations de [Viennot and Abasq \(2013\)](#). La période couverte va de 1993 à 2010. Les prélèvements sont scindés en trois catégories : les prélèvements pour l'Alimentation en Eau Potable (AEP), les prélèvements pour l'agriculture (irrigation) et les prélèvements industriels. Sur la période 2000-2010, le volume moyen annuel global pompé en nappe, sur l'ensemble du territoire couvert par l'AESN, est de 1 323.987 millions de m<sup>3</sup>. On remarque que près des trois quarts des prélèvements en nappe se font à des fins d'alimentation en eau potable. Cependant, le modèle ne simulant pas la frange Jurassique du bassin de Paris, ni le Cotentin, le total des prélèvements atteint 1 milliard de m<sup>3</sup>.

## 1.2 Description des plaines alluviales

Afin d'affiner l'estimation des échanges nappe-rivière par le modèle régional, il convient de représenter explicitement l'interface nappe-rivière constituée par la plaine alluviale ([Flipo et al., 2014](#)). Ceci permet de représenter physiquement la zone de mélange et de quantifier les flux régionaux alimentant cette zone, et ainsi de mieux estimer la vulnérabilité des MESO associées.

### 1.2.1 Informations sur la géométrie des plaines alluviales

Tout d'abord l'extension latérale de la plaine alluviale a été définie à partir des cartes géologiques au 1:50000. Elle délimite l'emprise de la couche alluviale dans le modèle régional. La couche alluviale introduite dans le modèle regroupe les formations alluviales récentes (du Würm) et anciennes (du Riss). Elle a été définie uniquement sur la zone aquifère du modèle (Fig. 7).

Sept aquifères sont finalement représentés dans le modèle régional du bassin de la Seine. Ils représentent :

- Les formations quaternaires des plaines alluviales.
- Les formations rupéliennes calcaires
- Les formations priaboniennes des calcaires de Brie et des sables de Fontainebleau
- Les formations éocènes des calcaires de Champigny et des sables de Beauchamp.
- Les formations lutéciennes calcaires
- Les formations crétacées crayeuses
- Les formations marneuses du Jurassique supérieur ne sont pas considérées comme aquifères par le modèle et ne sont donc pas représentées.

L'estimation de l'épaisseur de la plaine alluviale sur l'ensemble du bassin de la Seine a été réalisée par interpolation de données observées au droit de forages dans la plaine alluviale. Cette estimation des épaisseurs nécessite en premier lieu un recensement des forages dans la plaine alluviale. Il a été réalisé par extraction de logs de forage provenant de la base de données du sol et du sous-sol (BSS) du BRGM (infoterre site web). Environ 3400 forages ont été référencés dans la plaine alluviale, représentant une densité moyenne de 1.14 forages/km<sup>2</sup>. Toutefois, la répartition des forages est inégale le long du corridor alluvial. Environ 60 % des forages recensés se situent le long du corridor alluvial de la Seine dans la plaine de la Bassée (Seine à l'amont de la confluence Seine-Yonne) et dans la région parisienne (Seine entre la Confluence de la Marne et de L'Oise). La densité de forage en dehors de ces zones est de 0,4 forage/km<sup>2</sup>.

Les logs de forage dits « bruts » référencent les épaisseurs et les faciès rencontrés au droit de chacun des forages extraits. Un premier travail de reconnaissance des unités géologiques rattachées à chacune des lithologies

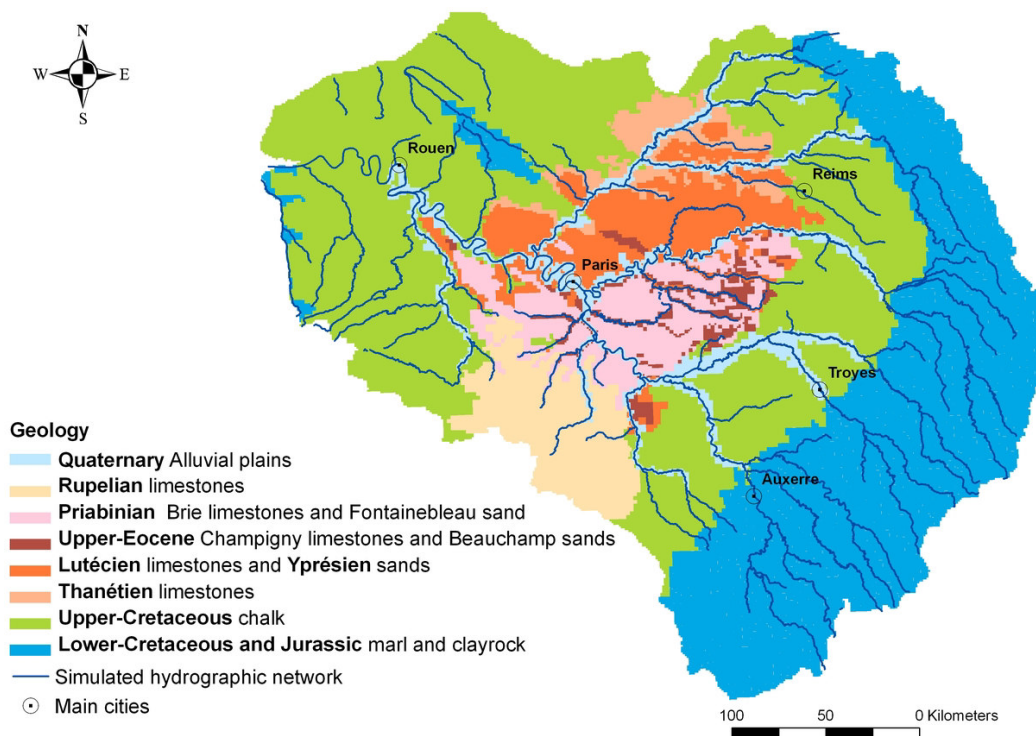


Figure 7: Géologie des aquifères simulés par le modèle régional du bassin de la Seine, et son réseau de drainage principal

rencontrées a été réalisé sur le domaine de la Bassée (Deleplanque et al., 2014). De la même manière, l'épaisseur des formations alluviales au droit de chaque forage a été déterminée pour l'ensemble des plaines alluviales du bassin.

### 1.2.2 Interpolation de l'épaisseur des plaines alluviales par krigeage

Les données ponctuelles ont ensuite été interpolées par krigeage (Chilès and Delfiner, 1999; Journel, 1986; Matheron, 1978) sur la surface des plaines alluviales délimitées préalablement. Le krigeage est une méthode d'interpolation spatiale, qui permet d'obtenir une valeur estimée d'une variable aléatoire en tout point de l'espace à partir de quelques valeurs de cette variable aléatoire. Le krigeage de l'épaisseur des alluvions sur la zone de la Bassée a fait l'objet d'une attention particulière, et la méthodologie de krigeage adoptée est présentée dans Deleplanque et al. (2013); Labarthe et al. (2014); Turko (2013). Cette méthodologie a été automatisée et adaptée pour l'estimation des épaisseurs de la plaine alluviale par unité hydrographique. 10 unités hydrographiques (Fig. 8), regroupant des épaisseurs de plaine alluviale stationnaires d'ordre 2 sur des unités homogènes en termes de largeur de plaine alluviale, et de débit en rivière homogène. L'interpolation a ensuite été réalisée de manière indépendante sur chacune des unités hydrographiques.

La résolution des systèmes de krigeage a été réalisée avec le package R Rgeostats (<http://www.geosciences.mines-paristech.fr/fr/equipes/geostatistique/principaux-projets-1/rgeostats>) développé au Centre de Géosciences de Mines ParisTech. La mise en place du système de krigeage a été automatisée sur une grille régulière de 100m de côté (Fig. 9). L'ajustement de la grille aux données ainsi qu'à la surface de krigeage est réalisée de manière automatique.

Une fois ce support de krigeage défini, le variogramme expérimental est calculé. La structure et la validité du variogramme expérimental sont fortement dépendantes du pas d'espace. En effet, plus le pas est faible

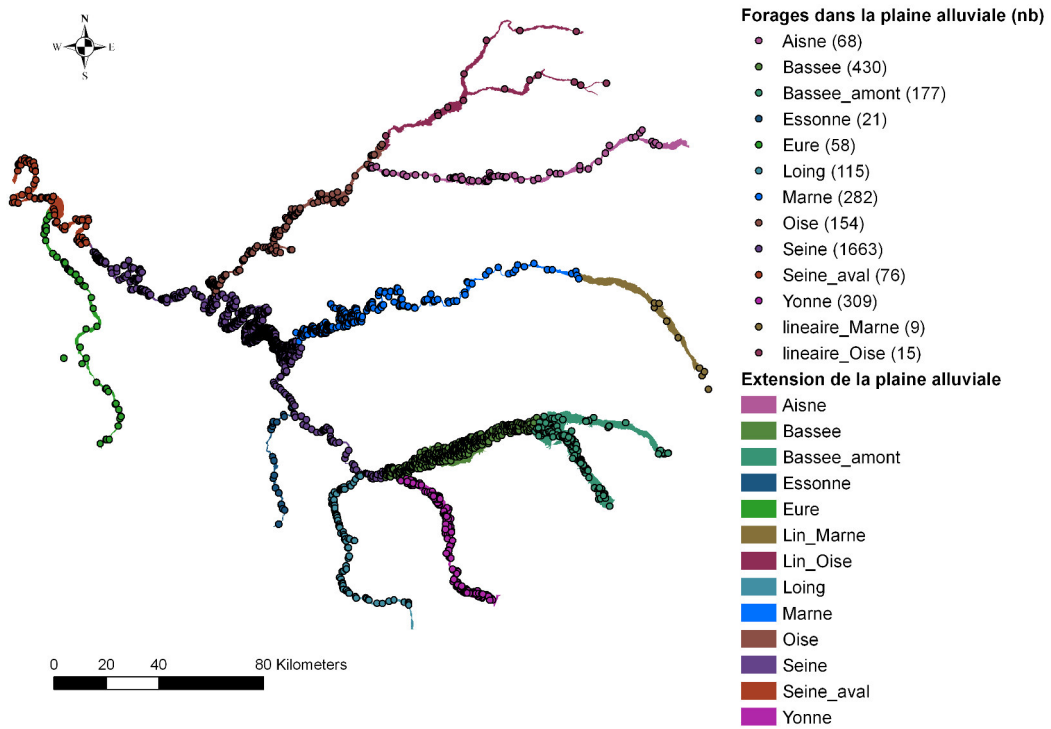


Figure 8: Répartition des forages par unités hydrographiques

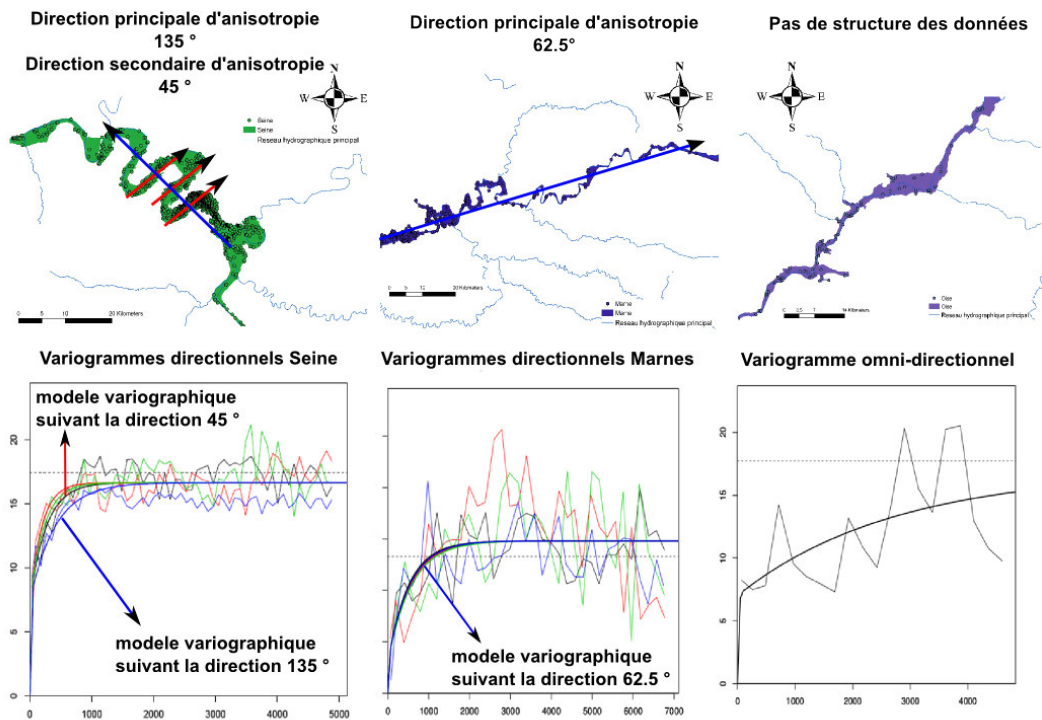


Figure 9: Exemples de résultats de sélection automatique de modèle variographique par unité hydrographique

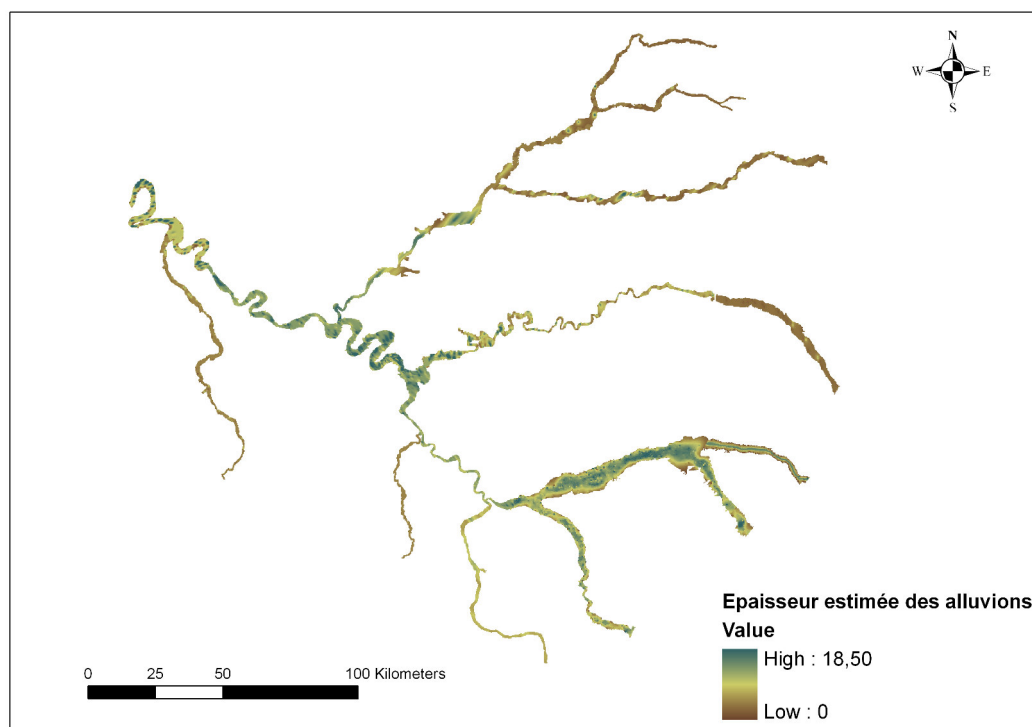


Figure 10: Estimation des épaisseurs d'alluvions par zone hydrographique et épaisseur moyenne associée au tronçon

plus le variogramme possède de points expérimentaux, mais moins la moyenne arithmétique des valeurs est proche de l'espérance mathématique. À l'inverse, plus le pas est important, moins le variogramme possède de points expérimentaux et moins l'ajustement du variogramme est pertinent. Afin de trouver un compromis sur la taille du pas de calcul du variogramme expérimental, il a été fixé à la médiane des distances minimales entre les valeurs. Cela permet d'assurer un nombre conséquent de paires au premier pas (50 % du nombre d'observations) tout en permettant de calculer la variance à faible distance.

Une fois le pas du variogramme déterminé, le variogramme expérimental est calculé. L'ajustement du modèle variographique au variogramme expérimental est réalisé de manière automatique suivant une minimisation des moindres carrés (Desassis and Renard, 2013).

Afin de vérifier si le jeu de données est structuré et si une anisotropie en ressort, les variogrammes directionnels dans 4 directions perpendiculaires à la direction principale sont aussi calculés. La direction principale de calcul du variogramme est incrémentée de  $12.5^\circ$  entre  $0$  et  $45^\circ$  N afin de parcourir l'ensemble des directions. 5 modèles variographiques sont ainsi ajustés. Un modèle variographique est ajusté sur le variogramme expérimental omnidirectionnel et 4 modèles sont ajustés sur les variogrammes directionnels. Afin de choisir le meilleur modèle variographique parmi les 5 variogrammes ajustés, une validation croisée des 5 modèles est réalisée (Chilès and Delfiner, 1999; Elsner and Schmertmann, 1994). La validation croisée consiste à supprimer consécutivement une donnée au jeu de données observées afin d'estimer celle-ci. L'erreur d'estimation est ensuite calculée. Le meilleur modèle est celui dont la distribution des erreurs est la plus proche de zéro. Pour estimer la distribution des erreurs, la moyenne des erreurs d'estimation et la variance des erreurs d'estimation sont calculées. Le modèle optimal annule la moyenne et minimise la variance.

Finalement, l'estimation de l'épaisseur des alluvions permet aussi de reproduire la géométrie de l'interface plaine alluviale – aquifère régional. Elle a été construite par soustraction de l'épaisseur estimée des alluvions en référence à un modèle numérique de terrain (Fig. 10), en l'occurrence ici le MNT IGN 25m agrégé à 250 m.

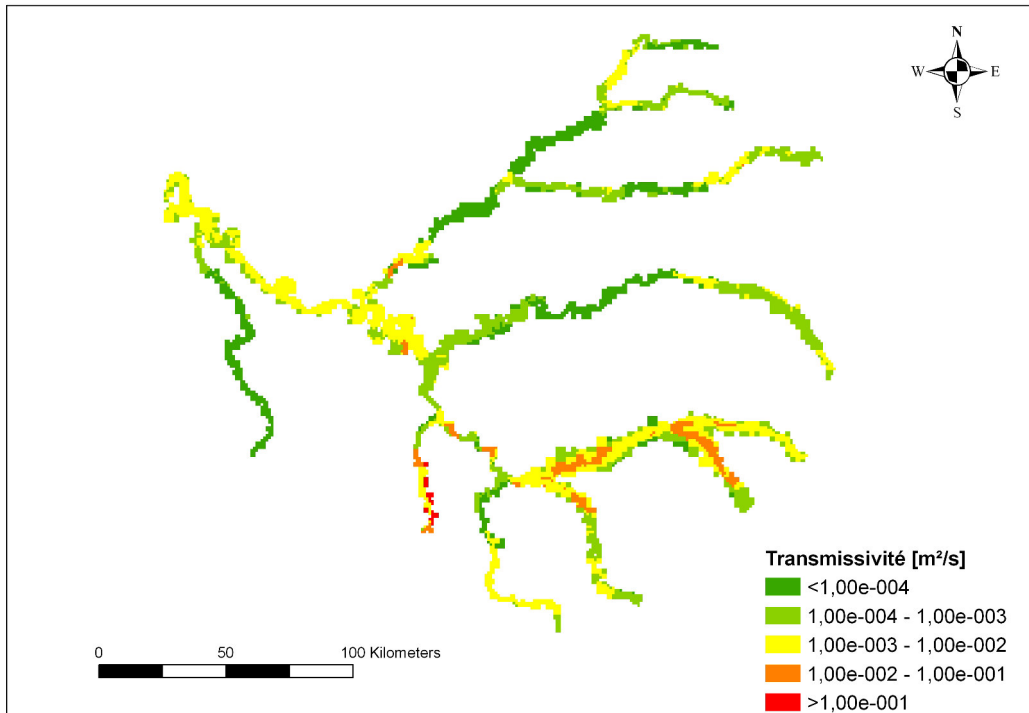


Figure 11: Champ de transmissivités de l'aquifère alluvial

### 1.2.3 Introduction de la couche alluviale dans le modèle Seine

Une fois la géométrie de la plaine alluviale définie, les propriétés hydrodynamiques de la plaine alluviale ont été estimées. La méthodologie présentée dans Labarthe et al. (2014); Turko (2013) a été appliquée. Elle consiste à réaliser un modèle équivalent simple entre la transmissivité de l'aquifère sous-jacent précédemment calibré (Pryet et al., 2015), et la transmissivité de l'aquifère alluvial. L'application de ce modèle équivalent implique la connaissance d'un ratio de transmissivités entre l'aquifère alluvial et l'aquifère sous-jacent. Faute de bibliographie sur le sujet, un ratio de 2 défini sur la zone de la Bassée a été appliqué sur l'ensemble de la couche alluviale. La transmissivité de la plaine alluviale a été calculée de la manière suivante :

$$T_{all} = \frac{(1 + \frac{1}{\alpha})T_{aq}E_{all}}{\frac{2}{\alpha}E_{aq}} \quad (1)$$

Avec :  $T_{aq}$  la transmissivité de l'aquifère sous-jacent,  $T_{all}$  la transmissivité de l'aquifère alluvial,  $E_{all}$  l'épaisseur de la plaine alluviale,  $E_{aq}$  l'épaisseur de l'aquifère sous-jacent et  $\alpha$  le ratio entre la transmissivité de l'aquifère alluvial et celle de l'aquifère sous-jacent.

Le calcul équivalent de la transmissivité (Fig. 11) présente trois zones de forte transmissivité (supérieure à  $0.001 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ) : la zone de la Bassée, la zone de la Beauce (Loing amont et Essonne amont) et la Seine après Paris. Sur la zone de la Beauce cette forte transmissivité est due à la faible épaisseur de l'aquifère sous-jacent. Dans la zone de la Bassée et la zone aval de la Seine, cela est dû à une plus forte épaisseur de la plaine alluviale.

## 1.3 Prise en compte des niveaux variables en rivière

Il a été montré récemment à l'aval du bassin de l'Oise que le battement des niveaux d'eau en rivière avait un effet sur la quantification des échanges nappe-rivière à l'échelle saisonnière (Saleh et al., 2012). Ces résultats

sont confirmés à l'échelle du bassin de l'Oise (Saleh et al., 2011), pour lequel les fluctuations des niveaux d'eau en rivière influencent les niveaux piézométriques jusqu'à plusieurs kilomètres de la rivière. De plus l'analyse de la variabilité des signaux piézométriques sur 25 ans montre que les fluctuations du niveau d'eau en rivière ont un impact sur la piézométrie du champ proche de la rivière non seulement à court terme, mais aussi à l'échelle pluri-annuelle (Flipo, 2013). Il a donc été choisi, suivant les recommandations de Saleh et al. (2012), de modéliser les variations du niveau d'eau en rivière à l'aide d'une formulation simplifiée de Manning-Strickler.

### 1.3.1 Formulation de Manning-Strickler

La formule de Manning permet de calculer la vitesse moyenne  $v$  [ $\text{m s}^{-1}$ ] d'un fluide en condition d'écoulement uniforme dans un canal ouvert (Chow, 1959):

$$v = n^{-1} R^{2/3} S^{1/2}, \quad (2)$$

avec  $n$  le coefficient de frottement de Manning [ $\text{s m}^{-1/3}$ ],  $R$  le rayon hydraulique [m], et  $S$  [-] la pente de la ligne d'énergie, qui, sous hypothèse de régime uniforme, peut être considérée égale à la pente du lit de la rivière. Si  $A$  [ $\text{m}^2$ ] est la surface mouillée, l'équation (2) peut être ré-écrite en débit :

$$Q(t) = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2} A. \quad (3)$$

En supposant que la largeur,  $W$ , de la rivière est beaucoup plus grande que l'épaisseur d'eau,  $d$  [m], alors l'équation (3) devient :

$$d(t) = \left( \frac{Q(t)n(t)}{W(t)S(t)^{1/2}} \right)^{3/5}, \quad (4)$$

où la dépendance au temps a été explicitement indiquée. En première approximation  $n$ ,  $W$  et  $S$  sont supposés constants. Les niveaux d'eau en rivière,  $h_r$  [m], peuvent alors être calculés par :

$$h_r(t) = b + d(t), \quad (5)$$

où  $b$  [m] est la cote du fond de la rivière donnée par l'équation 4.

### 1.3.2 Attributs du réseau hydrographique

L'utilisation de la formulation de Manning-Strickler nécessite de définir les paramètres morphologiques (largeur de plein bord, pente de fond, cote de fond, et coefficient de frottement) du réseau hydrographique pour l'ensemble des sous-modèles, soit environ 14 000 km de réseau hydrographique. Les valeurs de largeur de plein bord, et de la pente longitudinale du fond sont extraites de la base de données SYRAH-CE (Système Relationnel d'Audit de l'Hydromorphologie des Cours d'Eau établi par Valette and Cunillera (2010)). Cette base de données est définie sur un réseau hydrographique obtenu à partir du réseau CARTHAGE 3.0 (IGN, 2006), qui a été simplifié, corrigé des erreurs topologiques, ré-orienté, et découpé en tronçons géomorphologiquement homogènes. La taille des tronçons, et donc la résolution des propriétés qui leur sont associées, varie entre 390 m et 125 km dans le domaine d'étude. A chaque tronçon sont associés plusieurs attributs, dont la largeur de plein bord, mesurée à partir de photos aériennes, la pente du lit mineur, calculée pour chaque tronçon à partir du modèle numérique du terrain à la résolution de 50 m (BD ALTI 50, établi par IGN (2015)).

Les attributs définis à l'échelle des tronçons SYRAH ont été transférés, de manière semi automatique sous SIG, aux mailles rivières qui constituent le réseau hydrographique du modèle Eau-Dyssée, dont la taille varie de 125 à 500 m. La correspondance entre les MECE et les mailles rivières a été définie dans Flipo et al. (2013) en reliant les identifiants des mailles en amont et en aval à chaque MECE. La correspondance entre les MECE et les tronçons SYRAH est possible grâce au code CGENELIN, le code générique du cours d'eau qui est défini

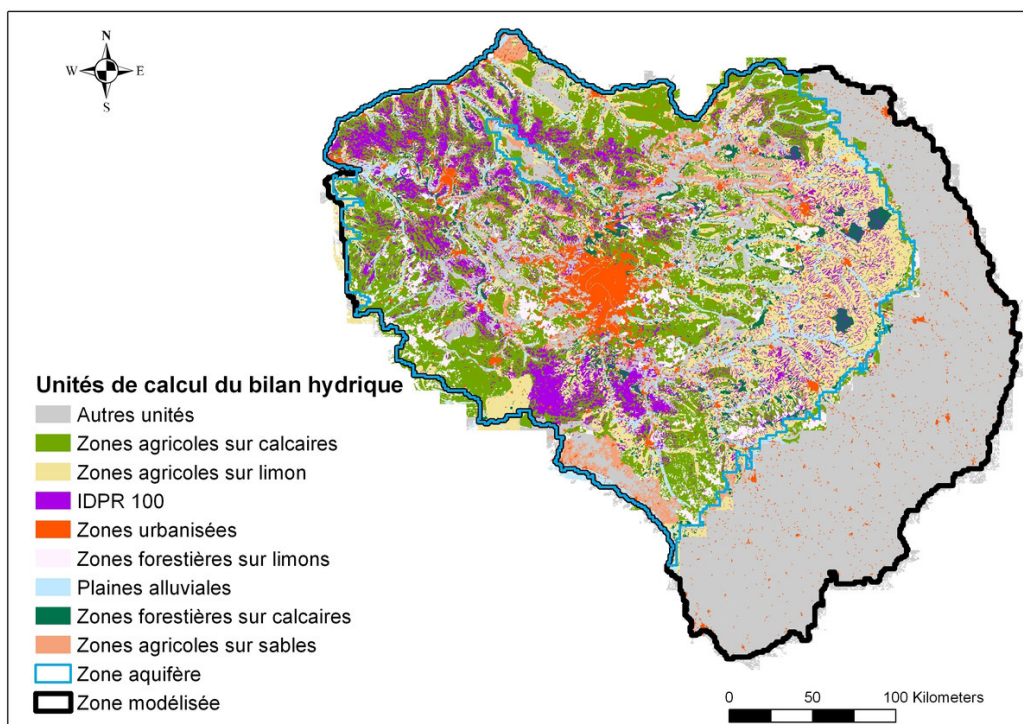


Figure 12: Répartition des principales unités de calcul du bilan hydrique sur le bassin de la Seine

dans la BD CARTHAGE. Cette méthodologie a permis de définir de manière semi-automatique les propriétés morphologiques de 85 % des MECE simulées (Flipo et al., 2014).

## 2 Optimisation du bilan hydrique de surface

Afin d'affiner l'estimation du bilan de surface sur le bassin de la Seine, une calibration des paramètres des unités de calcul du bilan hydrique a été réalisée. Cet effort de calibration s'est porté sur la partie aquifère du bassin de la Seine.

Le bilan hydrique des précipitations, qui permet de déterminer la partition entre l'évaporation réelle, les infiltrations susceptibles d'alimenter les formations aquifères sous-jacentes, et les ruissellements de surface ou sub-surface, est calculé au pas de temps des données météorologiques (la journée).

Le paramétrage des différentes unités de calcul du bilan hydrique n'est pas homogène pour l'ensemble des modèles décrivant le bassin de la Seine. Il a donc été décidé de les homogénéiser comme recommandé par Labarthe et al. (2014).

### 2.1 Définition et répartition spatiale des unités de calcul

Les unités de calcul du bilan hydrique du bassin de la Seine sont définies par croisement des bases de données suivantes :

- la carte d'occupation des sols fournie par la base de données CORINE Land Cover de 2006 au 1/100 000 ;
- la carte des sols au 1/1 000 000 de l'INRA InfoSol ;

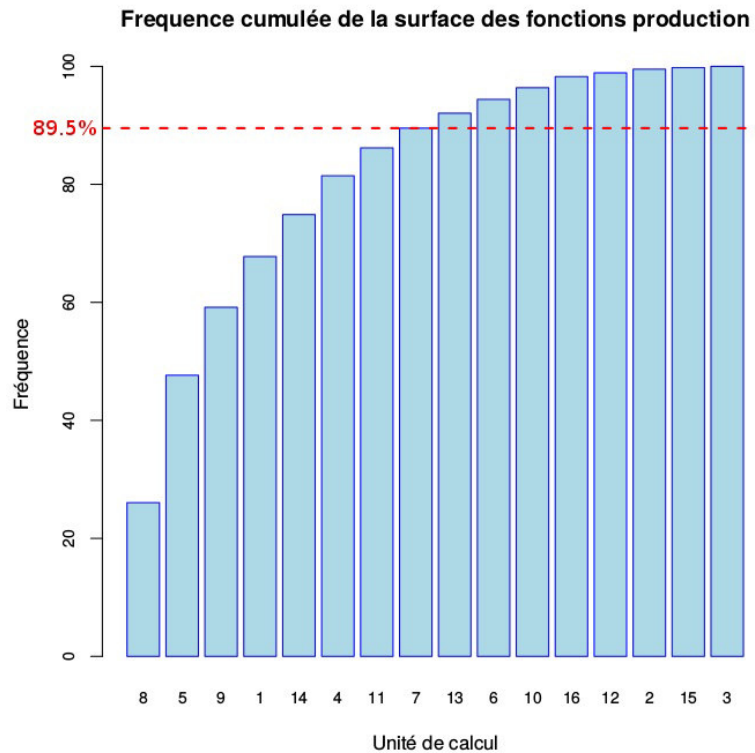


Figure 13: Fréquences cumulées des surfaces des unités de calcul du bilan hydrique

- la base de données IDPR (Indice de Développement et de Persistance des Réseaux) du BRGM de résolution 1 : 50 000. Cet indice est calculé par comparaison d'un réseau hydrographique théorique, défini à partir d'un modèle numérique de terrain, avec le réseau hydrographique réel. Ainsi, les zones de faible indice présentent une différence importante entre le réseau théorique et réel et sont donc potentiellement fortement ré-infiltrantes, IDPR inférieur à 100 (Mardhel et al., 2006). Ces zones très infiltrantes ont été explicitement introduites comme une nouvelle fonction production dans l'ensemble des modèles utilisés (Fig. 12).

Le croisement de ces bases de données permet de distinguer 30 unités de calcul du bilan hydrique. 16 sont situées sur la partie aquifère du bassin de la Seine et 14 sont situées sur la frange Jurassique du modèle (Fig. 12). Ces unités de calcul sont communes à l'ensemble des modèles du bassin de la Seine. Ainsi les bilans hydriques de surface sont-ils définis de manière identique quelle que soit l'échelle de simulation.

La répartition spatiale des unités de calcul du bilan hydrique est inégale. Les huit principales unités de calcul recouvrent à elles seules près de 90 % de la surface de la partie aquifère du bassin de la Seine (Fig. 13). Seuls les paramètres de calcul du bilan hydrique de ces 8 principales unités ont été calibrés. Ces unités représentent respectivement (Fig. 12) :

- Les zones agricoles sur limons, soit 26.0% de la surface au sol
- Les zones agricoles sur calcaires, soit 21.6% de la surface au sol
- Les zones infiltrantes (IDPR > 100) , soit 11.5% de la surface au sol
- Les zones urbanisées, soit 8.6% de la surface au sol
- Les zones forestières sur limons, soit 7.1% de la surface au sol
- Plaines alluviales, soit 6.6% de la surface au sol

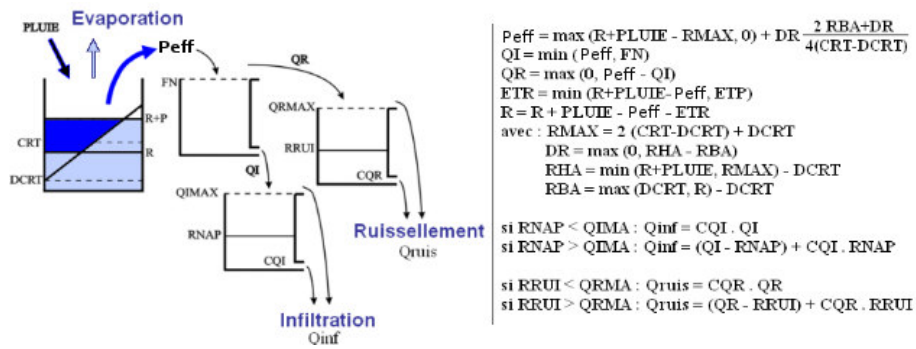


Figure 14: Schéma conceptuel du calcul du bilan hydrique avec Peff la Pluie efficace

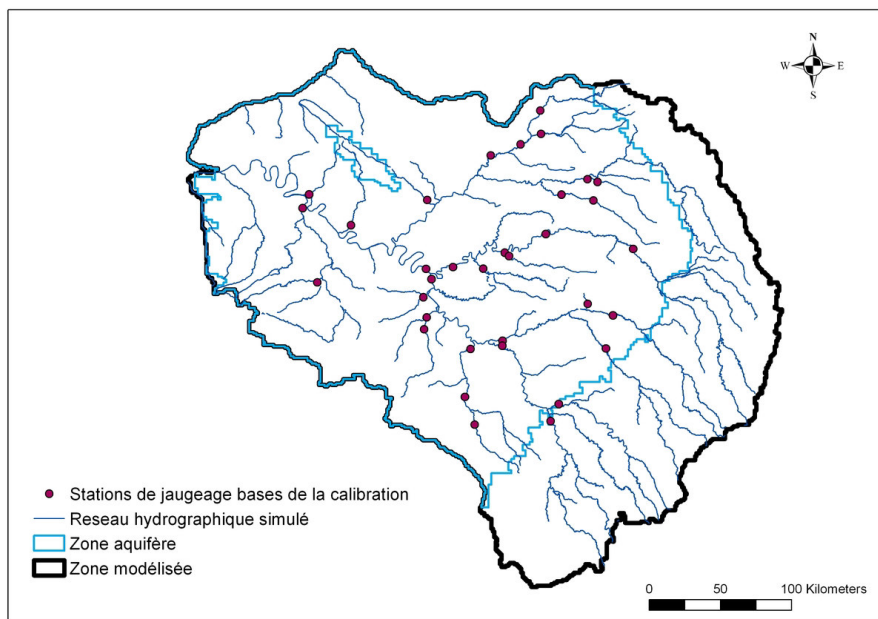


Figure 15: Localisation des stations de jaugeage, choisies pour la calibration

- Les zones forestières sur calcaires, soit 4.7% de la surface au sol
- Les zones agricoles sur sables, soit 3.3% de la surface au sol

## 2.2 Présentation d'une unité de calcul du bilan hydrique

Une unité de calcul du bilan hydrique, appelée fonction de production, est définie par 7 paramètres permettant, à partir de la pluviométrie et de l'évapo-transpiration potentielle, de définir les flux infiltrés et ruisselés sur l'emprise de l'unité de calcul. Les paramètres caractérisant les unités de calcul sont associés aux différents processus physiques ayant lieu à la surface d'un bassin versant (Fig. 14). Les paramètres CRT et DCRT définissent la pluie efficace, disponible au ruissellement et à l'infiltration. Une fois la pluie efficace définie, le paramètre FN permet de la répartir en volumes d'eau infiltrée et ruisselée. Pour finir, les paramètres CQI et CQR caractérisent respectivement la dynamique d'infiltration et de ruissellement sur l'unité de calcul. La calibration a été réalisée par comparaison des débits observés et simulés à 34 stations de jaugeage situées sur la partie aquifère du bassin de la Seine (Fig. 15).

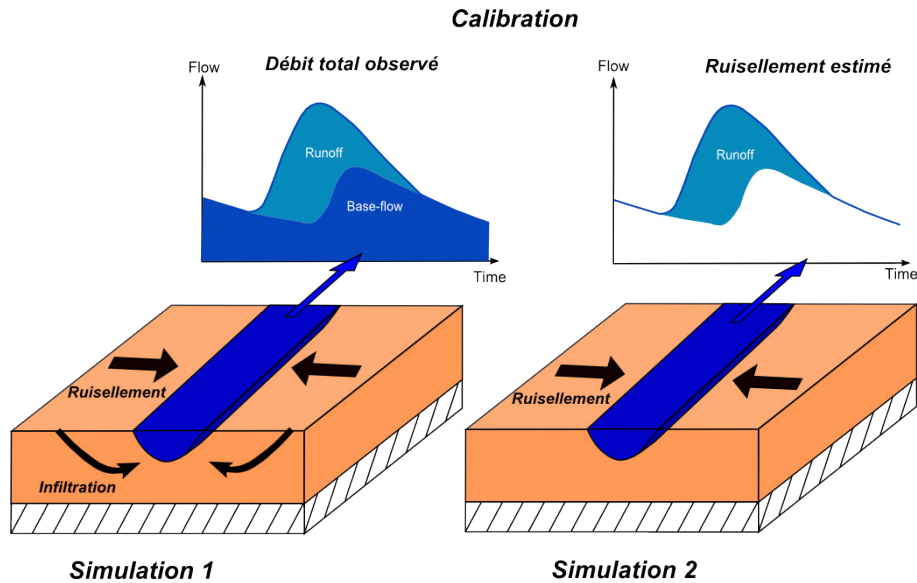


Figure 16: Schématisation des composantes de l'hydrogramme utilisées pour définir la fonction objectif à minimiser. Les vues schématiques d'une séparation d'hydrogramme :  $q_{obs} = q_{hf} + q_{bf}$  sont adaptées de Brodie et al. (2007)

La calibration vise à une meilleure restitution de la pluie efficace, ainsi qu'à une meilleure répartition de la pluie efficace entre ruissellement et infiltration. Ainsi, la fonction objectif à optimiser est-elle scindée en deux entités correspondant chacune aux erreurs au carré entre observation et simulation sur le débit total ( $\Phi_{discharge}$ ), d'une part, et sur le débit ruisselé ( $\Phi_{hf}$ ), d'autre part.

Pour l'optimisation des bilans de surface, qui ne met pas en oeuvre de modélisation des écoulements souterrains, le débit en rivière est calculé comme la somme, à chaque pas de temps, de la part infiltrée et de la part ruisselée sur le bassin d'alimentation de la rivière. Pour simuler le ruissellement sur le bassin versant, seule la part ruisselée est calculée puis routée vers la rivière. Le débit total simulé est ensuite comparé au débit observé aux 34 stations sélectionnées sur le bassin versant. Le ruissellement simulé est comparé à une estimation du ruissellement aux 34 stations de jaugeage (Fig. 16).

La méthodologie de calibration nécessite le calcul du débit total mais aussi la quantification, à partir du débit observé, du ruissellement sur les versants (Fig. 16). Afin de quantifier la part ruisselée à partir d'observations du débit, une séparation de l'hydrogramme a été réalisée. La séparation de l'hydrogramme permet de séparer un débit en un signal haute fréquence et en un signal basse fréquence. Le signal haute fréquence du débit correspond aux réponses rapides du débit aux signaux d'entrée (la pluie), et caractérise la part ruisselée sur le bassin versant. Le signal basse fréquence, correspond aux réponses lentes du débit aux signaux d'entrée (la pluie), et approche la contribution des écoulements souterrains au débit des cours d'eau. Le signal haute fréquence est déterminé par soustraction du signal basse fréquence au débit observé (Fig. 16).

### 2.3 Estimation du flux de base à l'échelle de bassins versants

L'estimation du flux de base (signal basse fréquence,  $q_{bf}$  Fig. 11) peut être réalisée de plusieurs manières :

- par mesure de terrain (mesure différentielle de débit, traceurs -température, isotopes,...) (Mouhri et al., 2012)
- par analyse graphique des récessions de crues (Nathan and McMahon, 1990)
- par modélisation (Partington et al., 2012)

- par mise en place de filtres type passe bas (Chapman, 1999; Eckhardt, 2008; Nathan and McMahon, 1990)

Les mesures de terrain fournissent des estimations du débit de base assez fiables (Gonzales et al., 2009; Klaus and McDonnell, 2013). En particulier, la température s'avère être un traceur particulièrement efficace pour l'estimation des échanges entre les rivières et les aquifères sous-jacents (Mouhri et al., 2013). Toutefois l'échantillonnage régulier de l'écoulement de base à l'échelle régionale d'un bassin versant de la taille de la Seine n'est pas réalisable (Cook, 2015). D'autre part, les nombreux outils d'analyse graphique de récessions de crue, permettant l'estimation du flux de base, ne semblent pas être indiqués dans le cadre de cette étude, car trop entachés d'erreur liées à la subjectivité de l'opérateur analyste (Nathan and McMahon, 1990). L'utilisation de modèles afin de déterminer la composante basse fréquence du débit présente des résultats fiables qui ont servi dans certaines études de référence pour la validation de méthodes de séparation d'hydrogramme (Partington et al., 2013). Toutefois, l'objectif étant justement ici de déterminer les paramètres du modèle de surface, cette approche n'est pas utilisable. Ainsi, parmi les méthodes disponibles pour déterminer le ruissellement sur le bassin versant, la mise en place d'un filtre de type passe-bas paraît être la solution la plus adaptée.

Plusieurs types de filtres sont disponibles dans la littérature (Chapman, 1999; Eckhardt, 2008; Nathan and McMahon, 1990). On en distingue deux groupes principaux, les filtres de détermination de minima locaux et les filtres récursifs. La première famille de filtres présente l'avantage d'être rapide et aisée à mettre en place. Toutefois, ces filtres ne se basent sur aucun processus physique. La mise en place de ces types de filtres se fait de la manière suivante : les minima locaux sont tout d'abord calculés sur une fenêtre fixe puis les extrema sont exclus pour ne garder que les débits de base. Enfin, une interpolation linéaire entre les différents minima locaux est effectuée afin de quantifier les débits de base.

Les filtres récursifs sont, quant à eux, basés sur l'analyse des récessions de crues. Les récessions de crues sont décrites par une décroissance exponentielle:  $Q(t) = Q_0 e^{-\alpha t}$  avec  $\alpha = \frac{1}{\tau}$ , où  $\tau$  est le temps de transit en aquifère. Sur cette base, le débit de base est déterminé par (Chapman, 1999) :

$$q_{out}^{bf}(t) = \frac{\alpha}{2 - \alpha} q_{out}^{bf}(t - 1) + \frac{1 - \alpha}{2 - \alpha} q_{out}(t) \quad (6)$$

En absence de ruissellement, le débit de la rivière n'est composé que du débit de base, et ainsi  $q_{bf}(t) = \alpha q_{bf}(t - 1)$ . Ce filtre, appelé filtre de Chapman, présente donc l'avantage de dépendre uniquement d'un seul paramètre ( $\alpha$ ) qui peut être obtenu par régression linéaire du logarithme du débit lors des récessions de crue. De plus, ce filtre permet de reproduire l'équation de Darcy lors de l'arrêt du ruissellement sur le bassin versant. Pour finir, la comparaison, entre des résultats expérimentaux de mesure du flux de base et des estimations obtenues par application de filtres de type passe bas, montre que l'application de filtres récursifs (et en particulier celui de Chapman) permet de mieux reproduire la dynamique et le volume global du flux de base (Gonzales et al., 2009).

La séparation de l'hydrogramme de débit a donc été réalisée par utilisation du filtre de Chapman (1999). L'estimation du paramètre  $\alpha$  de Chapman a été automatisée sur l'ensemble du bassin versant. Son calcul a été réalisé sur l'ensemble des 34 stations de débit servant à la calibration des paramètres. Pour cela, les chroniques de récessions de crue ont été extraites des données observées. Une période de récession de crue est définie comme une période de décroissance du débit sur une période supérieure à 10 jours. La période de récession débute par un débit de crue. Un débit de crue est un maximum local de la chronique dont la valeur est supérieure au quantile 80 % des débits sur la période.

La constante de récession  $\alpha$  a ensuite été calculée par régression linéaire du logarithme du débit en fonction du temps sur ces périodes. Chacune des périodes de récession de crue définit une valeur de  $\alpha$ . La chronique des  $\alpha$  propres à une série temporelle est ensuite stockée numériquement pour traitement ultérieur lors de l'optimisation des paramètres des unités de calcul du bilan hydrique.

La séparation de l'hydrogramme de la Seine à la station de Pose permet d'estimer la contribution des signaux

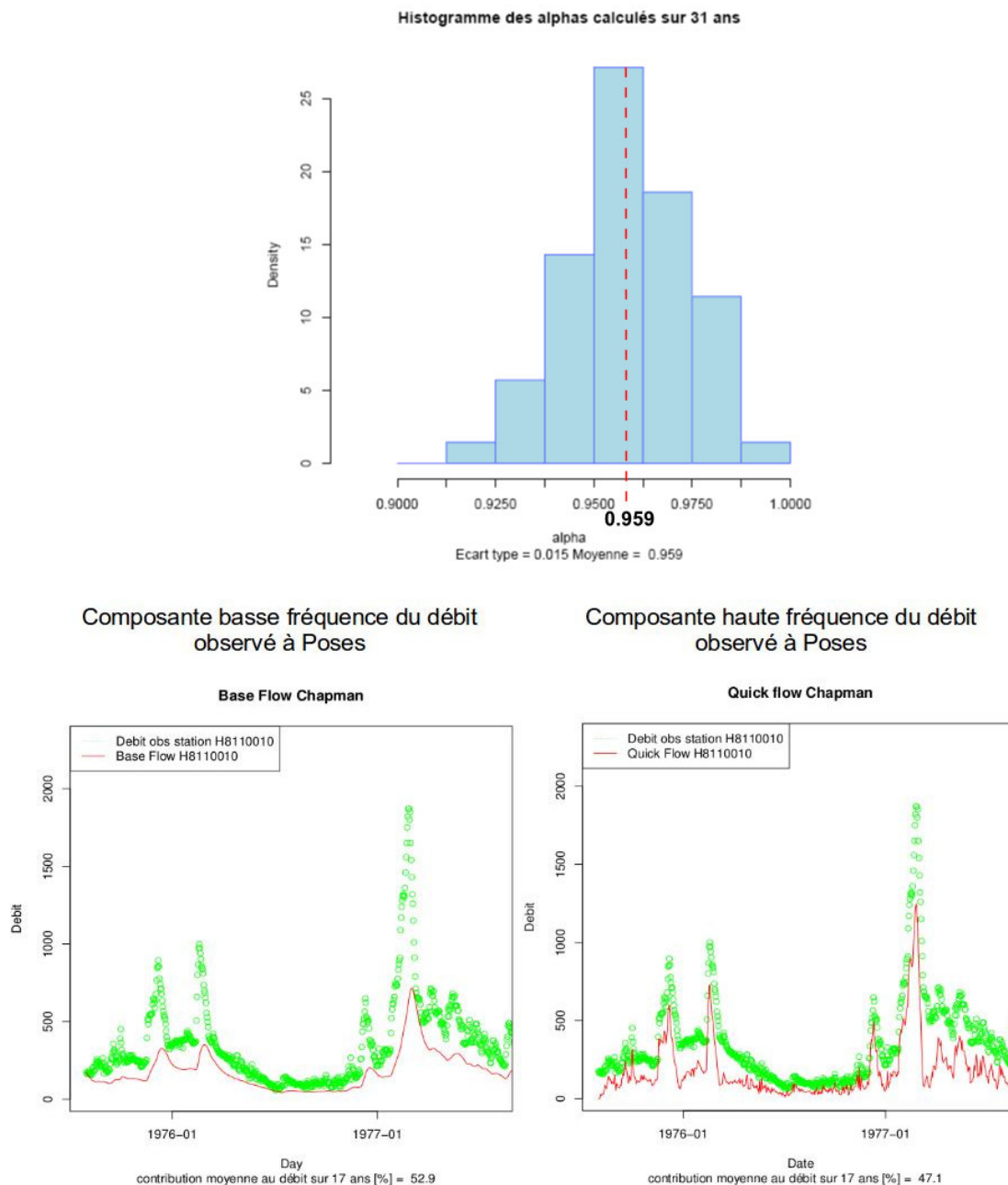


Figure 17: Histogrammes des valeurs d'alpha calculées sur l'ensemble des 34 stations de jaugeage du modèle régional, et résultats de la séparation d'hydrogramme à la station de Poses

temporels au débit de la Seine (Fig. 17). La contribution des apports souterrains au débit de la Seine est équivalente à celle du ruissellement. La quantification des échanges nappe-rivière sur le bassin de la Seine par modélisation a montré, que 30 % du débit moyen de la Seine à Pose provient directement de l'alimentation du cours d'eau par les écoulements souterrains (Flipo et al., 2013). Une fois les données de ruissellement estimées à partir du débit observé aux 34 stations de jaugeage sur lesquelles porte l'optimisation, la calibration des paramètres de la pluie efficace et des paramètres de répartition de la pluie efficace entre ruissellement et infiltration est alors réalisée à l'aide du logiciel PEST.

## 2.4 Description de la méthode d'optimisation à l'aide du logiciel PEST

L'estimation des paramètres de ruissellement et d'infiltration est effectuée de manière automatique via utilisation du logiciel PEST (Parameter ESTimation : "http://www.pesthomepage.org/Home.php"). Le logiciel de modélisation inverse PEST (Doherty, 2010) permet l'estimation de paramètres d'un modèle en assurant la minimisation d'une fonction objectif  $\Phi$ .

Un modèle peut être défini d'un point de vue mathématique comme une fonction  $g$  permettant le passage entre deux domaines : le domaine  $M$  des paramètres et le domaine  $Q$  des observations (ici les débits). La fonction objectif est la somme des erreurs (résidus) au carré entre les observations et les simulations. On applique un coefficient à la valeur de résidu en fonction de l'intérêt que l'on porte à la restitution d'une observation particulière. Plus le poids appliqué à une observation est fort, plus sa contribution à la fonction objectif est importante :

$$\Phi = \sum_{i=1}^m (w_i r_i^2) \quad (7)$$

Avec  $r_i = q_{sim}^i - q_{obs}^i$ , le résidu entre les observations et les simulations en un point  $i$  et  $w_i$  le poids appliqué à l'observation  $i$ .

PEST est basé sur la linéarisation d'un problème direct ( $g$ ). Le problème direct (ou modèle direct) est la fonction de passage  $g$  permettant de passer du domaine des paramètres à celui des observations. La linéarisation de la fonction est réalisée par développement de la fonction  $g$  en série de Taylor autour d'un point  $m_{prior}$  proche de la valeur de paramètres minimisant la fonction objectif. On obtient alors l'équation suivante :

$$g(m) \approx g(m_{prior}) + J(m - m_{prior}) \quad (8)$$

où  $J = \frac{\partial g}{\partial m}$  ( $J$  étant la matrice jacobienne de la fonction de passage par rapport aux paramètres).

Afin de définir la valeur optimale  $m_{opt}$  du problème des moindres carrés (c'est-à-dire le paramètre minimisant la somme des erreurs entre observation et simulation au carré), un processus itératif est mis en place. En effet il est possible que l'état initial  $m_{prior}$  soit éloigné de l'état optimal du système. Afin d'atteindre cet état optimal, plusieurs méthodes itératives sont disponibles dans la littérature. Plusieurs de ces méthodes sont implémentées dans le logiciel PEST. La méthode utilisée pour l'optimisation du bilan hydrique de surface est appelée estimation par adaptation de la matrice de covariance (CMA-ES) (Hansen and Ostermeier, 2001; Hansen et al., 2003) qui est particulièrement efficace dans le cas de modèles non linéaires (Bayer and Finkel, 2007).

Ce processus d'estimation est basé sur la méthode de Newton qui permet l'estimation des paramètres optimaux via le développement de Taylor de la fonction objectif autour de  $m_{prior}$ . L'algorithme de minimisation est le suivant :

$$m^{n+1} = m^n + \lambda(H^{-1})^n \quad (9)$$

Où  $H$  est la matrice Hessienne de  $\Phi$  avec  $H = \frac{\partial^2 \Phi}{\partial (m^n)^2}$  et  $\lambda$  est une constante prenant en compte la valeur du gradient de la fonction objectif à l'itération  $n$ .

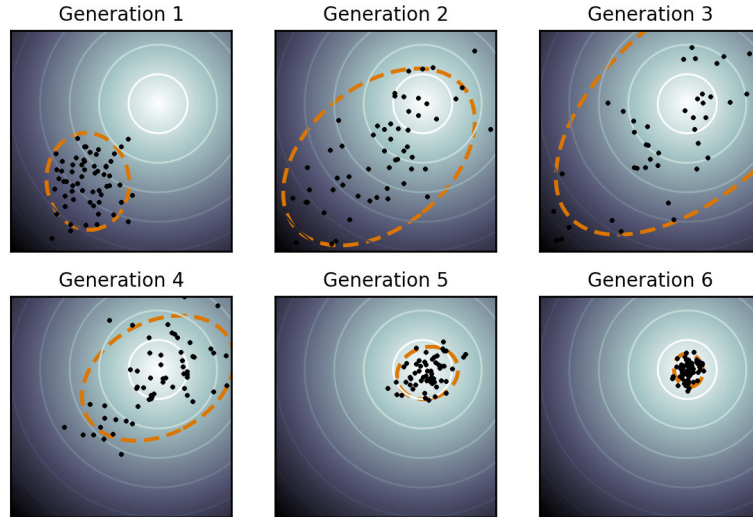


Figure 18: Evolution des jeux de paramètres au cours d'une optimisation via CMA-ES. Les lignes noires correspondent aux iso-valeurs de la fonction objectif, les points noirs correspondent à la valeur de la fonction objectif pour chaque jeux de paramètres, l'ellipse en pointillés correspond à la sélection des meilleures fonctions objectifs. A la fin du processus d'optimisation, les jeux de paramètres caractérisent le contour de la fonction objectif optimale.

La minimisation de la fonction objectif passe donc par le calcul de l'inverse de la matrice Hessienne de la fonction objectif. Or, la pratique a montré que l'inverse de la matrice Hessienne de la fonction objectif peut être approchée par la matrice de corrélation des paramètres au cours de la minimisation de la fonction objectif (Hansen, 2001) ( $H^{-1} \approx C_m$ ).

Ainsi, à une constante prêt, l'équation 9 peut être simplifiée de la manière suivante :

$$m^{n+1} = m^n + (C_m)^n \quad (10)$$

D'autre part, la méthode est couplée avec un algorithme de recherche aléatoire afin de s'affranchir des minima locaux vers lesquels le processus itératif de minimisation de la fonction objectif peut converger. Cette méthode aléatoire de recherche permet, à chaque itération de calcul, de générer de multiples jeux de paramètres respectant tous la matrice de covariance  $(C_m)^n$  et ainsi d'explorer de manière plus exhaustive la zone de l'espace des paramètres que définit la matrice de covariances. Pour finir, afin de d'accélérer le processus d'optimisation, la matrice de covariance est calculée à partir des jeux de paramètres minimisant le mieux la fonction objectif à l'itération n. Finalement, l'algorithme (CMA-ES) de minimisation de la fonction objectif est :

$$m^{n+1} = \bar{m}_\nu^n + \sigma_\nu^n(N)(0, (C_{(m,\nu)})^n) \quad (11)$$

Où  $\bar{m}_\nu^n$  représente la moyenne des  $\nu$  jeux de paramètres à l'itération n,  $\sigma_\nu^n$  la variance des  $\nu$  jeux de paramètres à l'itération n et  $(C_{(m,\nu)})^n$  la covariance des  $\nu$  jeux de paramètres entre l'itération n-1 et n.

La figure 18 explicite l'évolution des jeux de paramètres générés au cours des itérations de calcul.

Cette méthode peut être qualifiée de semi-globale car elle permet l'exploration de l'espace des paramètres dans la limite fixée par la matrice de covariance, et qu'elle est basée sur l'hypothèse de linéarisation de la fonction de passage g. Dans les cas de fortes non linéarités de la fonction de passage g, d'autres méthodes probabilistes, ne partant d'aucun pré-supposé sur l'expression de la dérivée de la fonction objectif peuvent être appliquées. Parmi ces méthodes on pourra citer les méthodes de Montecarlo (Mosegaard and Sambridge, 2002) ou encore "the method of anchored distribution" (Rubin et al., 2010), basée sur une approche bayésienne. Ces

méthodes sont particulièrement rigoureuses et permettent d'échantillonner l'ensemble du champ des possibles. Par contre, elles sont particulièrement coûteuses en temps de calcul. Leur mise en oeuvre avec un modèle direct simulant un bassin versant de la taille de celui de la Seine n'est pas encore envisageable sans recours à des super computers. Le logiciel PEST a donc été utilisé afin de déterminer de manière automatique les paramètres du modèle de surface. Afin d'utiliser ce logiciel de manière optimale, une attention particulière a été portée à l'expression de la fonction objectif ainsi qu'aux paramètres introduits dans l'algorithme.

## 2.5 Définition de la fonction objectif

La méthodologie de calibration utilisée ici a nécessité de définir deux sous-fonctions objectif à minimiser. La première, visant à calibrer le volume total d'eau transitant dans l'hydrosystème, correspond à l'écart quadratique entre la moyenne des débits simulés et estimés aux 34 stations de jaugeage utilisées (Fig. 15). La seconde est la somme des écarts quadratiques entre les ruissellements simulés et estimés à l'aide du filtre de Chapman aux stations. Afin de diminuer la variance des observations à chaque station, et de ne pas accorder plus de poids aux débits de crues qu'à ceux d'étiages, le calcul de la fonction objectif utilise la transformée logarithmique des débits observés et simulés. De plus, afin de minimiser la variance entre les stations et de ne pas donner plus de poids aux stations à l'aval du modèle qu'à celles à l'amont du modèle, un poids inversement proportionnel au débit moyen à chaque station a été appliqué. Pour finir, le nombre d'observations varie entre les stations. Afin de donner un poids relatif aux stations moins bien renseignées, un poids inversement proportionnel au nombre d'observations a aussi été appliqué. La forme finale de la fonction objectif à minimiser est la suivante :

$$\Phi = \sum_{i=0}^{N_{obs}} \left( \frac{1}{\sqrt{\log(q_{mean,i}^{hf}) n_{obs,i}}} (\log(q_{sim,i}^{hf}) - \log(q_{obs,i}^{hf})) \right)^2 + \frac{1}{\log(q_{mean,i})} (\log(q_{sim,i}) - \log(q_{obs,i}))^2 \quad (12)$$

Avec  $N_{obs}$  le nombre total d'observations,  $n_{obs,i}$  le nombre d'observations à la station  $i$ ,  $q^{hf}$  le débit ruisselé, et  $q$  le débit total. Les deux membres de la fonction objectif sont nécessaires afin de quantifier une recharge de l'aquifère pluri-annuelle non biaisée, ainsi que des débits moyens représentatifs des observations.

## 2.6 Choix des Paramètres à estimer

Afin d'optimiser l'utilisation du logiciel PEST, les paramètres du modèle à inverser ont été reformulés. L'estimation de la pluie efficace nécessite deux paramètres. L'équation régissant l'estimation de la pluie efficace par le modèle est la suivante :

$$AET(t) = DCRT - dr(t) \times \frac{2rba(t) - dr(t)}{4(CRT - DCRT)} \quad (13)$$

Avec  $rba(t)$  l'eau libre  $rba = \max(DCRT, S(t)) - DCRT$  où  $dr$  est l'eau totale disponible ( $dr(t) = S(t) + P(t) + DCRT - rba(t)$ ), avec  $S$  le stock d'eau initial, et  $P(t)$  la pluie).

Une fois, la pluie calculée, l'infiltration  $R(t)$  et le ruissellement haute fréquence  $HF$  sont estimés ainsi :

$$HF(t) = \max(0, (S_{soil}(t) + \max(0, (P(t) - AET(t)) - FN)) - CQRM)) + CQR * \min(S_{soil}(t) + \max(0, (P(t) - AET(t)) - FN), CQRM) \quad (14)$$

et

$$R(t) = \min(P(t) - AET(t), FN) \quad (15)$$

Le paramètre DCRT intervient donc dans plusieurs fonctions non linéaires (min,max). Ainsi, l'importance de ce paramètre dans le calcul de la pluie efficace varie fortement avec la pluviométrie. Ce paramètre est

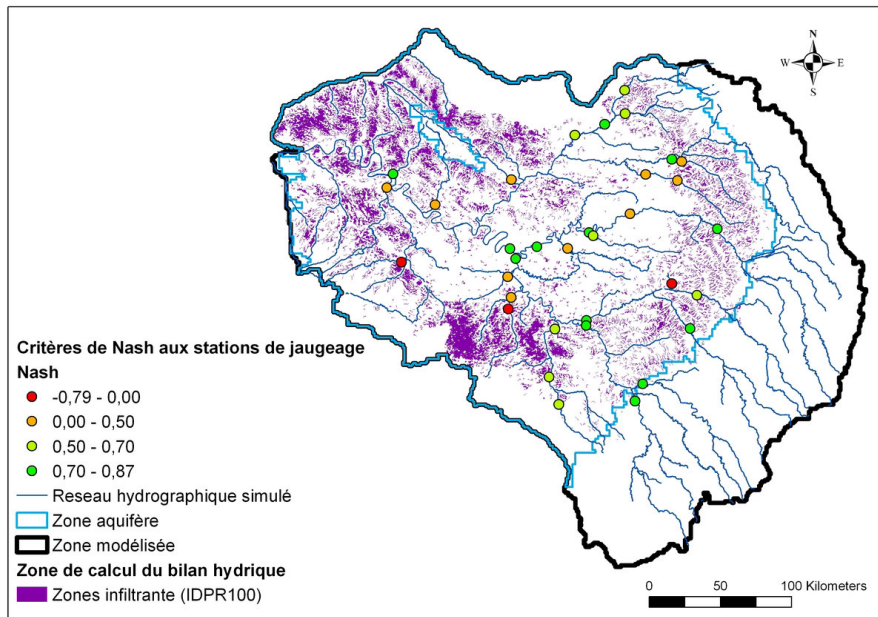


Figure 19: Distribution spatiale du critère de Nash aux 34 stations de jaugeage de débit du modèle régional

donc directement lié à l'estimation de la pluie efficace uniquement si la valeur de ce paramètre appartient à un intervalle variable sur la période de calibration. On parle alors de non linéarité du paramètre DCRT vis à vis du calcul de la pluie efficace. Compte-tenu de la forte non linéarité de ce paramètre, l'estimation du paramètre DCRT par le logiciel PEST n'est pas optimale. Seul le paramètre CRT a été calibré. DCRT a, quant à lui, été estimé à partir des caractéristiques des sols (Lagacherie et al., 2000; Cazemier et al., 2001; Martin-Clouaire et al., 2000).

D'autre part, pour la définition de la répartition de la pluie efficace entre ruissellement et infiltration, il faut noter que les temps de transfert en aquifère sur un bassin versant de la taille de celui de la Seine sont de l'ordre de la centaine d'années (Flipo, 2005). Ainsi, sur une période de calibration de 17 ans, la dynamique d'infiltration ne peut être estimée par analyse stricte des débits. Le paramètre caractérisant la dynamique d'infiltration devrait être calibré par analyse de la piézométrie ainsi que du débit. Pour finir, seuls les paramètres CRT, FN, CQRM, et CQR, caractérisant le bilan de surface strict ont été calibrés et introduits dans l'algorithme d'estimation de PEST. Les valeurs initiales et la gamme de variations de ces paramètres ont été extraits d'études antérieures sur le bassin de la Seine (Gomez et al., 2003; Viennot et al., 2009; Monteil, 2011; Ledoux et al., 1989).

## 2.7 Résultats de calibration

La calibration automatique a permis, après 200 itérations, de réduire d'environ un ordre de grandeur la fonction objectif totale, passant de  $1.36 \cdot 10^6 \text{ m}^6 \cdot \text{s}^{-2}$  à  $2.55 \cdot 10^5 \text{ m}^6 \cdot \text{s}^{-2}$ . La part principale de l'optimisation porte sur la capacité du modèle à restituer le signal haute fréquence de ruissellement ( $\Phi_{h,f}$ ). En effet, l'écart quadratique haute fréquence représente 90% de l'écart initial, et 95% de la fonction objectif optimisée. Cependant cette composante de la fonction objectif n'est pas suffisante, puisque la seconde partie permet d'assurer une bonne reproduction des débits ( $\Phi_{discharge}$ ). D'autre part, malgré la part importante prise par  $\Phi_{h,f}$  dans la fonction objectif totale, les deux parties de la fonction objectif sont minimisées de manière identiques. En effet, au court du processus d'optimisation  $\Phi_{h,f}$  diminue de 90% par rapport à sa valeur initiale, et  $\Phi_{discharge}$  diminue de 80%.

A l'échelle du modèle régional, cette calibration fournit de bons résultats avec un critère de Nash à Poses,

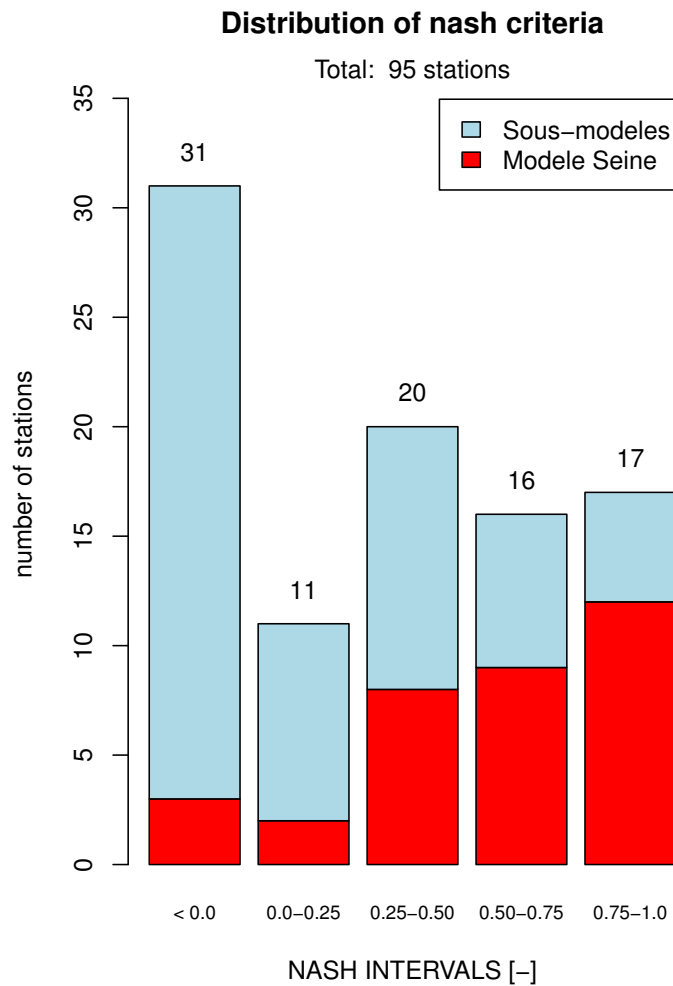


Figure 20: Distribution statistiques des critères de Nash aux 34 stations du modèle régional, ainsi qu'aux 95 stations de jaugeage de débit de l'ensemble des modèles en contact avec les aquifères régionaux, hormis l'aquifère du Jurassique

exutoire du bassin, de 0.82. La Figure 19 indique que les débits aux stations de jaugeage des grandes rivières, Seine, Marne, Oise, Yonne, sont bien reproduits par le modèle. A l'échelle du modèle régional 60 % des stations présentent un Nash supérieurs à 0.5, et 25 % un critère compris entre 0.25 et 0.5 (cf. classes rouges, Figure 20). Par contre des problèmes subsistent au niveau du bassin de l'Eure et de l'Essonne, qui sont très karstiques.

Une fois les paramètres définis à l'échelle régionale, une homogénéisation des unités de calcul du bilan hydrique entre le modèle régional du bassin de la Seine et les sous-modèles a été effectuée. Cette homogénéisation a entraîné une modification complète de la répartition des unités de calcul du bilan hydrique sur les bassins versants des sous-modèles. Il apparaît que les débits des stations de jaugeage des petites rivières des sous-modèles sont moins bien reproduits que ceux du bassin principal. En effet, la densité de distribution des critères de Nash sur les stations des sous modèles (courbe bleue sur l'histogramme ci-dessous) est décalée vers les valeurs faibles de Nash. La densité de distribution des critères de Nash sur les stations du modèle régional (courbe rouge) est décalée vers les valeurs fortes de Nash. Cette dissymétrie indique que la fiabilité des sous-modèles est globalement beaucoup moins bonne que celle du modèle régional.

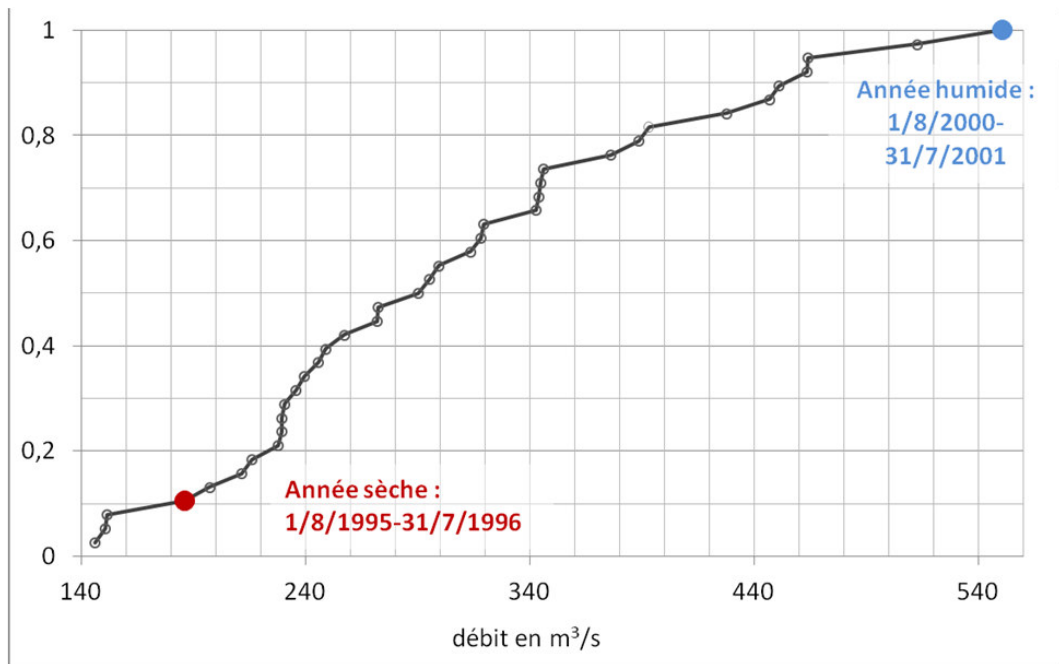


Figure 21: Fréquences cumulées des débits annuels moyens à la station hydrologique d'Austerlitz. Analyse statistique réalisée sur la période 1/8/1974 – 31/7/2011, soit un échantillon de 38 valeurs moyennes

### 3 Quantification des échanges nappe-rivière et vulnérabilité des masses d'eau

#### 3.1 Situations hydrologiques représentatives

Afin d'adapter les résultats de calcul à des unités de gestion, un algorithme de post-traitement des résultats d'EauDyssée a été développé au sein du logiciel WODIC (Wrapper for EauDyssée). Ainsi, chaque masse d'eau est-elle renseignée pour trois types de situations de référence : une situation moyenne, une période sèche (année hydrologique 1995-1996) et une période humide (année hydrologique 2000-2001). 1995-1996 est l'année la plus sèche de la période simulée avec un débit moyen de  $186 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , et correspond au quantile 10 % des débits moyens annuels dans la Seine à Paris à la station hydrométrique Austerlitz (Fig. 21). Quant à la période 2000-2001, il s'agit de l'année la plus humide observée depuis la création des barrages réservoirs en 1974 (Fig. 21), avec un débit moyen de  $550 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Sur cette période, la distribution statistique est asymétrique, avec une moyenne de  $306 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , et une médiane de  $290 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . La Figure 22 présente les débits journaliers caractérisant les différents scénarios hydrologiques : débit moyen (1993-2010), débits de l'année sèche et de l'année humide.

#### 3.2 Indicateurs de la connexion nappe-rivière

Pour chaque scénario hydrologique, le **débit moyen linéique** (débit moyen ramené à la longueur réelle de la masse d'eau,  $L$ ),  $q_{lin} [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}]$ , échangé entre la MECE et la nappe est calculé, ainsi que le débit aval de MECE,  $Q [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$ .  $q_{lin}$  fournit une mesure des **échanges nets**.

Parallèlement les **débits d'exfiltration** de la nappe vers la rivière,  $q_{ex} [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$ , et d'**infiltration** de la rivière vers la nappe,  $q_i [\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}]$ , sont calculés. Ces débits sont des débits cumulés à l'échelle de chaque masse d'eau.

Le ratio  $\frac{q_{ex}}{Q}$  est un **indicateur de la vulnérabilité de la MECE aux pollutions de la MESO**. Plus il tend vers 1 et plus la MECE est dépendante de l'alimentation souterraine. Ce ratio peut aussi être supérieur à 1 dans

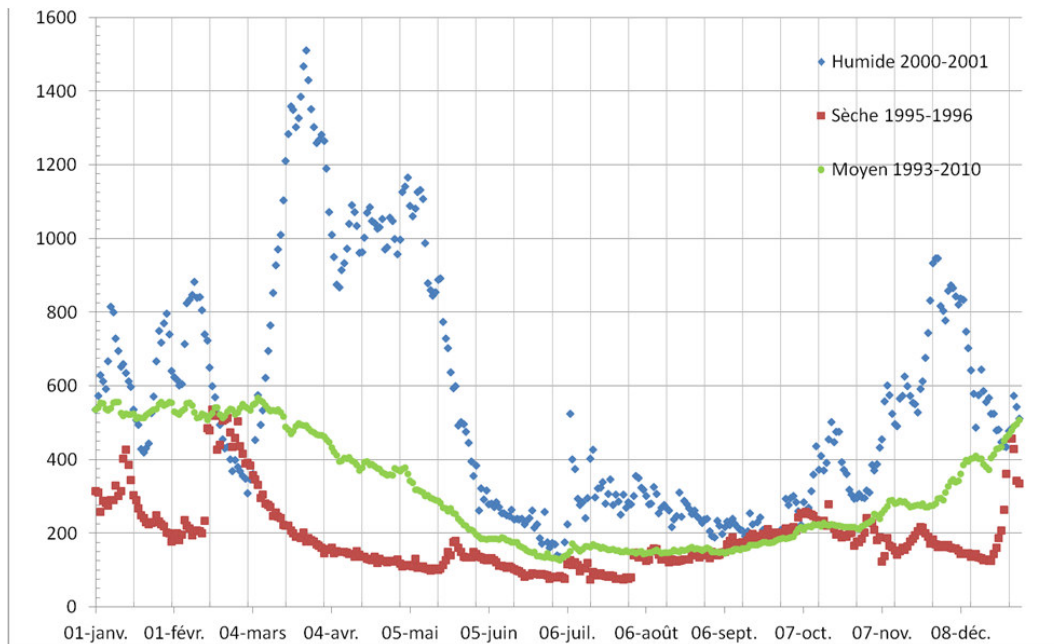


Figure 22: Chroniques de débits journaliers pour les périodes sèches et humides à la station d'Austerlitz., comparées au débit moyen journalier sur la période 1993-2010

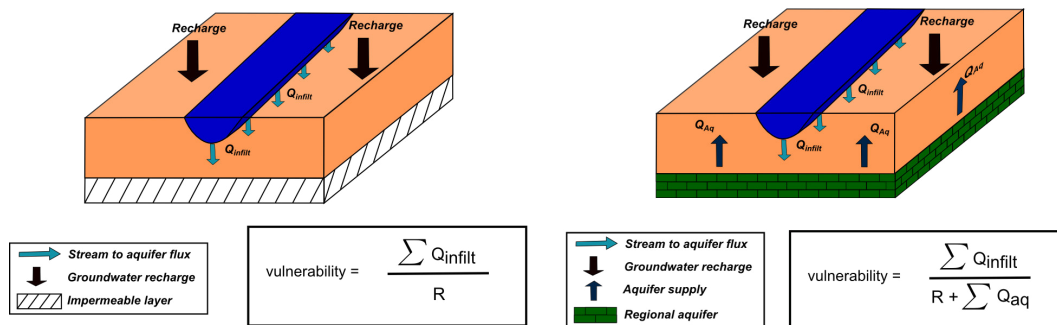


Figure 23: Schéma du calcul de la vulnérabilité sur les MESO principales (à gauche) et sur les plaines alluviales (à droite)

le cas d'une MECE où les réinfiltrations de la rivière vers la nappe sont importantes. Dans ce cas précis, la MESO sous-jacente peut alors être assez vulnérable aux pollutions de la MECE.

Pour chaque MESO représentative des aquifères régionaux, du fait des temps de transfert significativement plus lents en milieu souterrain, la vulnérabilité de la nappe à une pollution en provenance des MECE (en moyenne annuelle) peut-être approchée par un indicateur donné par le **ratio**  $\frac{q_i}{R}$ , où  $R$  correspond à la recharge de la MESO par son impluvium, et  $q_i$  au flux d'infiltration du cours d'eau vers la nappe.

L'**indicateur de vulnérabilité des MESO** compare l'infiltration par l'impluvium aux échanges nappe-rivière sur la masse d'eau et permet ainsi de définir la vulnérabilité des MESO aux pollutions de surface. Si cela est vérifié sur les MESO principales où le bilan d'eau est « fermé » (pas d'alimentation par un aquifère sous-jacent, Fig. 23), sur la plaine alluviale il convient de prendre en compte l'alimentation en eau de l'aquifère régional dans le dénominateur de l'indicateur afin de boucler le bilan d'eau (Fig. 23).

### 3.3 Quantification des échanges nappe-rivière

	Avec Pompage			Sans Pompage		
	Ex.	Inf.	Net	Ex.	Inf.	Net
Pluri-annuel (17 ans)	163.2	-26.9	136.3	168.3	-22.8	145.8
Humide (2000-2001)	224.7	-30.6	194.1	229.9	-26.1	203.8
Sec (1995-1996)	140.9	-20.7	120.2	146.3	-17.1	129.2

Tableau 3: Bilan des échanges nappe-rivière pour les 13 622 km de rivières simulées en  $[m^3 s^{-1}]$ . *Ex.*, Exfiltration; *Inf.*, Infiltration de la rivière vers la nappe

Le tableau 3 résume les bilans hydrologiques des interfaces nappe-rivière du bassin pour les différents scénarios d'anthropisation (influence des prélèvements d'eau souterraine) et pour les différentes situations hydro-climatiques simulées. En moyenne sur 17 ans, les aquifères contribuent pour  $163.2 m^3.s^{-1}$  aux débits des rivières, dont  $26.9 m^3.s^{-1}$  se ré-infiltrent, soit une contribution nette de  $136.3 m^3.s^{-1}$ . Globalement, les nappes alimentent les cours d'eau du bassin. Ne s'intéressant qu'au réseau principal à travers le modèle régional (3 500 km de réseau hydrographique en contact avec les aquifères), [Pryet et al. \(2015\)](#) ont montré que l'échange moyen net était de  $57.6 m^3.s^{-1}$ . Cela indique que le réseau hydrographique principal draine majoritairement les grands aquifères du bassin de Paris. Puisque 42.3 % des apports souterrains au réseau hydrographique sont apportés par seulement 25.7 % du linéaire des cours d'eau.

En année sèche, les aquifères contribuent moins au débit des rivières dont les eaux se ré-infiltrent moins vers les aquifères. Par contre, en année hydrologique humide, la contribution des aquifères aux débits des rivières augmente de  $60 m^3.s^{-1}$  par rapport au débit moyen, alors que la quantité d'eau qui se ré-infiltrent n'augmente que de  $3.7 m^3.s^{-1}$ . La capacité du réseau hydrographique à ré-alimenter les aquifères est donc beaucoup plus limitée que celle des aquifères à alimenter les rivières.

La simulation des échanges nappe-rivière en tenant compte des pompages montre que l'alimentation, par les aquifères, de la majorité du réseau hydrographique est de l'ordre de  $10 l^{-1}.s^{-1}.km^{-1}$  (Fig. 24). Ainsi, la plupart des petits cours d'eau (au linéaire total important) reçoit un débit souterrain relativement faible, et seulement quelques cours d'eau bénéficient d'une alimentation souterraine particulièrement abondante.

La partie sud du secteur Tertiaire du bassin (comprise entre la Seine au sud et à l'ouest et le Petit Morin au nord) se dénote, avec un nombre significatif de MECE contribuant à alimenter les MESO sous-jacentes des calcaires de Brie et de Champagne. Dans une moindre mesure, le secteur compris entre le Loing à l'ouest et la Seine au nord et à l'est (SMS 2, Fig. 6) de distingue aussi par des MECE plus ré-infiltrantes (Fig. 24).

Les secteurs fortement exfiltrants sont généralement localisés au niveau des MECE du réseau hydrographique du modèle régional avec deux secteurs particuliers : la Seine depuis l'aval de Paris jusqu'à Poses, incluant l'aval de l'Oise, et le secteur amont du réseau hydrographique de l'Oise dans sa partie crayeuse (MESO 3206 « Craie de Thierache-Laonnois-Porcien » et MESO 3207 « Craie de Champagne Nord »). Les fleuves Haut-Normands s'écoulant sur les formations crayeuses perméables du Crétacé supérieur, l'Eaulne, la Scie, la Saane et la Durdent, sont aussi fortement soutenus par les apports souterrains de la nappe de la Craie (MESO 3204 « Craie des bassins versants de L'Eaulne, Bethune, Varenne, Bresle et Yerres » et MESO 3203 « Craie altérée du littoral Cauchois »). Ces exfiltrations importantes de la nappe par rapport au débit des fleuves expliquent leur hydrogramme relativement "tamponné" entre la période hivernale et estivale. Ces zones ont des exfiltrations de plus de  $25 l^{-1}.s^{-1}.km^{-1}$ .

Ce schéma général de répartition des MECE à dominante infiltrante ou exfiltrante ne présente pas beaucoup de variabilité spatiale interannuelle ([Flipo et al., 2013](#)). On note cependant que les intensités d'échanges minimales sont inversées suivant les contextes et les périodes de l'année. En effet les zones de ré-infiltration présentent, en moyenne, des ré-infiltration minimales en août, alors que les zones exfiltrantes présentent des

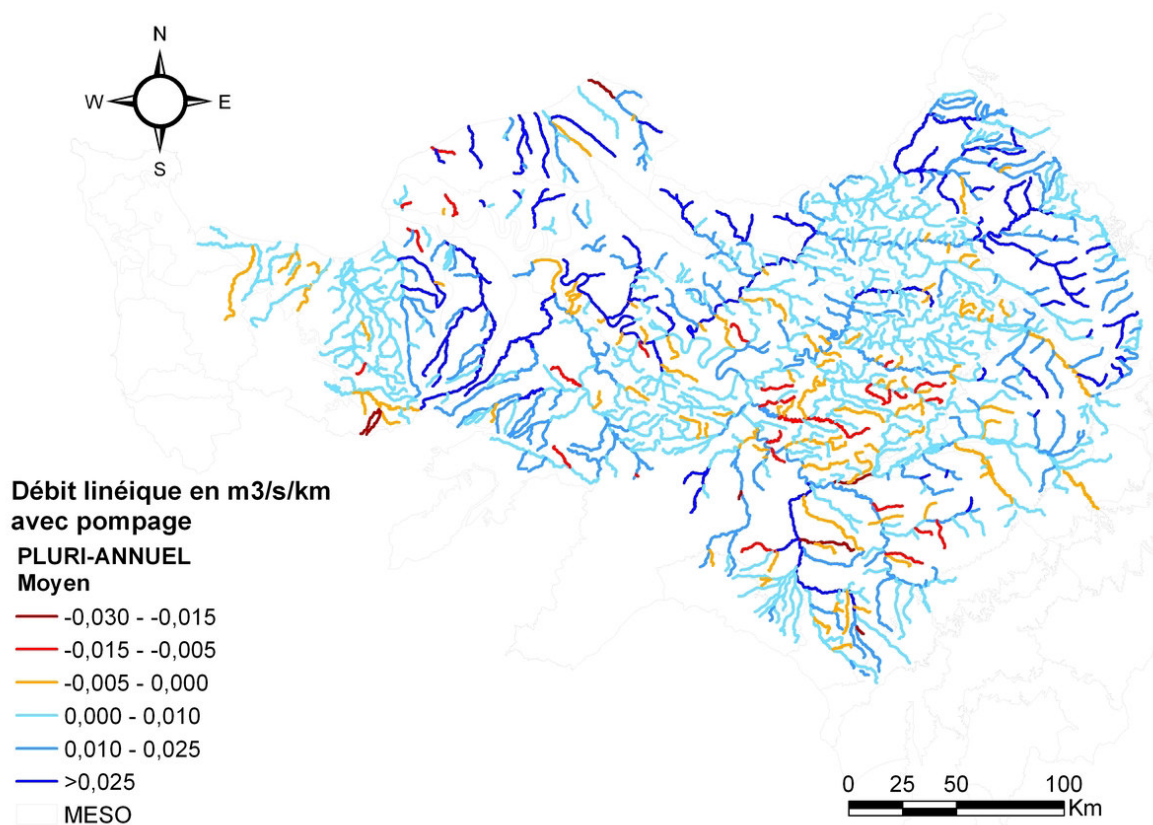


Figure 24: Débits linéiques pluri-annuels moyens échangés entre les aquifères et le réseau hydrographique pour la situation avec pompages. En bleu sont représentés les secteurs d'alimentation du réseau par les nappes, en rouge les zones de réinfiltration de la rivière vers la nappe. Le débit linéique échangé moyen est de  $10 \text{ l}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$

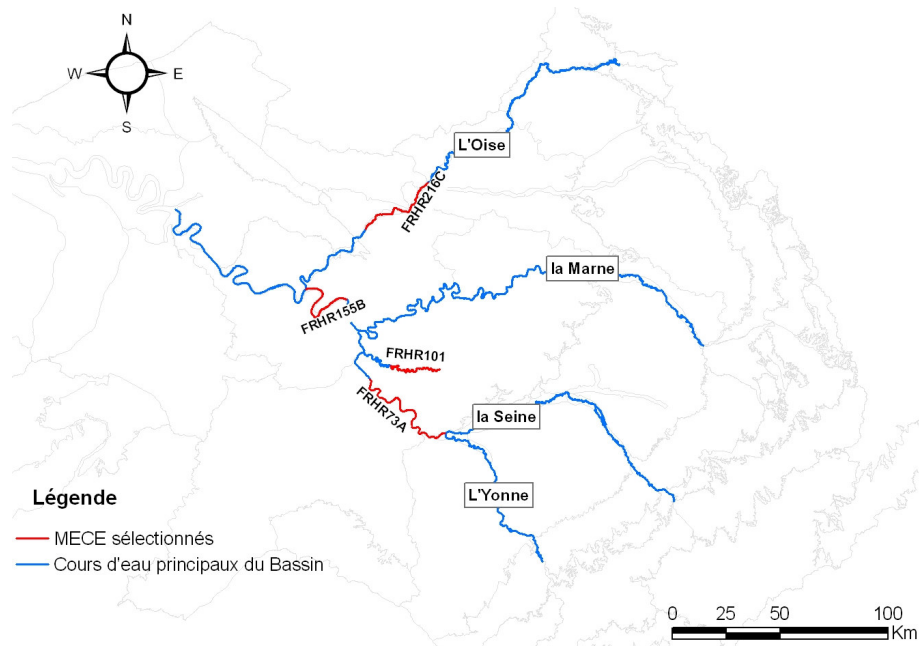


Figure 25: Carte des MECE type sélectionnées pour représenter les variations des débits et de la vulnérabilité (cf. Fig 26).

exfiltrations minimales aux mois de décembre et janvier (Flipo et al., 2013).

Il en va de même de la répartition spatiale des échanges entre année sèche et année humide (Flipo et al., 2013). Cependant, une étude plus approfondie révèle que la variabilité spatiale des échanges est augmentée en année humide et réduite en année sèche pour l'ensemble des MECE (Flipo et al., 2013). L'évolution de la dynamique a été plus particulièrement étudiée sur quatre MECE présentant des comportements hydrologiques contrastés en termes d'exfiltration et d'infiltration (la Seine à l'aval de la confluence avec l'Yonne MECE FRHR73A ; l'Oise aval MECE FRHR216C ; la Seine en amont de la confluence avec l'Oise MECE FRHR155B ; l'Yerres MECE FRHR101, Fig. 25). Ces évolutions temporelles sont subtiles et surprenantes (Fig. 26). Pour les secteurs très exfiltrants (Fig. 26b), comme l'aval de l'Oise, la remarque précédente reste de mise. Par contre, l'analyse de la variabilité temporelle des échanges, pour une année donnée en secteur exfiltrant (Fig. 26a-c), montre que les échanges présentent une évolution mensuelle beaucoup moins lisse que les échanges moyennés sur 17 ans. Cela n'est pas surprenant mais illustre bien le fait que chaque année a ses modalités d'échanges propres, très fortement corrélées à l'hydrologie. Le cas de la Seine au niveau de la confluence Oise (Fig. 26c) est révélateur de la complexité des échanges nappe-rivière. En effet, ce secteur, d'ordinaire très exfiltrant, peut s'avérer ré-infiltrant lors d'évènements hydrologiques extrêmes comme les crues (pour l'année humide, on observe une ré-infiltration des eaux de la MECE en mars et novembre). L'inversion du sens des échanges nappe-rivière, pour les MECE aval majoritairement exfiltrantes, est un phénomène rare qui n'apparaît que dans le cas de fortes crues. Même si des montées des niveaux piézométriques dans le champ proche de la rivière peuvent être observées (Saleh et al., 2011), elles n'indiquent pas toujours une ré-infiltration des eaux de la rivière vers la nappe. Bien souvent ces montées du niveau piézométrique sont liées à un stockage, dans le champ proche de la rivière, des eaux provenant des aquifères régionaux par le biais d'un rehaussement de la condition limite du niveau d'eau dans la rivière lors d'un évènement hydrologique extrême. Seules les très fortes crues sont favorables à une inversion du sens des échanges.

L'analyse des secteurs ré-infiltrants est aussi instructif concernant la variabilité mensuelle des échanges (Fig. 26d). Si la MECE est en moyenne interannuelle systématiquement ré-infiltrante, il apparaît qu'en cas d'année très sèche, le sens des échanges peut s'inverser en avril dans le cas d'un déficit hydrique important en hiver et au

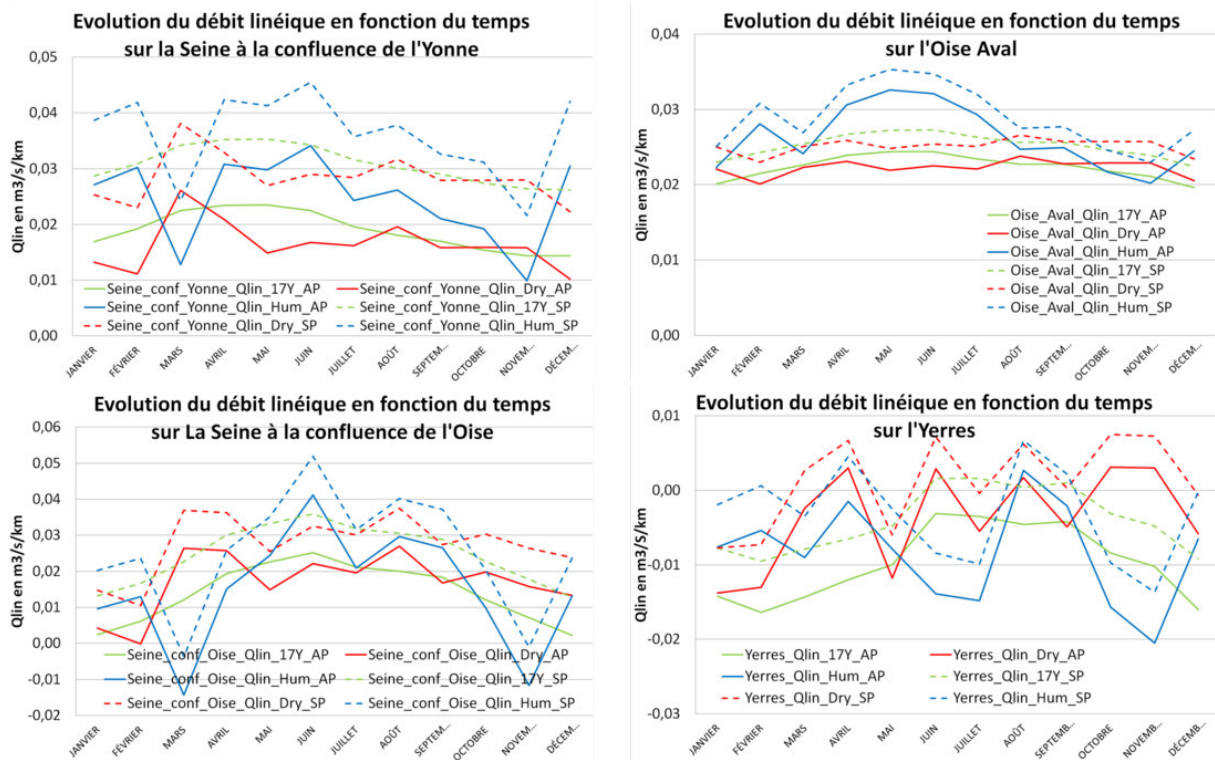


Figure 26: Evolution moyenne saisonnière du débit linéique de 4 MECE type

printemps, comme cela est le cas pour l'année sèche (Fig. 22). Les années très humides ont un comportement antagoniste puisqu'une forte recharge tend à augmenter le caractère ré-infiltrant de ces MECE, comme cela est le cas pour les mois d'octobre, de novembre, de juin et d'avril (Fig. 26d). Cependant l'année 2000-2001 étant très exceptionnelle, elle n'est pas représentative d'une année à tendance humide, mais d'une année extrêmement humide. Cette nuance est d'importance, puisqu'elle permet d'expliquer les anomalies de fonctionnement des échanges pour les mois de mars-avril 2001 (Fig. 26d). En effet, pour cette période les sens des échanges de l'année humide sont similaires à ceux de l'année sèche, ce qui, à première vue, rend le propos précédent caduc. Cependant l'analyse des chroniques de débits (Fig. 22) montre que les écarts à la moyenne de l'année humide sont beaucoup plus importants que ceux de l'année sèche de mars à juin. Il est donc probable que la recharge des aquifères et des plaines alluviales ait été telle cette année là que le sens des échanges ait pu être inversé par rapport à une année humide moyenne.

Les variations saisonnières des échanges à l'échelle du bassin, montrent globalement la contribution importante des eaux souterraines dans le débit des cours d'eau pendant les mois d'été. A partir de septembre- novembre (période d'étiage des cours d'eau du bassin) et jusqu'à avril, la baisse automnale des niveaux des nappes et les précipitations accrues (ruissellement de surface alors prédominant) se traduisent pas la diminution des apports relatifs des exfiltrations souterraines dans le débit des cours d'eau. Ainsi, la vulnérabilité relative des rivières aux pollutions provenant des eaux souterraines se ressent plus de juin à octobre (Flipo et al., 2013).

### 3.4 Impact des pompages sur les échanges nappe-rivière

Globalement les pompages ont deux principaux effets sur les échanges nappe-rivière. D'une part, ils diminuent l'alimentation des rivières par les aquifères, et d'autre part, ils augmentent la réinfiltration des eaux de la rivière vers la nappe (Tab. 3). Quelque soit l'année hydrologique, la diminution de l'exfiltration des eaux souterraines est environ de  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , et l'augmentation de l'infiltration des eaux des rivières vers les aquifères de  $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ,

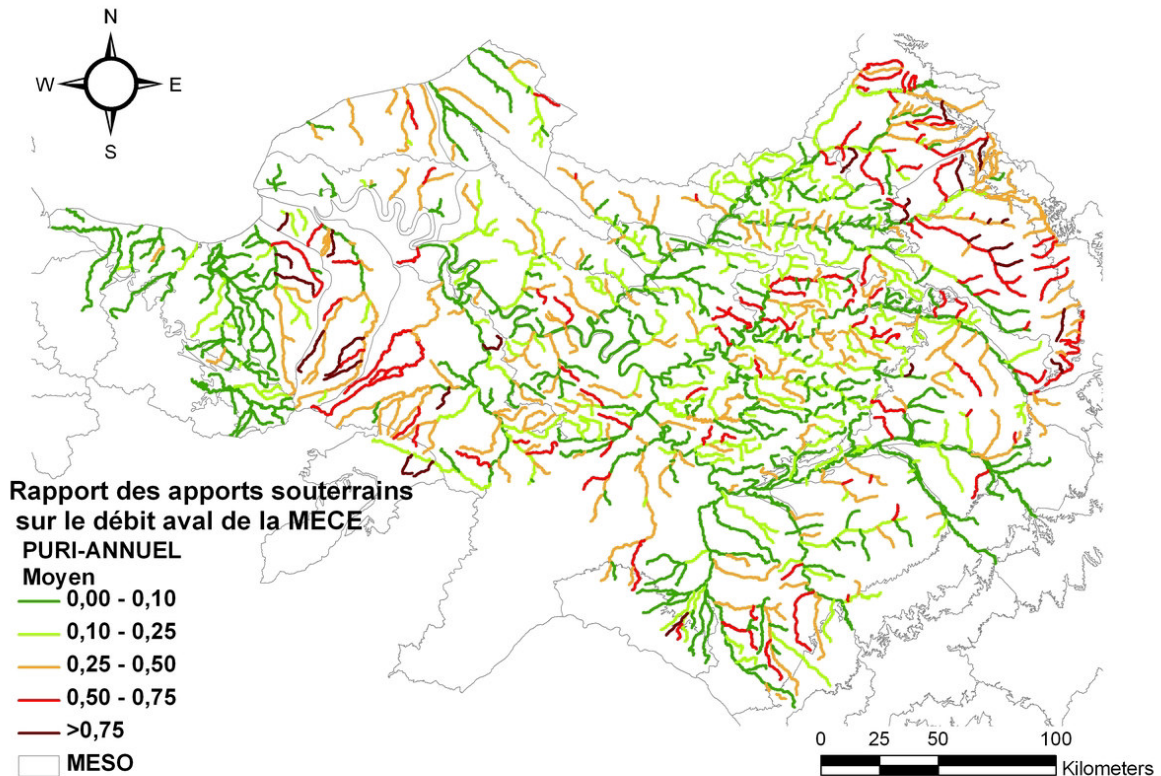


Figure 27: Vulnérabilité des MECE à une contamination des eaux souterraines

soit une diminution du débit net échangé de l'ordre de  $9 \text{ à } 10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .

La comparaison des échanges linéiques moyens avec et sans pompage par MECE montre que la majorité des MECE est faiblement influencée par les pompages. En valeur absolue l'impact des pompages est bien souvent inférieur à  $0.5 \text{ l}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$ , notamment dans les secteurs crayeux du bassin. Par contre il apparaît que les échanges sur certains secteurs sont très fortement influencés par ces pompages, jusqu'à  $10 \text{ l/s/km}$  pour l'aval de l'Yerres et la Seine à l'aval de l'agglomération parisienne. Dans ces secteurs les MECE peuvent voir leur alimentation diminuer de  $1.5 \text{ à } 5 \text{ l}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-1}$  du fait des pompages en nappe (Flipo et al., 2013).

Cependant la comparaison des cartes d'échanges nets entre les MESO et les MECE ne révèle pas, en moyenne, de modification significative des modalités (exfiltration versus infiltration) d'échange entre MESO et MECE, et ce quelque soit le contexte hydrologique. Seul le fonctionnement des MECE, à caractère réinfiltrant, peut être modifié du fait des pompages en période de crues. Par exemple, à l'aval de l'Yerres, on remarque que, pour l'année humide au mois d'avril, la MECE est naturellement alimentée par les eaux de la nappe. Les pompages ont, dans ce cas précis, pour effet d'inverser le sens des échanges, rendant alors la MECE globalement réinfiltrante (Fig. 26).

### 3.5 Vulnérabilité des MECE aux pollutions locales des aquifères

Les calculs réalisés permettent d'estimer la contribution des aquifères au débit aval de chaque MECE (Fig. 27). 37 % des MECE ne présentent pas de vulnérabilité particulière aux pollutions locales des aquifères car les eaux souterraines contribuent à moins de 10 % du débit aval de la MECE. 23 % des MECE semblent peu vulnérables car moins d'un quart de leur débit aval provient des eaux souterraines. En revanche, 23 % des MECE, princi-

palement situées en tête de bassin (exceptées les régions de l'Eure et de l'Yerres), présentent un risque aux pollutions souterraines car entre un quart et la moitié de leur débit provient des eaux souterraines. Finalement 17 % des MECE du bassin Seine Normandie sont vulnérables aux pollutions souterraines car plus de 50 % de leur débit provient des eaux souterraines. Mis-à part le secteur bas-normand, il apparaît clairement que les MECE amont sont systématiquement beaucoup plus vulnérables aux pollutions potentiellement apportées par des eaux souterraines sous-jacentes que leurs consœurs aval. En effet, l'indice de vulnérabilité étant fonction du rapport de débit exfiltré vs le débit total de la portion de rivière, les cours d'eau aval, à débit généralement plus important, ressortent moins impactés. Il est à noter, que seule la pollution apportée sur le tronçon peut être estimée par cette méthode (les apports amont et latéraux n'étant pas comptabilisés). Ces résultats montrent bien la gradation aval-amont de dépendance d'une MECE aux eaux souterraines de sa MESO sous-jacente. En cas de raréfaction de la ressource en eau (pour causes climatiques ou anthropiques), le réseau hydrographique amont subira en premier des assècs temporaires.

Les pompages modifient très peu (de quelques pourcents) les indices de vulnérabilité des MECE (Flipo et al., 2013). Ils ne modifient pas non plus la répartition spatiale de l'indice de vulnérabilité, et ce ni en moyenne pluriannuelle, ni en moyenne mensuelle. Dans le pire des cas, seul un nombre très réduit (une ou deux dizaines) de MECE est dégradé d'une classe, passant en général de la classe vulnérable à très vulnérable.

Une analyse plus précise de la répartition des MECE en classes de vulnérabilité (0-10 % : non vulnérable ; 10-25 % : peu vulnérable ; 25-50 % : vulnérable ; 50-75 % : très vulnérable ; > 75 % : extrêmement vulnérable), révèle, qu'en moyenne pluriannuelle, moins de 20 % des MECE sont très ou extrêmement vulnérables aux pollutions locales des MESO (Fig. 28).

Le contexte hydrologique, sec ou humide, influence aussi la vulnérabilité des MECE. En effet, les MECE semblent, en moyenne, beaucoup moins vulnérables lors des années humides, et plus vulnérables lors des années sèches. En effet le pourcentage de MECE dans les trois classes de vulnérabilités les plus fortes passe de 45 % en année sèche à 33 % en année humide, la moyenne étant de 40 %.

L'étude de la variabilité interannuelle montre qu'en moyenne le nombre de MECE des trois classes de vulnérabilités les plus fortes atteint son maximum au mois de septembre, passant de 40 % en moyenne à 45 % à cette période. Si cela reste vérifié en année humide, il n'en va pas de même en année sèche, où la plus forte vulnérabilité est observée au mois de juillet. Quoiqu'il en soit, en année extrême, sèche ou humide, lors des périodes de plus forte vulnérabilité (juillet ou septembre suivant le scénario hydrologique), le nombre de MECE vulnérables est alors plus important qu'en moyenne pluriannuelle (Fig. 28).

Même s'il s'avère vérifié pour la majorité du réseau hydrographique, ce constat doit cependant être nuancé par le comportement des MECE à caractère ré-infiltrant, qui peuvent afficher une vulnérabilité accrue en année humide, sur une période de plusieurs mois (Flipo et al., 2013).

### 3.6 Vulnérabilité des MESO aux eaux de surface

La recharge moyenne pluriannuelle a été calculée pour chaque MESO à l'aide du modèle régional à six couches et du modèle Bas-Normand sur la période 1993-2010 (Fig. 29). Les zones de recharge les plus faibles (inférieures à 200 mm/an) sont situées au centre du bassin, essentiellement sur la partie Tertiaire. La recharge annuelle moyenne est d'environ 100 mm, alors qu'elle est quasiment deux fois plus faible en année sèche (45 mm), et doublée en année humide (195 mm).

En termes de distribution spatiale de la recharge, la frange sud du bassin correspond à la zone de recharge la plus faible (Fig. 29). Pour les MESO situées dans ce secteur, la recharge est en moyenne comprise entre 60 et 90 mm.

Il apparaît que, en moyenne, l'ensemble des MESO correspondant à des plaines alluviales sont vulnérables aux pollutions de surface puisque la ré-infiltration des rivières y représente plus des trois quarts de la recharge

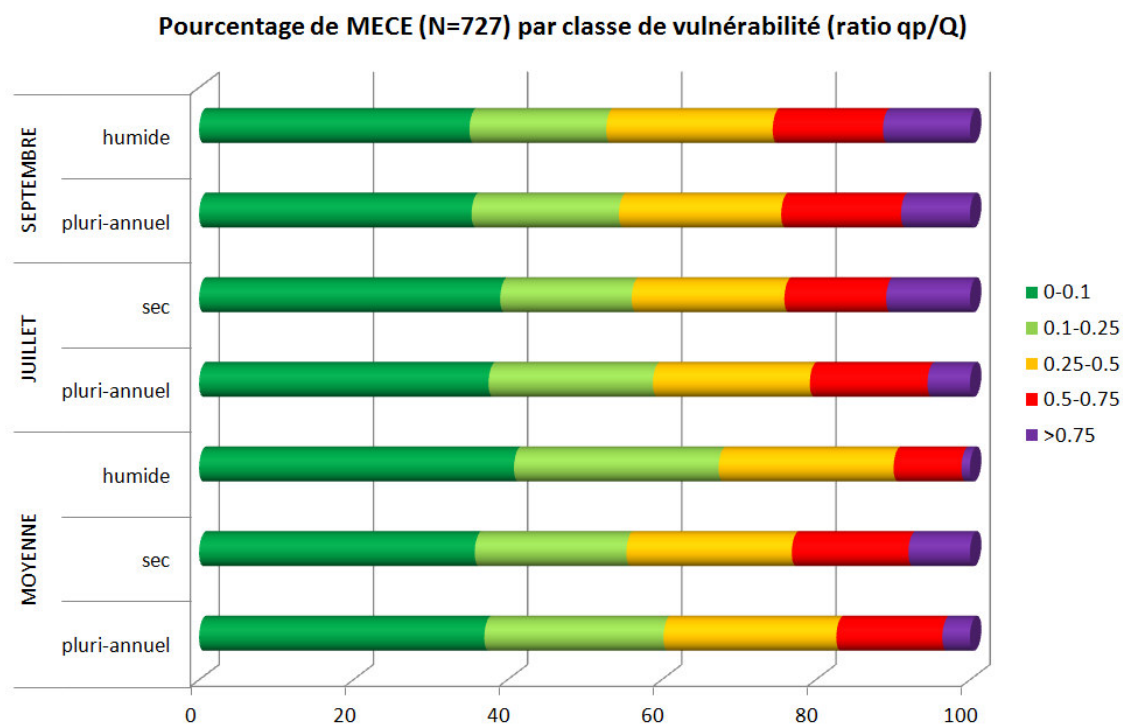


Figure 28: Pourcentage des MECE par classe de vulnérabilité en fonction de différents scénarios hydrologiques, et pour différentes périodes de l'année (moyenne sur l'année, ou moyenne des mois de juillet et septembre)

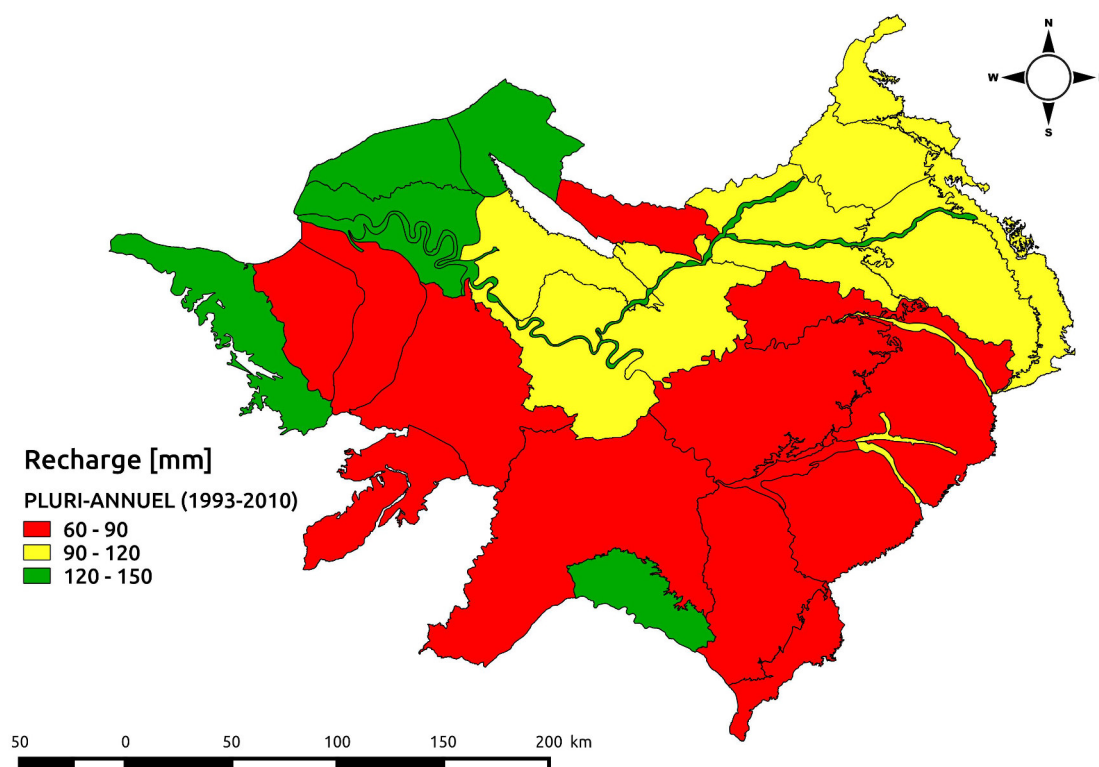


Figure 29: Recharge des MESO calculée sur la période 1993-2010

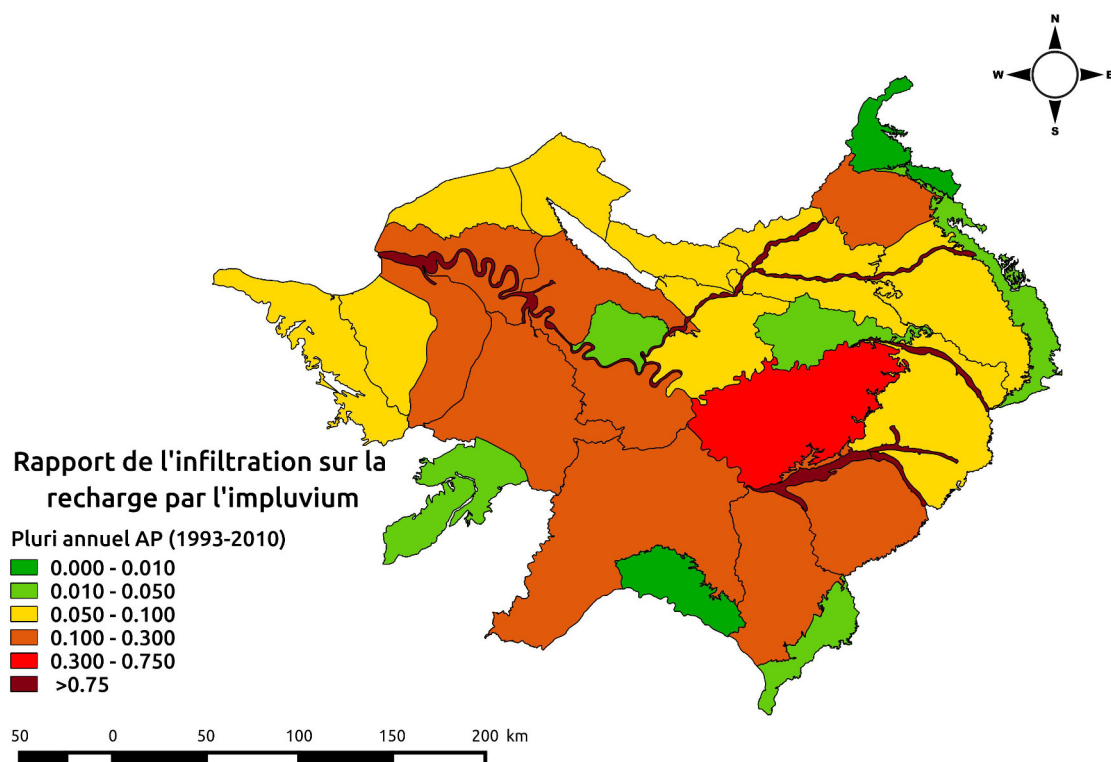


Figure 30: Vulnérabilité pluri-annuelle des MESO : rapport de l'infiltration des rivières sur la recharge par l'impluvium

par l'impluvium à laquelle s'ajoute les apports souterrains régionaux (Fig. 30). En général, la vulnérabilité des MESO est exacerbée en année sèche, et est réduite en année humide (Flipo et al., 2014).

Si la vulnérabilité moyenne des plaines alluviales est peu modifiée par la prise en compte explicite des échanges plaine alluviale-aquifères régionaux, il apparaît cependant, en comparaison avec Flipo et al. (2013), que cette quantification engendre une vulnérabilité moindre des plaines alluviales pour les scénarios extrêmes sec et humide. Par contre la variation de l'estimation des vulnérabilités entre scénario moyen, année sèche, et année humide, ne montre pas de tendance très nette à la minimisation ou maximisation de l'estimation de la vulnérabilité. Cela semble indiquer qu'un indicateur annuel n'est pas construit à une granularité temporelle suffisante pour caractériser la vulnérabilité qui serait plutôt reliée aux événements extrêmes de type crue ou étiage prolongés. Il serait alors intéressant dans le futur de raisonner les vulnérabilités non plus en termes de situation moyenne, mais en termes de risque conditionnel aux événements extrêmes. Une approche mensuelle vis-à-vis d'une situation moyenne serait plus appropriée mais plus difficile à manipuler de manière opérationnelle.

## 4 Conclusion

La présente étude a été réalisée afin de fournir une base quantitative à la vulnérabilité des MECE et des MESO aux échanges nappe-rivière. A cet effet, elle s'inscrit dans la démarche de rapportage imposée par la DCE. Les estimations des échanges, fournies jusqu'à l'échelle mensuelle, et couvrant plusieurs contextes anthropiques et hydrologiques, constituent une véritable avancée dans le domaine de l'hydrologie continentale, et ouvrent la porte à une meilleure compréhension du fonctionnement général du système hydrologique de la Seine et des fleuves normands.

Hormis les efforts consentis pour re-calibrer le modèle régional à six couches du bassin de la Seine, l'étude s'est fondée sur des sous-modèles hydrologiques locaux ajustés par ailleurs. Afin d'améliorer la compatibilité du modèle régional d'une part, et des sous-modèles d'autre part, les unités de calcul du bilan hydrique ont été homogénéisées entre les différents modèles, et recalibrées à l'échelle du modèle régional par une méthode automatisée. Si cette avancée a amélioré les performances du modèles régional, il n'en va pas de même pour les sous-modèles qui ont vu leur performance diminuer pour des problèmes d'équifinalité et de compensation de paramètres (Beven, 1989). Cela a eu pour conséquence de ne pas permettre une pleine valorisation de l'implémentation des fluctuations des niveaux d'eau en rivière sur notre compréhension des processus hydrologiques en action à l'interface nappe-rivière aux échelles intermédiaires des sous modèles. Afin de valoriser au mieux ce lourd travail, il conviendra de repenser la stratégie de modélisation du réseau hydrographique avec un modèle régional supportant des changements d'échelle vers les modèles régionaux de manière dynamique.

Finalement, même si cela n'a pas pu être abordé dans ce rapport, la base de données générée par ce travail permet de calculer des anomalies de débit liées aux pompages dans les aquifères (Flipo et al., 2014). Ces anomalies permettent alors de caractériser l'impact des pratiques anthropiques sur les distributions piscicoles à l'échelle de l'ensemble du réseau du bassin Seine Normandie (Miguel et al., 2014).

## 5 Remerciements

Ce chapitre s'appuie sur les travaux de Flipo et al. (2013, 2014) qui répondent à une commande spécifique de l'AESN portant sur la quantification des échanges nappe-rivière à l'échelle du bassin Seine Normandie.

# Complexité hydrosédimentaire de la plaine alluviale de la Bassée<sup>1</sup>

Pierre Weill<sup>1\*</sup>, Baptiste Labarthe<sup>1\*</sup>, Anne Jost<sup>2\*</sup>, Julien Amestoy<sup>1</sup>, Isabelle Cojan<sup>1</sup>, Benoit Deleplancque<sup>1</sup>,  
Nicolas Flipo<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup> MINES ParisTech, PSL - Research University, Centre de Géosciences, 77 305 Fontainebleau

<sup>2</sup> Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, CNRS, EPHE, UMR 7619 Metis, 75252 Paris

\* pierre.weill@unicaen.fr, baptiste.labarthe@mines-paristech.fr, anne.jost@upmc.fr, nicolas.flipo@mines-paristech.fr

## Sommaire

1	La plaine alluviale de la Bassée . . . . .	50
2	Caractérisation et modélisation des hétérogénéités sédimentaires de la plaine alluviale de la Bassée . . . . .	52
3	Première caractérisation hydrodynamique des échanges dans la plaine alluviale de la Bassée . . . . .	74
4	Vers une première prise en compte de l'impact des gravières sur le fonctionnement hydrodynamique de la plaine alluviale de la Bassée . . . . .	88
5	Conclusion . . . . .	92
6	Remerciements . . . . .	95

À l'échelle du bassin versant, les plaines alluviales constituent une zone tampon contrôlant les échanges entre aquifères régionaux et réseaux hydrographiques de surface. Cette interface nappe-rivière est composée d'une mosaïque complexe d'écoulements de surface et de sub-surface de longueur, profondeur, direction et temps de résidence variables (Flipo et al., 2014). Ces chemins d'écoulement préférentiels sont essentiellement contrôlés par les hétérogénéités sédimentaires du remplissage alluvial, qui reflètent la variété des processus hydro-sédimentaires caractérisant la dynamique fluviale, et sa variabilité sous des régimes climatiques fluctuants.

Le fonctionnement hydrodynamique des plaines alluviales nécessite d'étudier les interactions nappe-rivière dans une double perspective régionale et locale ce qui constitue le cœur de la modélisation multi-échelle et l'un des objectifs poursuivis dans ce chapitre. Afin de l'atteindre, une reconstruction des hétérogénéités de la plaine alluviale est tout d'abord menée, pour ensuite s'intéresser à l'hydrodynamique de la plaine de la Bassée, et enfin appréhender la modification des champs piézométriques du fait de l'exploitation des granulats. Ce chapitre présente l'état d'avancement de ces travaux qui ont été initiés dans la phase 6 du PIREN SEINE, et qui sont voués à être poursuivis.

---

<sup>1</sup>Pour citer cet article : Weill, P., Labarthe, B., Jost, A., Amestoy, J., Cojan, I., Deleplancque, B., Flipo, N. (2016), Complexité hydrosédimentaire de la plaine alluviale de la Bassée. Dans "Interfaces Nappe-Rivière", PIREN Seine, Rapport de synthèse 2011-2015

# 1 La plaine alluviale de la Bassée

## 1.1 Les enjeux autour de La Bassée

La Bassée est une des dernières grandes zones humides de la région Ile-de-France, dont le rôle, en particulier en termes de dénitrification des eaux souterraines et dans certains cas des eaux de surfaces, est avéré (Curie et al., 2003; Curie, 2006). L'établissement du bilan d'azote au niveau de la Bassée, permet d'estimer le taux de dénitrification au sein des zones humides la composant à 1.5 kTN/an (Fustec et al., 2001). Classée "Zone Naturelle d'Intérêt écologique, Faunistique et Floristique" depuis 1997, la rentabilité économique de la zone humide en termes de dégradation de polluants et de biodiversité s'élève à 6700 euros par hectares (Bonnet et al., 2012). De plus, la plaine alluviale de la Bassée renferme une des plus importantes réserves d'eau souterraine de la région parisienne (Mégnien, 1965). D'autre part, les nombreux aménagements du lit majeur de la Seine (mise au grand gabarit à l'aval de Montereau), ainsi que la mise en activité des grands lacs de Seine, ont permis de réduire les surfaces inondables de la plaine alluviale, et d'assurer une communication rapide avec les grands centres économiques régionaux. Ainsi, l'aménagement de la Seine dans la Bassée a favorisé le développement de l'agriculture intensive en fournissant espaces arables et axes de communications (Bonnet et al., 2012). La plaine alluviale de la Bassée contient également l'un des gisements les plus importants de granulats de la région Ile de France (Bonnet et al., 2012), dont l'exploitation a conduit à la mise en eau de plus de 10% de la surface de la plaine alluviale en aval de Nogent-sur-Seine (Greiner, 1997). Enfin, compte tenu de son positionnement entre les confluences des deux principaux affluents de la Seine en amont de Paris, et de la largeur de sa plaine alluviale, la région de la Bassée représente un secteur stratégique pour la mise en place de bassins de stockage supplémentaires à l'appui des quatre barrages-réservoirs, afin de réduire les effets d'une crue centennale sur la région parisienne (Levassor, 2005).

Etant donné l'importance de ce secteur d'un point de vu économique, environnemental et pour la protection des crues, il a été l'objet de nombreuses études menées dans le cadre du PIREN Seine (Tajjar, 1993; Greiner, 1997; Schanen, 1998; Weng et al., 1998, 1999; Gaillard, 1999; Fustec et al., 2001; Bendjoudi et al., 2002; Curie et al., 2003). La plupart de ces études se sont intéressées aux interfaces nappes-rivières et elles ont permis une meilleure compréhension des échanges nappe-rivière et des échanges nappe-gravière et des fonctionnements hydrologique et biogéochimique des zones humides. La majorité de ces travaux ont été conduits à l'échelle locale, or, les fonctionnements hydrologique et hydrogéologique des interfaces nappe-rivière sont un problème multi-échelle. En effet, comme le montrent Weng et al. (1998, 1999) et Bendjoudi et al. (2002), l'aquifère régional contribue de manière forte à l'alimentation de l'aquifère alluvial. Ainsi ce sont les écoulements régionaux qui contrôlent, dans un premier lieu, les écoulements souterrains dans le champ proche de la rivière. En second lieu, Greiner (1997) et Schanen (1998) indiquent que la variabilité spatiale des perméabilités du lit et des berges de la rivière contrôlent les flux à l'interface nappe-rivière. La variabilité spatiale des perméabilités découle d'une part des héritages morpho-sédimentaires tardi- et postglaciaire, de la diversité des flux hydriques qui interviennent dans la submersion du lit majeur (Gaillard, 1999; Gaillard et al., 2002) mais aussi

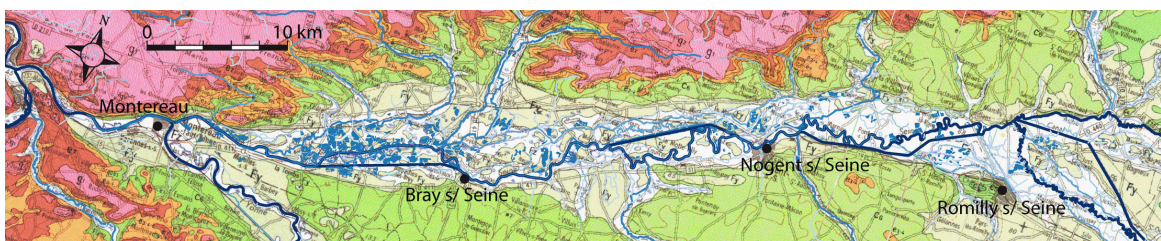


Figure 31: Carte géologique au 1/250 000 du secteur de la Bassée, réseau hydrographique et entités hydrographiques de surface (plans d'eau, canaux, etc.)

de l'historique d'aménagement des berges et du lit majeur de la rivière (gravières) (Schanen, 1998). Ensuite Tajjar (1993) montre le rôle que joue la morphologie de la rivière ainsi que les aménagements hydrauliques qui y sont mis en place (dragage et protection des berges, dérivation des méandres, installation de barrages et d'écluses etc.), sur le régime hydrologique et sur la dynamique des échanges nappe-rivière. L'ensemble de ces études montrent ainsi l'importance d'étudier les interactions nappe-rivière dans une double perspective régionale et locale.

## 1.2 Description de la plaine alluviale

La plaine alluviale de la Bassée se localise entre la confluence de la Seine et de l'Aube en amont (Romilly-sur-Seine), et la confluence de la Seine et de l'Yonne en aval (Montereau). Longue d'une cinquantaine de kilomètres, elle est encaissée dans la craie blanche à silex du Turonien-Santonien (Fig. 31), et s'écoule parallèlement à la cuesta d'Ile-de-France dans une direction Nord-Est / Sud-Ouest.

En raison de la nature du substratum encaissant, la plaine alluviale de la Bassée présente une largeur importante, entre 3 et 4 kilomètres. Au niveau de certains affluents, cette largeur peut dépasser les 5 kilomètres. La plaine alluviale se rétrécit progressivement à partir de la confluence de la Seine et de l'Yonne, lorsqu'elle se retrouve au contact des terrains tertiaires plus résistants.

Comme la plupart des plaines alluviales du Nord-Ouest de l'Europe, la plaine alluviale de la Bassée s'est façonnée dans le contexte des derniers cycles climatiques du Quaternaire (Antoine et al., 2010). Le Pléistocène moyen et le Pléistocène supérieur sont en effet caractérisés par une cyclicité climatique de l'ordre de 100 000 ans, où alternent périodes glaciaires et interglaciaires de durées inégales (80 000 et 20 000 ans respectivement). Ces alternances se traduisent par une réponse des systèmes fluviaux en incision ou en aggradation. Ce sont particulièrement les périodes de transition climatique qui entraînent une instabilité des systèmes fluviaux, et des transformations morphologiques profondes. Les optimums climatiques et les maxima glaciaires sont, au contraire, des périodes de remaniement des sédiments. A l'amont de la limite d'influence de l'eustatisme et dans un contexte d'uplift continental lent et régulier (Lautridou et al., 1999), ce sont essentiellement les modifications du couvert végétal et du fonctionnement hydrologique qui modulent le rapport débit liquide / débit solide, et ainsi les périodes d'incision ou d'aggradation du système fluvial de la Seine supérieure (Cojan et al., 2007).

A la dernière transition interglaciaire-glaciaire (~ 100 000 ans), la mise en place d'un régime nival et la persistance d'une végétation qui maintient les sols (Vandenberghe, 1995) entraîne une incision large et relativement peu profonde des cours d'eau, généralement par un système fluvial en tresse (Fig. 32). Avec la disparition du couvert végétal en contexte périglaciaire, une importante quantité de sédiment est libérée, permettant une aggradation au Weichsélien, avec le dépôt de sédiments grossiers par un système en tresse. Au Tardiglaciaire (~ 18 000 ans) s'amorce la transition vers la période interglaciaire de l'Holocène, avec le passage à un système fluvial méandrique ou anastomosé de plus faible énergie. Le développement de la végétation limite l'apport sédimentaire, et, en association avec les périodes de débâcles qui subsistent encore, entraîne une incision étroite et profonde des chenaux. La divagation de la Seine dans sa plaine alluviale remanie en partie les dépôts en tresse des périodes glaciaires. Les crues de débordement permettent dans les zones dépressionnaires le dépôt de sédiments fins à la surface de la plaine alluviale.

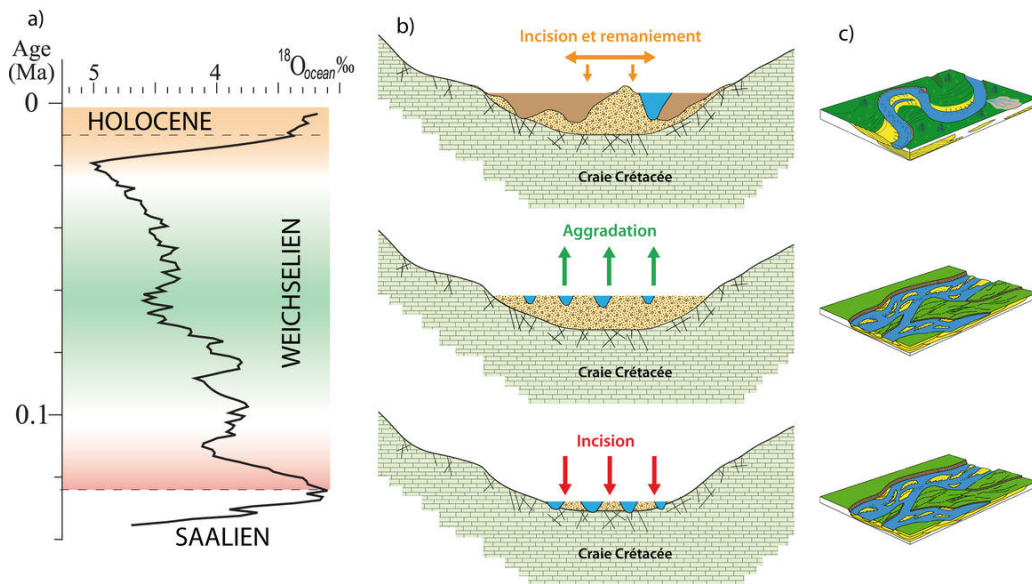


Figure 32: (a) Courbe isotopique du  $\delta^{18}O$  marin au Pléistocène supérieur et à l'Holocène (d'après [Gibbard and Cohen, 2008](#)); (b) Schématisation de la réponse globale de la Seine supérieure aux fluctuations climatiques du Pléistocène supérieur et de l'Holocène, et (c) styles fluviaux associés (d'après [Miall, 1996](#))

## 2 Caractérisation et modélisation des hétérogénéités sédimentaires de la plaine alluviale de la Bassée

En Europe du Nord-Ouest, la mise en place des plaines alluviales actuelles s'opère dans le contexte du dernier cycle climatique du Quaternaire ([Vandenbergh, 2002](#)) : (1) large incision à la transition interglaciaire-glaciaire (autour de - 120 000 ans), (2) aggradation d'un système fluvial tressé de haute énergie au Weichsélien (dernière période glaciaire) mettant en place une nappe grossière, (3) ré-incision plus localisée et remaniement des sédiments weichséliens au Tardiglaciaire (à partir de 15 000 ans B.P.) et au cours de l'Holocène par un système à chenal principal unique de plus faible énergie.

Les travaux menés au cours de la phase 6 ont consisté à contraindre l'évolution de la plaine alluviale de la Bassée entre les confluences de la Seine avec l'Aube et l'Yonne, depuis le Tardiglaciaire, afin de caractériser les hétérogénéités sédimentaires résultant de la dynamique du système fluvial méandrique. Un travail de terrain est mené sur plusieurs sites ateliers à l'aide de méthodes géophysiques, sédimentologiques et géomorphologiques. Les données récoltées permettent de proposer un scénario d'évolution de la Seine en réponse aux fluctuations climatiques à l'Holocène. Afin d'interpoler les données de terrain et de générer un modèle d'hétérogénéités sédimentaires à l'échelle de la plaine alluviale, des simulations numériques sont réalisées avec le modèle génétique/stochastique Flumy.

### 2.1 Hétérogénéités sédimentaires en contexte alluvial

La dynamique fluviale entraîne le dépôt de sédiments et la formation de corps sédimentaires de lithologies et de géométries variées, qui déterminent l'hétérogénéité sédimentaire des plaines alluviales. Ces hétérogénéités sédimentaires, qui correspondent à des contrastes de propriétés lithologiques et granulométriques, se traduisent également par des contrastes de propriétés hydrogéologiques (porosité, perméabilité, etc.), d'où la notion d'hydrofaciès ([Poeter and Gaylord, 1990](#)). Ainsi, les hétérogénéités sédimentaires ont une influence sur les chemins préférentiels d'écoulement et les temps de résidence des eaux dans la plaine alluviale, ainsi que sur

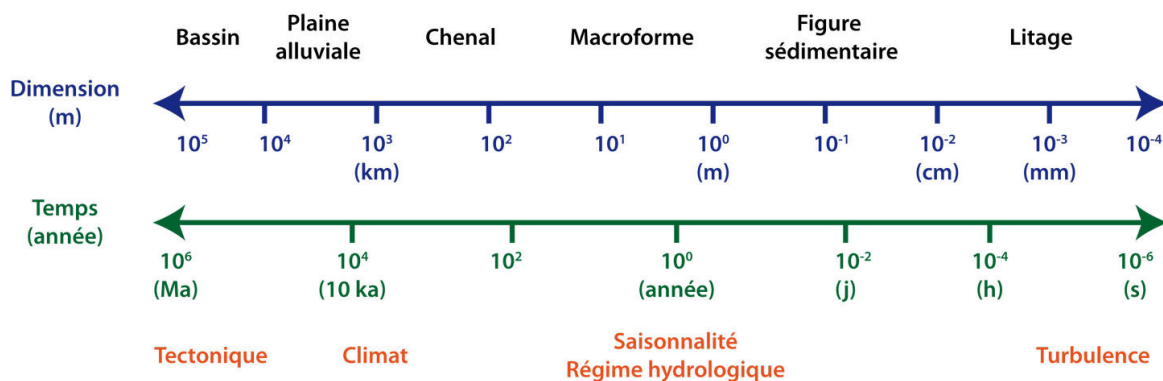


Figure 33: Imbrication des échelles temporelles et spatiales des éléments architecturaux composant un système sédimentaire fluvial (d'après Miall, 1996)

les échanges nappe-rivière (Stonedahl et al., 2010; Flipo et al., 2014).

Les hétérogénéités sédimentaires sont le résultat de la variabilité dans le temps et dans l'espace du fonctionnement du système fluvial, et plus particulièrement de l'énergie du milieu de dépôt. Elles existent et peuvent être décrites à différentes échelles d'espace et de temps (Fig. 33), de la lamine résultant de processus turbulents provoquant des fluctuations de vitesses locales à l'échelle de la seconde, au bassin contrôlé par le climat et la tectonique qui modifie durablement, et à l'échelle régionale, les conditions d'écoulement et d'apport sédimentaire (Miall, 1996).

Les rivières en tresse correspondent à des styles fluviaux de haute énergie, caractérisés par une charge sédimentaire importante, un régime hydrologique contrasté, et une forte instabilité des chenaux. La bande active est composée d'un enchevêtrement complexe de bancs sédimentaires et de remplissages de chenaux, tronqués par de nombreuses surfaces d'érosion (Fig. 34). Le rapport largeur/hauteur des corps sédimentaires préservés est élevé. Les faciès sédimentaires sont généralement grossiers, dans la gamme des sables et graviers. Les sédiments peuvent être bien triés, présentant des séquences granodécroissantes vers le haut au sein des bancs sédimentaires, ou présenter un aspect très hétérogène et une absence de tri correspondant à des écoulements denses (type coulée de débris) dans les chenaux. Les sédiments fins sont relativement peu préservés, localement dans la partie supérieure des séquences de remplissage de chenaux principaux ou secondaires. Globalement, les sédiments alluviaux associés à des systèmes en tresse présentent des perméabilités importantes, et une hétérogénéité sédimentaire qui s'exprime principalement à l'échelle du centimètre à la dizaine de mètres (Anderson et al., 1999; Klingbeil et al., 1999; Heinz et al., 2003).

Les cours d'eau méandriformes sont des systèmes fluviaux de plus faible énergie, avec une charge solide plus faible que celle des systèmes en tresse, et une meilleure stabilité des chenaux du fait de berges plus cohésives (lithologie et rôle de la végétation). La bande active est composée de barres d'accrétion latérale et de remplissages de paléochenaux (Fig. 35). Les barres d'accrétion latérale se déposent sur les berges internes au cours du développement des méandres. Elles présentent une granulométrie dans la gamme des sables et graviers, s'affinant de la base vers le haut. Leur rapport de forme (largeur/hauteur) est plus faible que celui des bancs sédimentaires des systèmes en tresse, et leur dimension est proportionnelle à la dimension du lit moyen du chenal. Les recoupements de méandres et les avulsions entraînent une déconnexion d'une portion de chenal, qui se comble progressivement de matériel silto-argileux, parfois riche en matière organique, apporté par les crues de débordement. Ces bouchons argileux présentent des perméabilités très faibles qui contrastent avec le matériel sablo-graveleux des barres de méandre. L'échelle de ces hétérogénéités correspond aux dimensions des chenaux, soit plusieurs dizaines à quelques centaines de mètres de large, et plusieurs mètres d'épaisseur. Des hétérogénéités de plus petites échelles existent au sein des barres de méandres et des bou-

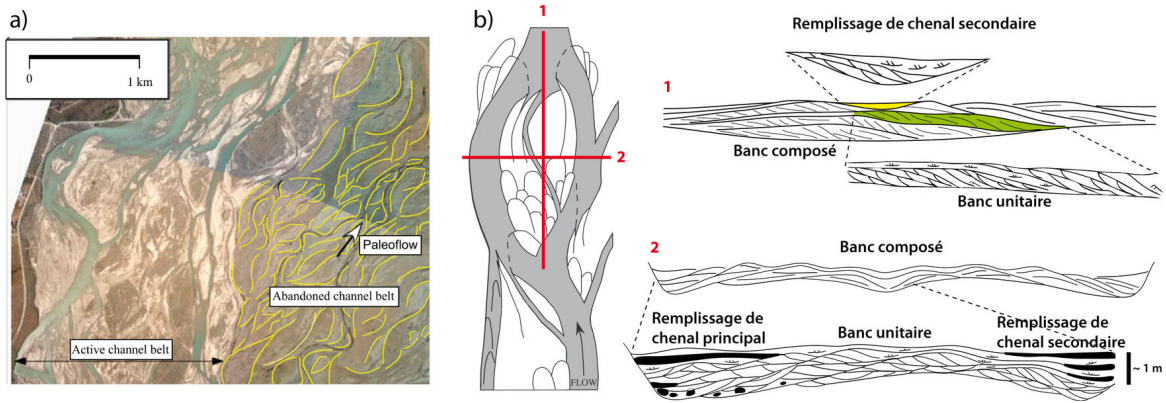


Figure 34: (a) Ceinture de chenaux en Alaska (Guin et al., 2010) et modèle de dépôt d'une rivière en tresse (modifié d'après Bridge and Lunt, 2006)

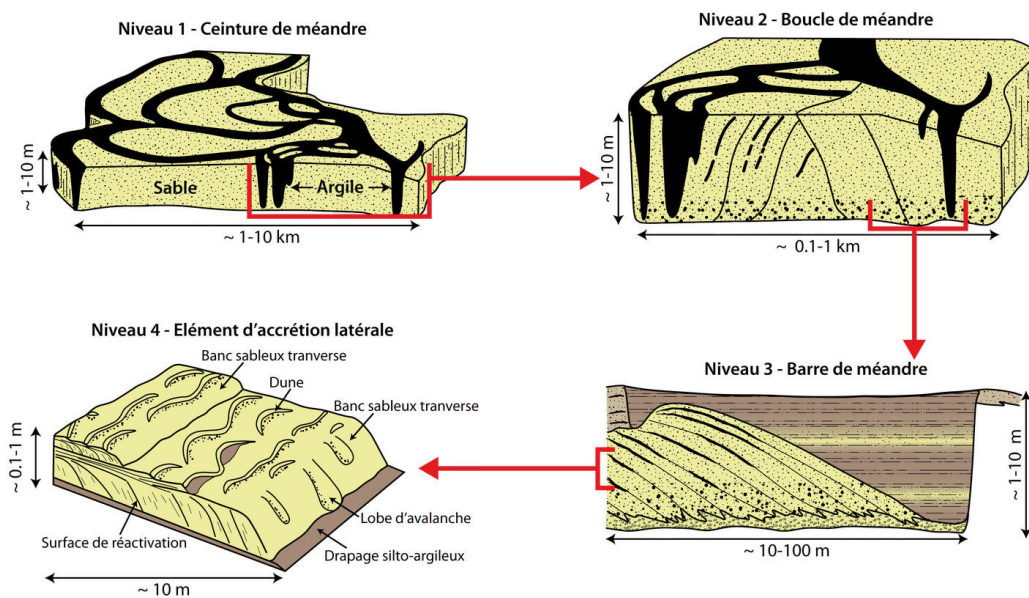


Figure 35: Différents niveaux d'hétérogénéités dans une ceinture de chenaux méandriques (modifié d'après Jordan and Pryor, 1992).

chons argileux. Pour les barres de méandres, elles correspondent à des variations granulométriques des sédiments sablo-graveleux, ou à des drapages argileux, témoignant de grandes phases de migration des méandres, de l'alternance d'épisodes de crues et d'étéiages, ou de la migration de figures sédimentaires (Fig. 35).

Le remplissage alluvionnaire de la Bassée peut être divisé en deux grands ensembles : i) une aggradation polyphasée d'un système fluvial en tresse au cours du Saalien-Weichsélien; ii) une ré-incision et un remaniement des sédiments en tresse par un système fluvial méandrique à l'Holocène. Au vu des modèles de dépôt de ces deux systèmes, il apparaît que le système méandrique présente un plus fort potentiel de préservation de sédiments fins, susceptibles de créer de l'hétérogénéité sédimentaire à l'échelle de la plaine alluviale. C'est sur ce dernier que les efforts de caractérisation et de modélisation ont été concentrés.

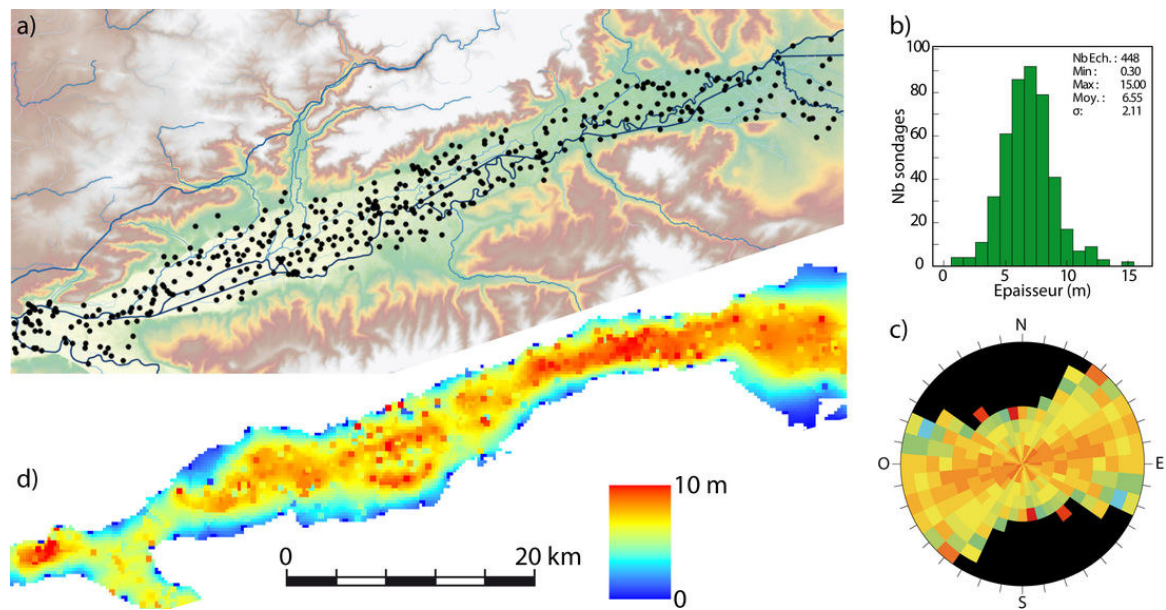


Figure 36: (a) Position des sondages utilisés pour le krigeage de l'épaisseur des alluvions; (b) Statistiques descriptives des échantillons; (c) variogramme directionnel; (d) carte des épaisseurs d'alluvions obtenue par krigeage.

## 2.2 Méthodes employées pour caractériser les hétérogénéités

L'objectif de ce travail est de caractériser les hétérogénéités sédimentaires mises en place par le système fluvial méandrique dans la plaine alluviale de la Bassée. Nous présentons dans cette partie la méthodologie mise en œuvre pour l'étude de terrain. Les outils de modélisation seront présentés de manière indépendante dans la suite de ce rapport.

### 2.2.1 Base de données Sous-Sol (BRGM)

Une première analyse du remplissage alluvionnaire a été réalisée à partir de la base de données du sous-sol (BSS) du BRGM. Les informations relatives aux forages réalisés sur la zone d'étude ont été récupérées, systématiquement vérifiées, harmonisées et structurées sous la forme d'une nouvelle base de données. Celle-ci renseigne la position et les côtes altimétriques des sondages (tête et base), ainsi que les informations lithologiques, granulométriques et stratigraphiques. Les données extraites couvrent la plaine alluviale de la Bassée sur environ 440 km<sup>2</sup> entre Montereau et Romilly-sur-Seine. Les limites latérales de la plaine alluviale sont définies par une augmentation marquée de l'altitude (passage vers une terrasse ancienne ou un plateau), ou lorsque le substrat crayeux était affleurant ou sub-affleurant sous une formation superficielle non-alluviale (colluvions, formations de versants, etc.).

Au total, 500 ouvrages ont été renseignés dans la base de données. Parmi eux, 448 atteignent le substratum crayeux (Fig. 36a). Les épaisseurs totales d'alluvion sont récupérées de ces sondages (Fig. 36b). A l'aide du logiciel ISATIS (Géovariance©), une interpolation de l'épaisseur des alluvions a été effectuée par krigeage unidirectionnel (N70° - Fig. 36c) avec une résolution horizontale de 25 m (Fig. 36d), en suivant la méthodologie décrite par Turko (2013).

Les épaisseurs maximales d'alluvions sont localisées dans l'axe de la vallée, et varient entre 6 et 10 m. Les épaisseurs les plus importantes (9-10 m) sont observées à l'aval de Nogent-sur-Seine. Ces épaisseurs décroissent rapidement vers les bordures de la vallée. On constate que l'épaisseur des alluvions est généralement plus importante aux endroits où la plaine alluviale s'élargit. Les résultats de l'interpolation sont à prendre avec prudence à la jonction des plaines alluviales des petits affluents avec celle de la Seine. Il existe en effet peu

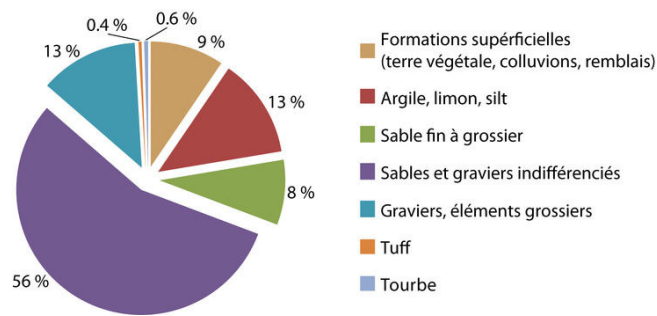


Figure 37: Proportions des faciès alluviaux (en termes d'épaisseur) décrits dans les sondages de la base de données du sous-sol.

de données de sondage sur les petits affluents, et les épaisseurs d'alluvions ont été systématiquement forcées à zéro aux limites de ce qui est considéré comme la plaine alluviale de la Seine au sens strict.

En termes de lithologie, les sables et graviers représentent le faciès dominant du remplissage alluvionnaire, tant par leur occurrence que par leurs épaisseurs. Ces faciès se retrouvent dans plus de 86 % des sondages, et représentent 76.45 % des alluvions en termes d'épaisseur (Fig. 37). Les sondages ne comportant ni graviers ni sables correspondent majoritairement aux sondages en bordure de plaine alluviale, où le substratum crayeux affleure sous des colluvions ou d'autres formations superficielles (terre végétale et remblais par exemple). Si les faciès grossiers semblent constituer l'essentiel du remplissage, les faciès plus fins ne sont pas anecdotiques. Ces sédiments qui peuvent créer des barrières de perméabilité représentent en épaisseur 12.79 % des faciès alluviaux traversés par les sondages.

### 2.2.2 Photographies aériennes et données LiDAR

Une analyse géomorphologique de la plaine alluviale de la Bassée a été effectuée à partir d'ortho-photographies (IGN) et d'un relevé altimétrique LiDAR (jeu de données EPTB Seine Grands Lacs). Ces images de l'état de surface actuel de la plaine alluviale permettent d'identifier, sur des critères topographiques, de végétation ou de drainage des sols, des paléo-chenaux ou paléo-méandres. Leurs dimensions, leur répartition spatiale et leur étagement apportent des informations précieuses sur la dynamique d'évolution de la Seine au Tardiglaciaire et à l'Holocène, et donc sur la formation d'hétérogénéités sédimentaires.

Le relevé topographique LiDAR couvre une surface d'environ 100 km<sup>2</sup> entre Nogent-sur-Seine et Bray-sur-Seine. Il couvre toute la largeur de la plaine alluviale sur la première moitié amont, mais la bordure Nord de la plaine alluviale est manquante sur la moitié aval. La densité de points de mesure est variable, et très probablement liée à la couverture végétale. Les zones les mieux couvertes présentent une densité de plus de 2 points de mesure par mètre carré. Localement, certains points ne sont distants que d'une trentaine de centimètres. La précision verticale de la mesure est au centimètre près. Afin d'obtenir un modèle numérique de terrain (MNT) homogène sur l'ensemble de la zone couverte par le relevé LiDAR, le semis de points a été converti en une image matricielle (raster) avec une résolution de 3 × 3 mètres. Les mesures d'altitude sont moyennées par cellule. Lorsqu'une cellule ne contient aucun point de mesure (surface en eau ou densité de points insuffisante), celle-ci est laissée vide (Fig. 38a).

Afin de mieux visualiser les variations topographiques de petite échelle sur l'ensemble de la plaine alluviale, le modèle numérique de terrain créé à partir des mesures altimétriques LiDAR a été débasculé de la pente régionale de la vallée. Les altitudes moyennes de la plaine alluviale aux limites amont et aval de la zone couverte par le relevé LiDAR ont été utilisées pour calculer une pente moyenne. Il existe un dénivelé de 11 mètres sur une distance de 28 kilomètres, donnant une pente moyenne de  $4.10^{-4}$ . Cette pente moyenne est alors soustraite

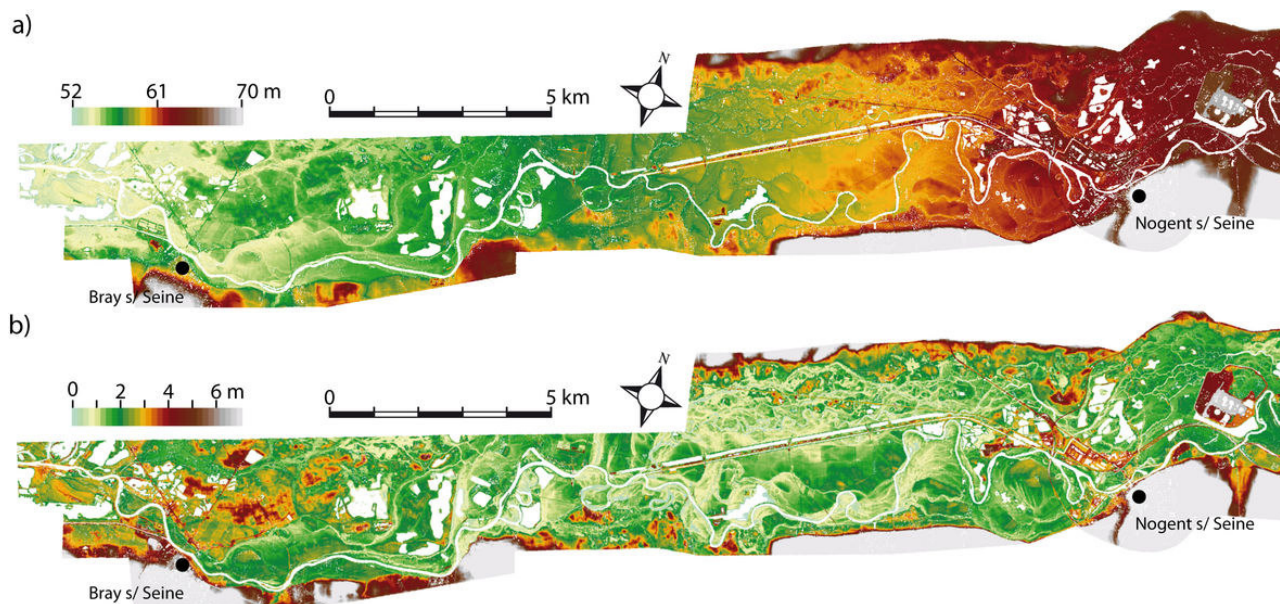


Figure 38: a) *Modèle numérique de terrain d'une portion de la Bassée créé à partir de mesures altimétriques LiDAR (altitudes absolues en m IGN); b) Modèle numérique de terrain débasculé de la pente régionale (altitudes relatives).*

au MNT, pour créer un nouveau MNT débasculé (Fig. 38b).

### 2.2.3 Géoradar

L'observation et l'interprétation de l'architecture sédimentaire du remplissage alluvionnaire est une approche complémentaire à l'analyse géomorphologique. En effet, la reconnaissance d'éléments architecturaux caractéristiques permet d'établir des modèles de dépôt, où les hétérogénéités sédimentaires peuvent être estimées à l'aide d'analogues actuels. De plus, la géométrie des corps sédimentaires peut être reliée aux dimensions du système fluvial qui les a mis en place, et donc aux conditions paléohydrologiques.

La plaine alluviale ne présentant pas d'affleurement naturel, il est nécessaire d'utiliser des méthodes de prospection géophysique pour étudier la structure du remplissage. Parmi ces méthodes, le géoradar est un outil efficace en termes de rapidité de mise en œuvre et de qualité de résultats sur des terrains sédimentaires grossiers (Bristow, 2009). Il permet notamment d'avoir accès aux surfaces stratigraphiques, et donc aux géométries des corps sédimentaires.

Les acquisitions géoradar ont été réalisées sur des gravières en pré-exploitation, une fois la couverture superficielle décapée<sup>2</sup>. En effet, la terre argileuse est conductrice et réduit très fortement la profondeur de pénétration du signal électromagnétique. Les profils géoradar ont été acquis à l'aide d'antennes de marque GSSI (Geophysical Survey Systems, Inc.) de fréquences de 400 (Fig. 39a) et 270 MHz (Fig. 39b), qui présentent des profondeurs de pénétration jusqu'à 6 m sur des terrains sablo-graveleux (Fig. 39c). Les conversions temps-profondeur ont été effectuées sur la base de mesures de profils de vitesse sur le terrain par CMP (Common Mid-Point), de corrélations entre réflecteurs radar et surfaces stratigraphiques de profondeurs connues, ou encore par essais de migration sur des hyperboles de diffraction. Une constante diélectrique moyenne de 12 (0.085 m/ns) a été choisie pour convertir les temps doubles en profondeur.

<sup>2</sup>Nous remercions les sociétés A2C Matériaux, CEMEX et Vicat pour l'accès à leurs sites d'extraction.

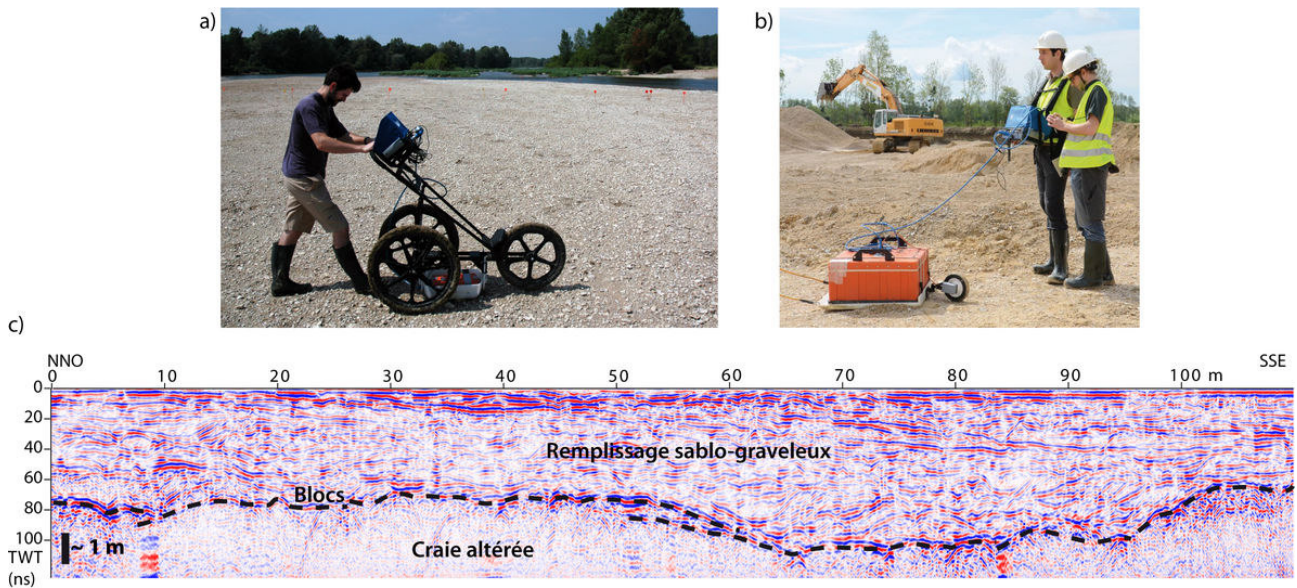


Figure 39: a) Antenne GPR de 400 MHz; b) antenne GPR de 270 MHz; c) exemple de profil géoradar (270 MHz) illustrant l'architecture du remplissage alluvionnaire et son contact avec le substratum crayeux (carrière de Courceroy - Vicat Granulats).

#### 2.2.4 Sondages et datations

Afin de confirmer la présence de paléo-chenaux identifiés sur le relevé topographique LiDAR ou sur les photographies aériennes, d'en estimer la profondeur et si possible leur âge, des sondages à la tarière manuelle ont été réalisés. D'un diamètre de 10 cm, la tarière utilisée permet d'atteindre une profondeur maximale de 2,40 m. Une auge de 20 cm permet de récupérer les sédiments prélevés (Fig. 40a). Les sondages réalisés sont décrits en termes de granulométrie, de texture et de couleur du sédiment (Fig. 40b). Lorsque les sédiments contiennent de la matière organique, des échantillons peuvent être prélevés pour les dater au radiocarbone. La datation au radiocarbone est fondée sur le principe de la désintégration de l'isotope radioactif du carbone, le  $^{14}\text{C}$ . Les organismes vivent en équilibre avec la concentration de  $^{14}\text{C}$  atmosphérique. À leur mort, ils cessent d'ingérer du carbone et la quantité restante de  $^{14}\text{C}$  dans les tissus se désintègre, avec une période de demi-vie de  $5734 \pm 40$  ans.

Les datations ont été réalisées par la société *Beta Analytic* par une méthode de datation par AMS (Acceleration Mass Spectrometry) sur sédiment organique total (Fig. 40c) ou sur fragment de matière organique (Fig. 40d). La datation radiocarbone par spectrométrie de masse compte directement le nombre d'atomes de  $^{14}\text{C}$  dans l'échantillon, alors que la méthode radiométrique "classique" détecte les particules bêta émises par l'échantillon lors de la désintégration du  $^{14}\text{C}$ . Si la technique par AMS est plus coûteuse, elle permet de réaliser des datations plus précises sur des échantillons plus petits (entre 20 et 500 mg, en comparaison à 10-100 gr pour la méthode classique), et plus rapidement. En revanche, le contrôle de la contamination est plus délicat sur les petits échantillons, et nécessite un pré-traitement plus rigoureux. Dans la suite de ce rapport, les datations sont exprimées en âges bruts.

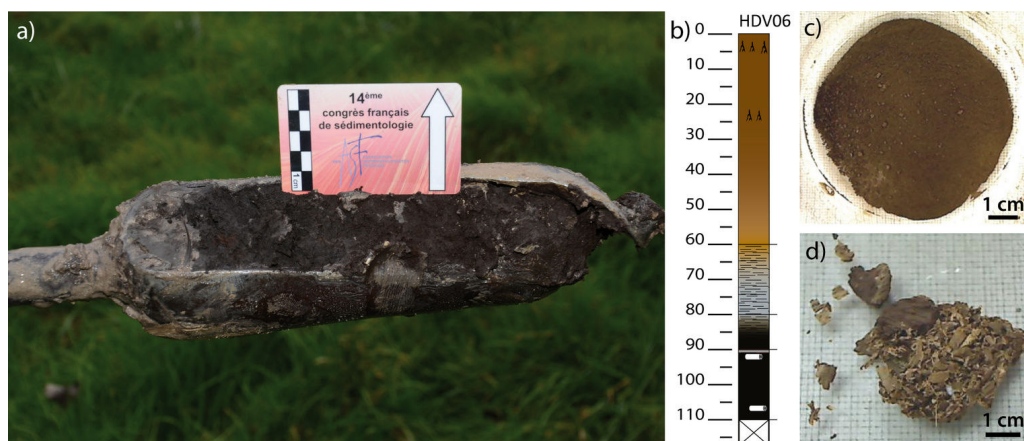


Figure 40: a) Tourbe échantillonnée avec une tarière manuelle; b) Description d'un sondage à la tarière; c) Échantillon de tourbe pré-traité pour datation  $^{14}\text{C}$  AMS (sédiment total); d) Échantillon de tourbe pré-traité pour datation  $^{14}\text{C}$  AMS (fragments organiques).

## 2.3 Caractérisation des hétérogénéités à différentes échelles

### 2.3.1 Analyse morphosédimentaire de la plaine alluviale

L'analyse des photographies aériennes et du relevé topographique LiDAR permet de définir trois grands ensembles morphosédimentaires constituant la plaine alluviale (Fig. 41) :

- La zone de divagation de la Seine méandriforme (nappe alluviale  $F_z$  de la carte géologique), identifiable grâce aux paléo-chenaux sinueux. Cette unité dessine une bande d'une largeur de 2 km autour du cours actuel de la Seine, principalement sur la bordure Sud de la plaine alluviale sur le secteur étudié (entre Nogent-sur-Seine et Bray-sur-Seine).
- Des zones topographiquement élevées, qui ne présentent pas de traces évidentes de paléo-chenaux. Présentes en bordure de plaine alluviale ou sous forme d'îlots, elles sont constituées de sédiments grossiers et bien drainés, et correspondent des zones de cultures ou de prairies sèches. Parfois appelées montilles, ces ensembles sont cartographiés comme des alluvions anciennes sur les cartes géologiques (nappe  $F_y$ ). Il s'agit de sédiments non remaniés par la Seine méandriforme.
- Des surfaces caractérisées par un chevelu de petits cours d'eau secondaires, plus ou moins sinueux, qui drainent la plaine alluviale et dissèquent les sédiments de la nappe  $F_y$ . Elles correspondent à des zones de forêts alluviales, et sont définies ici comme un système secondaire anastomosé.

L'analyse des altitudes montre que la migration de la Seine méandriforme est accompagnée de plusieurs phases d'incision dans les alluvions anciennes, plus ou moins visibles selon la position dans la plaine alluviale. La figure 42 montre un profil topographique de 2 km de long orienté NNO-SSE à proximité de Bray-sur-Seine (sites de Grand Peugny et Haut de Vez localisés sur la figure 41). Le système méandriforme est identifié grâce à la présence de plusieurs paléo-chenaux, dont l'existence a été validée par des sondages à la tarière. Il présente deux incisions principales dans les alluvions anciennes. La première se situe à une altitude d'environ un mètre plus bas que la montille. La seconde incision se situe elle aussi un mètre plus bas que la première incision, soit deux mètres sous l'altitude moyenne de la surface des sédiments anciens. Si la Seine actuelle est peu mobile à proximité de Bray-sur-Seine, le modèle numérique de terrain montre que la Seine actuelle est également en incision par rapport à la deuxième phase décrite précédemment. On distingue donc au minimum trois phases

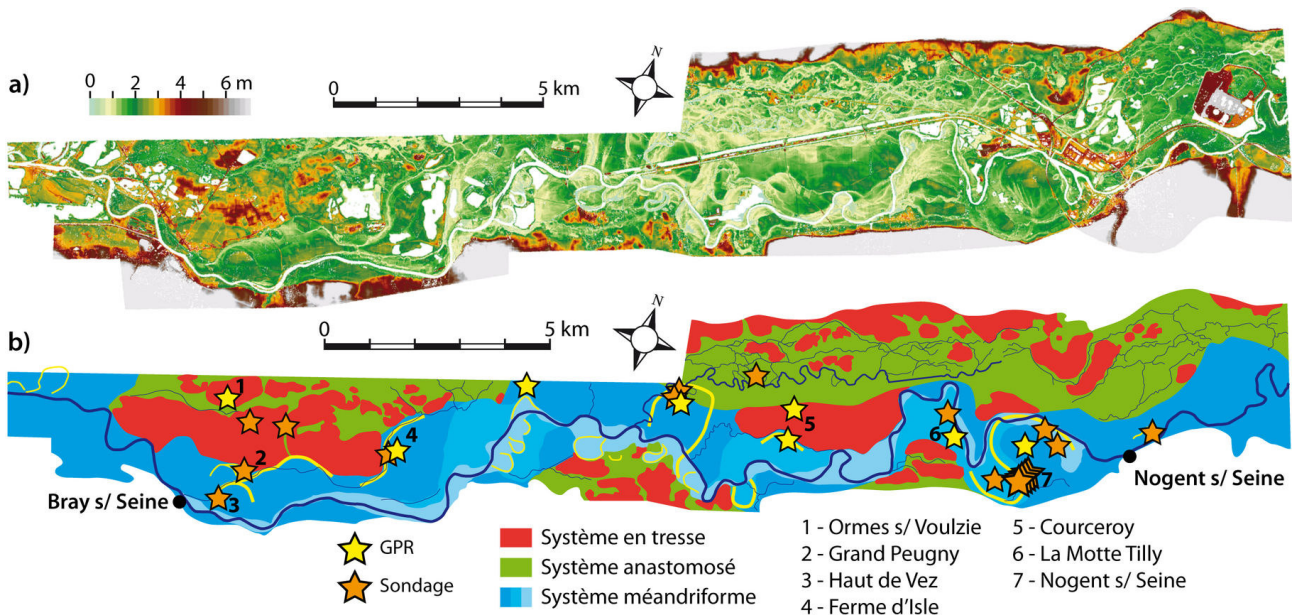


Figure 41: a) Modèle de terrain débasculé obtenu à partir du relevé topographique LiDAR; b) Carte morphosédimentaire correspondant à la zone du relevé LiDAR. Le dégradé de bleu du système méandrique correspond aux différentes phases d'incision du système.

d'incision des alluvions anciennes par la Seine méandrique.

### 2.3.2 Architecture du remplissage saalien-weichsélien

Des acquisitions géoradar ont été réalisées sur une montille au nord de Bray-sur-Seine (c.f. Fig. 41-1), sur la carrière des Ormes-sur-Voulzie exploitée par A2C Granulats. Les profils ont été acquis sur 3 zones de quelques kilomètres carrés chacune, en suivant un maillage orthogonal avec un espacement de 5 mètres entre les profils. Cette disposition permet de bien représenter l'aspect tridimensionnel des structures sédimentaires, quand aucune information sur leur orientation n'est disponible a priori. Nous présentons ici deux profils orthogonaux (Fig. 43) réalisés avec une antenne de 300 MHz.

Des réflecteurs sont visibles jusqu'à un temps double de 80 ns, soit environ 4 mètres de profondeur. Au-delà, le rapport signal sur bruit devient trop faible. Les profils montrent globalement un système aggradant, avec un empilement vertical de corps sédimentaires d'épaisseur métrique, tronqués par de grandes surfaces d'érosion. Les corps sédimentaires ont des extensions latérales modérées, inférieures à la centaine de mètres. Les surfaces supérieures sont convexes vers le haut, et les structures internes présentent des stratifications obliques. Ces corps sédimentaires correspondent à des bancs longitudinaux composés. Des remplissages plus fins (faciès radar plus atténué) aux surfaces supérieures concaves vers le haut correspondent à des remplissages de petits chenaux.

L'architecture sédimentaire du site des Ormes-sur-Voulzie indique la présence d'alluvions grossières mises en place par un système fluvial en tresse, vraisemblablement lors de l'une des dernières périodes glaciaires (fin Saalien / Weichsélien).

D'autres profils géoradar ont été réalisés sur une montille à proximité de Courceroy (c.f. Fig. 41-4), montrant une architecture sédimentaire similaire (Fig. 44): système aggradant, réflecteurs peu continus, dessinant les contours de corps sédimentaires de faible épaisseur. Sur l'image LiDAR s'observe clairement l'incision de la montille au sud par un paléo-chenal méandrique, et par la Seine actuelle un peu plus à l'Est.

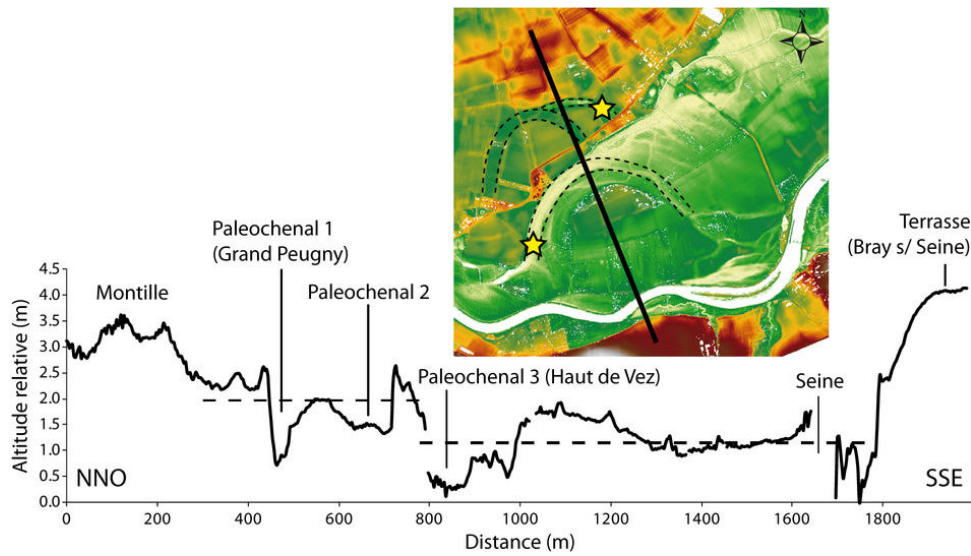


Figure 42: Coupe topographique à proximité de Bray-sur-Seine, illustrant l'incision polyphasée de la Seine méandriforme dans les alluvions anciennes (noter la forte exagération verticale :  $\times 100$ ). Les étoiles jaunes indiquent la présence d'échantillons datés au radiocarbone. Les traits en pointillés indiquent une altitude moyenne liée à chaque phase d'incision.

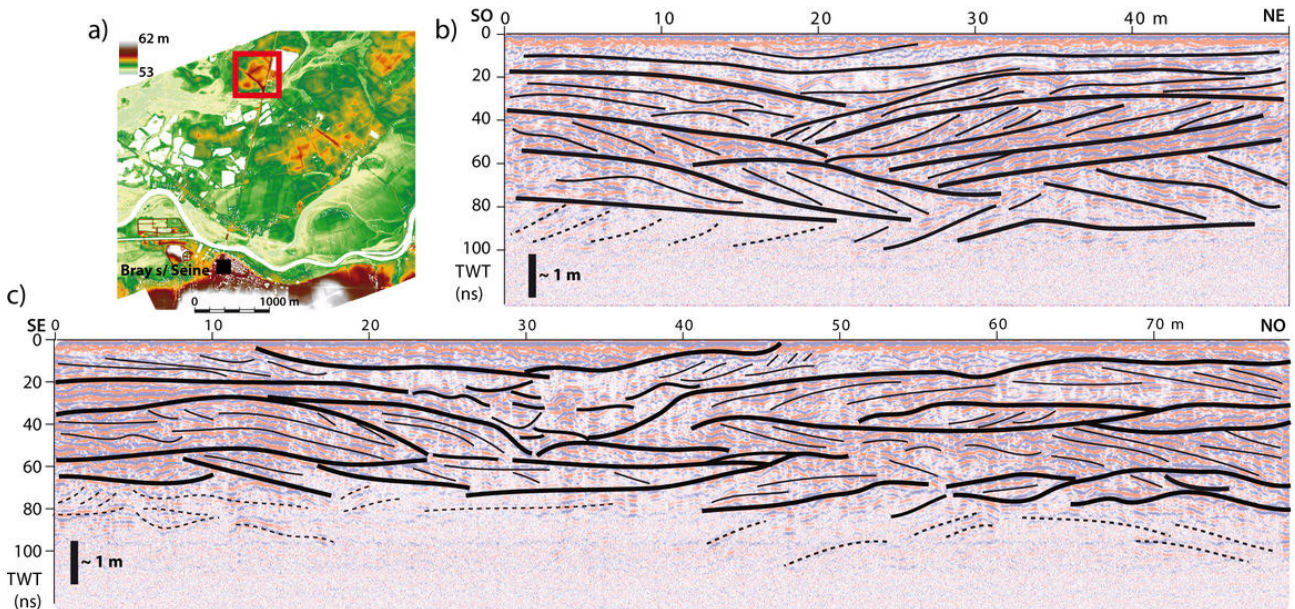


Figure 43: a) Localisation de la zone d'acquisition des profils géoradar (montille des Ormes-sur-Voulzie); b) et c) profils géoradar orthogonaux interprétés, réalisés avec une antenne de 300 MHz.

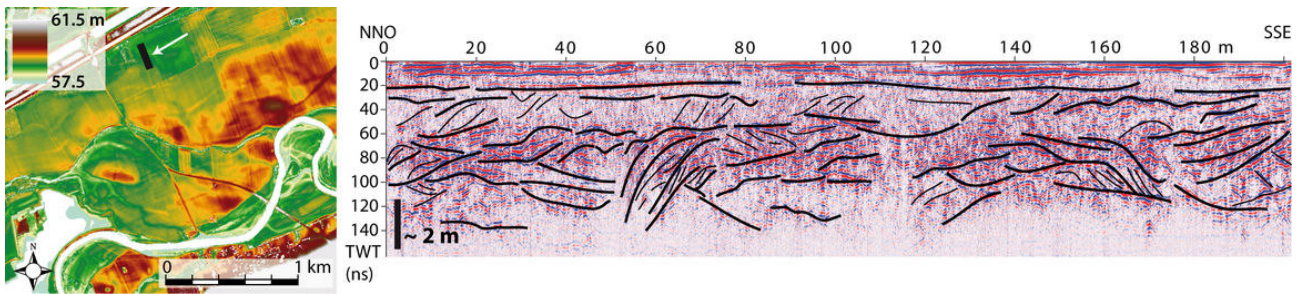


Figure 44: Profil géoradar à 270 MHz réalisé sur une montille située à 1.5 km au nord de Courceroy, sur une gravière exploitée par Vicat Granulats. La position du profil est matérialisée par le trait noir sur le modèle numérique de terrain.

### 2.3.3 Evolution de la Seine méandriforme au Tardiglaciaire et à l'Holocène

L'analyse des photographies aériennes et du relevé topographique LiDAR, couplée à des acquisitions géoradar, des sondages à la tarière et des datations au radiocarbone sur matière organique permet de détailler la mise en place et l'évolution du système méandriforme.

L'architecture sédimentaire du système Seine méandriforme contraste avec celle du système en tresse observé sur les montilles. Elle se caractérise par la présence de grands réflecteurs obliques ( $\sim 5^\circ$ ) et continus, observables de la surface jusqu'à une profondeur de 4 à 5 mètres (Fig. 45). Ces réflecteurs présentent des extensions latérales de l'ordre de la centaine de mètres, et dessinent l'enveloppe de corps sédimentaires sigmoïdaux correspondant à des barres d'accrétion latérale, ou barres de méandres. Des remplissages de paléo-chenaux sont également observés, présentant un remplissage aggradant de granulométrie plus fine que celle des barres de méandres (faciès radar atténué).

Des relations géométriques permettent de relier les dimensions des barres de méandres aux dimensions du cours d'eau les ayant mis en place (Williams, 1978, 1986; Bridge and Mackey, 1993). On considère que la profondeur maximale du chenal à plein bord est égale à la hauteur de la barre de méandre. La largeur du chenal, quant à elle, est égale à 1,5 fois l'extension latérale de la barre de méandre. Ainsi, les trois profils radar illustrés sur la figure 45 suggèrent des chenaux de 4 à 5 mètres de profondeur, pour des largeurs de 75 m à la Motte-Tilly (Fig. 45-b1), 90 m à la Ferme d'Isle (Fig. 45-b2), et 150 mètres à Courceroy (Fig. 45-b3). De la même façon, la longueur d'onde des paléo-méandres permet d'estimer la largeur du chenal, en la divisant d'un facteur 12 (Richards, 1982).

Ces valeurs ne représentent qu'une estimation. En effet, il existe de nombreuses incertitudes :

- Les relations géométriques sont empiriques. Elles correspondent souvent à des corrélations établies sur la base d'une compilation d'un grand nombre de systèmes fluviaux, certains pouvant présenter des caractéristiques morphologiques différentes;
- Il existe une incertitude sur la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique dans le sédiment, permettant la conversion du temps double en profondeur réelle. Nous estimons cette incertitude à environ 10 %;
- Les profils radar ne recoupent pas forcément perpendiculairement les structures sédimentaires, pouvant introduire un biais dans la mesure des extensions latérales;
- La géométrie d'un chenal peut être fortement variable le long du tronçon (entre l'apex d'un méandre et le point d'inflexion par exemple).

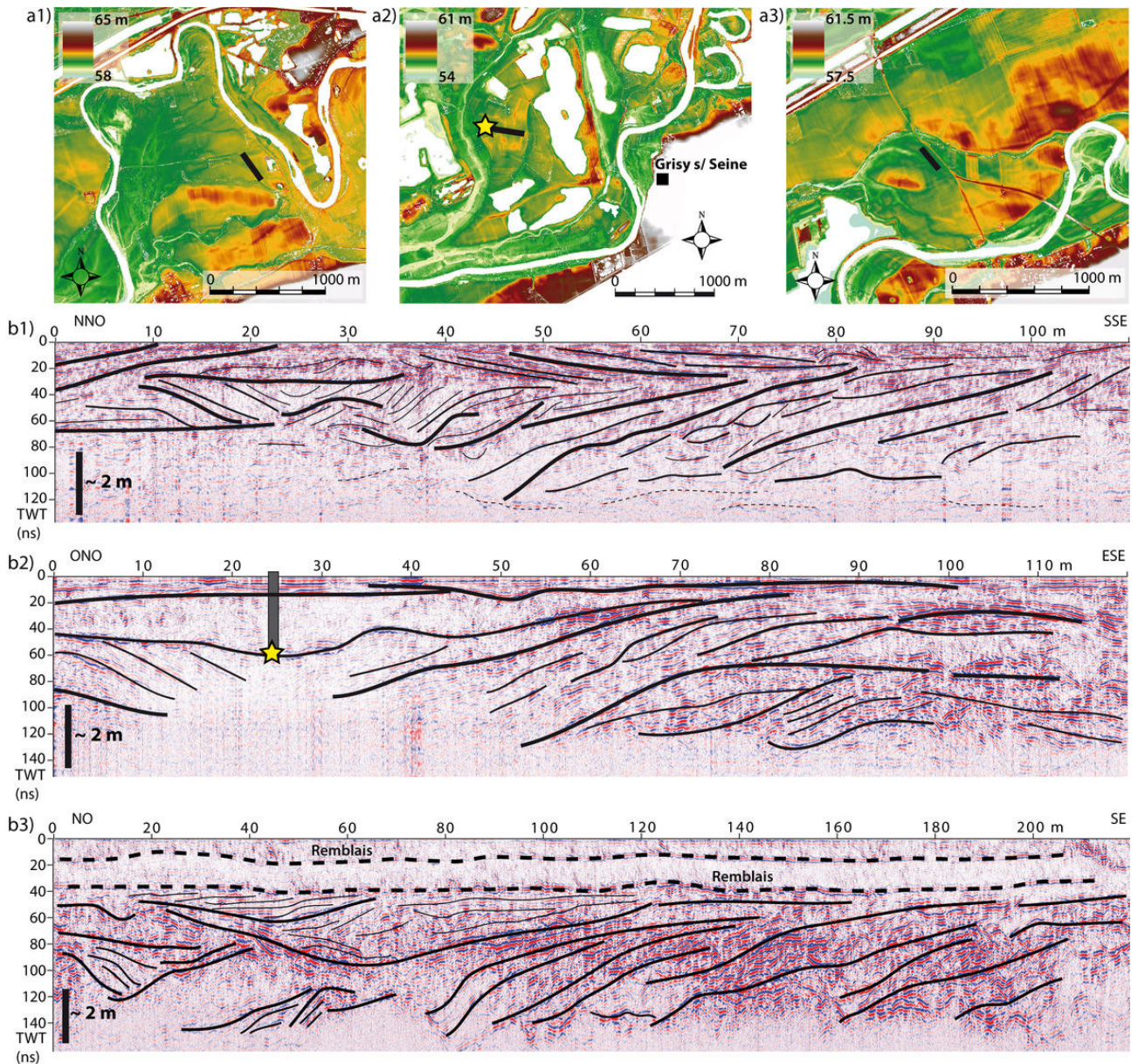


Figure 45: a1), a2) et a3) Localisation des profils radar b1) (400 MHz), b2) (270 MHz) et b3) (270 MHz) correspondant aux sites de la Motte-Tilly, de la Ferme d'Isle et de Courceroy respectivement (c.f. Fig. 41). Le trait noir vertical sur le profil b2 indique la position et la profondeur d'un sondage effectué à la tarière, et l'étoile jaune la présence d'un échantillon daté au radiocarbone.

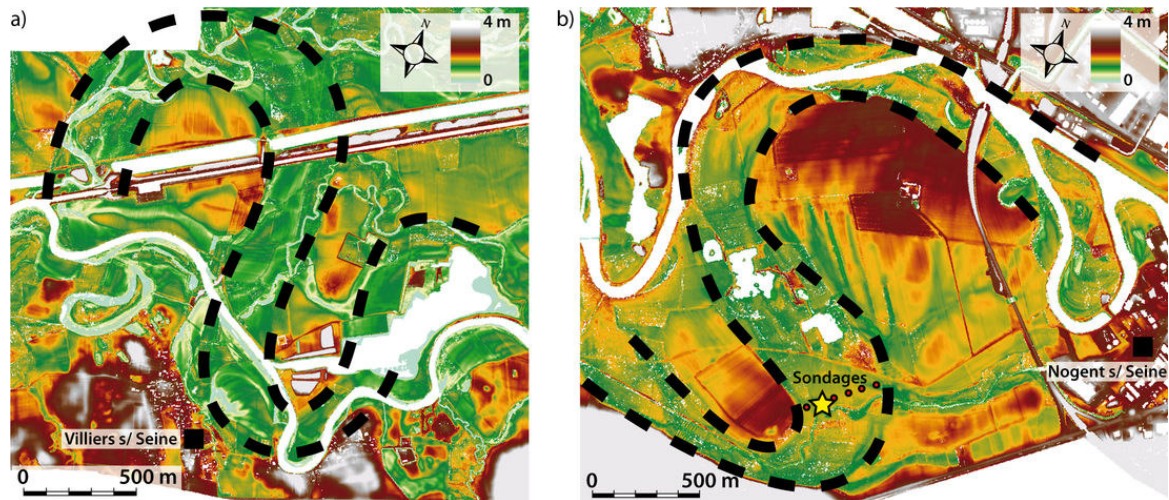


Figure 46: a) Paléo-méandres identifiés à Villiers-sur-Seine; b) Paléo-méandres identifiés à Nogent-sur-Seine, confirmés par des sondages à la tarière et des datations au radiocarbone (étoile jaune).

Malgré ces incertitudes, il semble que les chenaux ayant déposé les barres de méandres observées sur les profils géoradar sont plus larges que la Seine actuelle, pour une profondeur égale ou légèrement inférieure. Dans la plaine alluviale de la Bassée, la Seine actuelle présente une largeur de plein bord d'environ 50 m, pour une profondeur maximale allant de 3-4 m au niveau des zones inter-méandres, et jusqu'à 6 m au plus profond à l'apex de certains méandres.

Des paléo-chenaux de grandes largeurs et de grandes longueurs d'onde ont été identifiés à Villiers-sur-Seine et à Nogent-sur-Seine (Fig. 46). Sur les deux sites, ils se matérialisent sur le modèle numérique de terrain par un couloir dépressionnaire d'une largeur de 350-400 m, dessinant un train de deux méandres. La partie interne des méandres est surélevée de 1 à 1,5 m par rapport à l'altitude du paléo-chenal comblé. A Nogent-sur-Seine, l'intérieur du méandre amont présente une topographie faite de rides séparées par des dépressions (scroll bars). Cette morphologie caractéristique qui constitue la partie supérieure des barres de méandre, témoigne des grandes phases de croissance du méandre. Ces deux paléo-chenaux présentent une longueur d'onde de 2000 à 2500 m, ce qui correspond en moyenne à une largeur de chenal à plein bord de 160 à 200 m (Williams, 1986). Il existe une différence d'un facteur deux entre l'estimation directe de la largeur et l'estimation par la longueur d'onde. Des sondages à la tarière ont été réalisés suivant un transect perpendiculaire au paléo-chenal de Nogent-sur-Seine. Bien que n'ayant pas tous atteint la base du chenal, ils montrent un remplissage argileux sur une largeur d'au moins 300 m, avec une épaisseur minimale d'argile de 2,40 m sur plus de 150 m.

A proximité de Nogent-sur-Seine et de la Motte-Tilly, une série de méandres abandonnés de petites dimensions sont identifiés (Fig. 47). Très proches de la Seine actuelle ou en quasi-connexion, certains présentent encore des petites tourbières ou mares en fin de comblement. Des sondages à la tarière ont été réalisés sur chacun d'eux, et montrent des épaisseurs de matériel argileux supérieures à 2,40 m. Leur largeur estimée sur le modèle numérique de terrain est de 25 à 30 m, pour une longueur d'onde de l'ordre de 300 m.

L'ensemble des datations réalisées sur les échantillons de matière organique prélevés dans des paléo-chenaux est reporté dans le tableau 4. Les plus vieux paléo-méandres identifiés sont ceux de la Ferme d'Isle et de Grand Peugny, et correspondent à la première génération de chenaux méandriformes remaniant les alluvions anciennes. Le remplissage du grand paléo-chenal de Nogent-sur-Seine s'étend de 6540 B.P. à 2,20 m de pro-

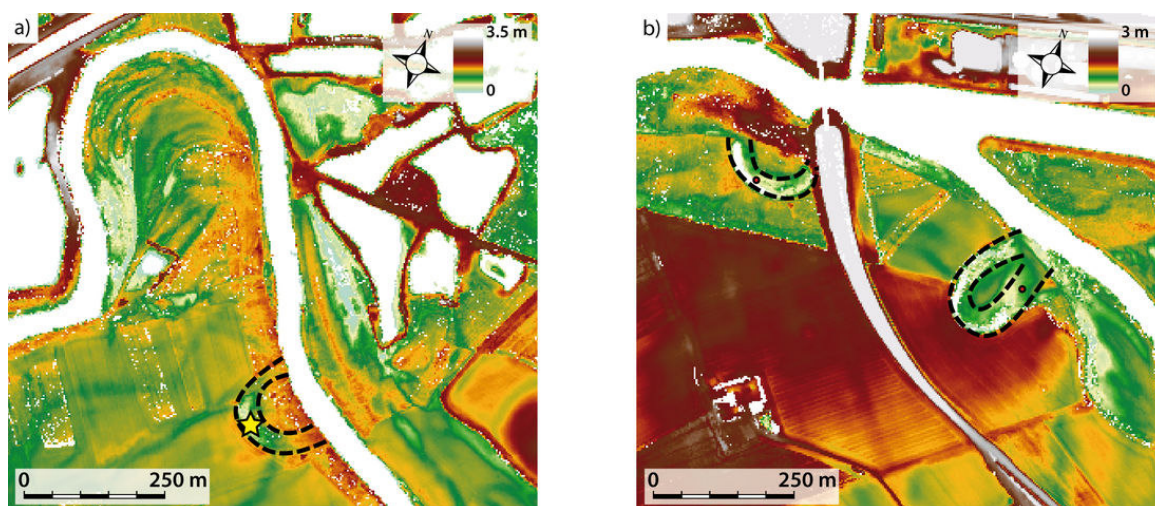


Figure 47: a) Paléo-méandres identifiés à La Motte-Tilly, confirmé par sondage à la tarière et datation au radiocarbone (étoile jaune); b) Paléo-méandres identifiés à Nogent-sur-Seine, confirmés par des sondages à la tarière.

Site paléo-méandre	Localisation	Profondeur (cm)	Age (B.P.)	Incertitude ( $\pm$ B.P.)
Ferme d'Isle	Fig. 45a2,b2	220-240	11820	40
Grand Peugny	Fig. 42	105-130	9210	30
Nogent s/ Seine	Fig. 46b	210-225	6540	30
Nogent s/ Seine	Fig. 46b	160-185	5380	30
Nogent s/ Seine	Fig. 46b	95-110	2790	30
Haut de Vez	Fig. 42	90-110	2830	30
La Motte Tilly	Fig. 47a	150-175	1000	30

Tableau 4: Datation au  $^{14}\text{C}$  d'échantillons de matière organique prélevés dans des paléo-méandres (sondages à la tarière). Les âges sont exprimés en années *Before Present* (B.P.), soit avant 1950. La position des prélèvements est visible sur les figures référencées, ou plus globalement sur la figure 41.

fondeur, jusqu'à 2790 B.P. à 1 m de profondeur, soit un taux de comblement d'environ 0.3 mm par an (après compaction). Le paléochenal du Haut de Vez, correspondant à la deuxième phase d'incision identifiée aux environs de Bray-sur-Seine, est daté à 2830 B.P. à 1 m de profondeur. Enfin, les petits méandres à proximité de Nogent-sur-Seine et la Motte-Tilly sont les plus récents, avec un remplissage daté à 1000 B.P. à 1,60 m de profondeur. Ces datations, malgré leur degré de précision ( $\pm$  30-40 B.P.), ne donnent qu'une estimation de l'âge de chaque système. En effet, nous datons ici de la matière organique incorporée dans le remplissage argileux, soit après l'abandon du système. De plus, les échantillons datés ne se trouvent jamais à la base du remplissage argileux, ce qui donnerait l'âge de fin d'activité du méandre. En prenant l'exemple du méandre de Nogent-sur-Seine, en considérant un taux de sédimentation constant à 0.3 mm par an et une profondeur de chenal de 3 m, on obtiendrait un âge de 9225 B.P. à la base du remplissage. La période d'activité du chenal serait donc antérieure à cet âge.

Les données obtenues sur la géométrie et l'âge du remplissage des paléo-chenaux permettent d'ébaucher un scénario d'évolution du système fluvial Seine dans la plaine alluviale de la Bassée au Tardiglaciaire et à l'Holocène, en comparaison avec d'autres études régionales (Fig. 48).

L'identification d'un remplissage de paléo-chenal associé à des barres de méandres (la Ferme d'Isle) et sa datation à  $11820 \pm 40$  B.P. implique une transition d'un système en tresse à un système méandriforme dès le Tardiglaciaire, probablement à la transition entre le Dryas ancien et le Bölling. L'incision de la nappe de graviers

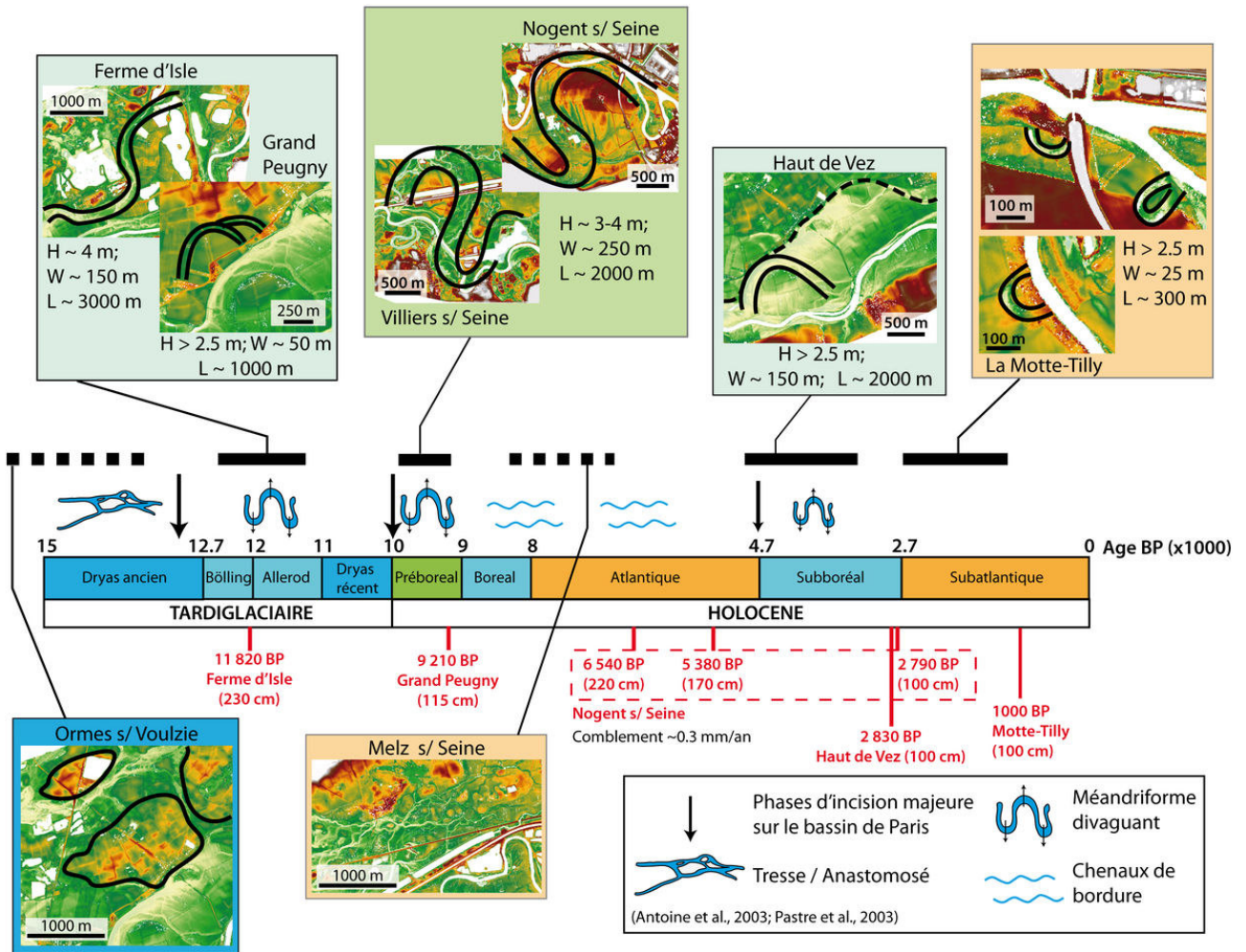


Figure 48: Scénario d'évolution du système Seine dans la plaine alluviale de la Bassée au Tardiglaciaire et à l'Holocène.

ancienne est liée à une réduction de la charge sédimentaire dans les cours d'eau, en relation avec le développement de la végétation forestière qui se développe en Europe du Nord-Ouest dès 14 000 B.P. et qui s'accroît à partir de l'interstade Bölling-Alleröd (Gaillard, 1999). La présence des montilles implique un début d'incision par un système multichenaux en tresse ou anabranché divaguant. Nous n'avons malheureusement pas pu identifier clairement la présence de plusieurs chenaux méandriformes ayant fonctionnés simultanément sur notre site d'étude. Ces observations sont concordantes avec les descriptions faites sur l'Aube (Gaillard, 1999), ou sur le bassin versant de la Somme (Antoine et al., 2003). Dans la moyenne vallée de l'Oise, Pastre et al. (2000) décrivent au Bölling la mise en place d'un chenal à méandre à faible sinuosité, accompagné de 2 ou 3 chenaux secondaires. A l'Alleröd correspond une stabilisation des chenaux méandriformes principaux, au détriment des chenaux secondaires qui sont progressivement comblés par des dépôts de débordement. Les systèmes sont de faible énergie, et faiblement aggradant. Cette période correspond à la mise en place d'un sol bien identifié dans la Bassée, l'Aube et la vallée de L'Yonne (Pastre et al., 2000), et corrélé sur l'ensemble des fonds de vallée du Bassin parisien. La fin du Tardiglaciaire est marquée par la crise climatique de Dryas récent. Des conditions climatiques froides et humides dégradent les versants crayeux. Le système méandriforme à chenal unique est aggradant, remaniant le sol de l'Alleröd. Les crues de débordement, déposent d'importantes épaisseurs de silt et d'argile très carbonatés, qui achèvent le comblement des chenaux abandonnés. Cette sédimentation carbonatée caractérise le Dryas récent sur tout le Bassin de Paris, ainsi que dans les régions crayeuses du Sud-Est de l'Angleterre (Antoine et al., 2003).

Au début de l'Holocène, les conditions climatiques s'améliorent et permettent une recolonisation de la plaine alluviale par des arbres, et une stabilisation des versants. L'augmentation des températures et des précipitations induit une augmentation de la capacité de transport. Ainsi, le pré-Boréal est marqué par une nouvelle phase d'incision et la concentration des écoulements de la plaine alluviale dans un chenal principal unique. Nous associons à cette période la mise en place des larges chenaux identifiés à Nogent-sur-Seine et Villiers-sur-Seine. La mise en place d'un axe principal d'écoulement est également identifiée sur l'Aube, à proximité du lit mineur actuel (Gaillard, 1999), comme c'est le cas sur la Bassée, et plus particulièrement à Nogent-sur-Seine. Dans la vallée de la Selle (affluent de la Somme), les chenaux actifs au pré-Boréal correspondent à des chenaux réactivés du Dryas récent. Leurs profondeurs passent de 1 à 3 mètres, et ils présentent les plus grandes largeurs atteintes au Tardiglaciaire et à l'Holocène, jusqu'à 5 fois la largeur de la Selle actuelle (Antoine et al., 2003). Dans la Bassée, nous observons des rapports de taille similaires, avec des paléo-chenaux d'une largeur de 200 à 300 mètres pour une Seine actuelle d'une largeur moyenne de 50 mètres. Avec l'augmentation du couvert végétal et de l'évapotranspiration et la stabilisation des sols, le ruissellement et les apports détritiques diminuent à la fin du pré-Boréal et au Boréal. Les remplissages de chenaux passent de silts organiques à de réels niveaux tourbeux. Dans la vallée de la Selle, les chenaux pré-Boréal sont rapidement comblés par des tourbières au début de l'Atlantique (entre 8000 et 7000 B.P.). Les eaux souterraines circulent principalement dans les nappes de graviers anciennes, et dans les tourbières. Le réseau superficiel est extrêmement réduit, et s'exprime sous la forme de petits chenaux latéraux peu profonds (Antoine et al., 2003). Sur l'ensemble des cours d'eau d'Europe du Nord-Ouest, l'Atlantique est marqué par une sédimentation organique et le développement de tufs carbonatés. Dans la Bassée, il est possible que le développement des petits cours d'eau anastomosés soit associé à cette période de l'Atlantique, réempruntant des tracés hérités du tressage weichsélien.

Une activité fluviale un peu plus intense reprend au début du Subboréal, marqué par une péjoration climatique et le début d'un impact anthropique non négligeable dans le Bassin parisien (Le Jeune et al., 2012) avec des défrichements importants. Dans la vallée de la Marne, une phase d'incision est identifiée, mais mal datée. Elle serait antérieure à 3800 B.P., et pourrait correspondre à la transition climatique Atlantique / Subboréal avec une augmentation de la pluviométrie, mais également à l'augmentation du ruissellement suite à la disparition du couvert végétal lié au développement de l'agriculture (Le Jeune et al., 2012). Toujours dans la vallée de la Marne, un décalage d'environ 1000 ans est observé entre le début du défrichement et le début des apports sédimentaires des versants. Nous attribuons l'activité du paléo-chenal du Haut de Vez à cette période, même si nous ne disposons pas de datation à la base du chenal. La datation réalisée à une profondeur d'un mètre donne un âge de 2830 B.P., similaire à la datation réalisée à la même profondeur sur le large paléo-chenal de Nogent-sur-Seine. Nous supposons que le paléo-chenal du Haut de Vez est plus récent que celui de Nogent-sur-Seine. Il présente une largeur et une longueur d'onde plus faibles (150 m et 2000 m respectivement), et il est relativement proche du tracé actuel de la Seine. La dépression topographique du paléo-chenal est également plus marquée.

Le Subatlantique est contrôlé par l'impact anthropique du déboisement, et caractérisé par un "remblaiement limoneux" de l'ensemble des fonds de vallées du Bassin parisien (Le Jeune et al., 2012). Dans la vallée de l'Oise et de la Marne, ce remblaiement achève la fossilisation des paléo-chenaux hérités du début de l'Holocène. Il conduit également à une réduction importante de la section en travers des chenaux actifs, pouvant atteindre 2/3 des lits mineurs (Pastre et al., 1997), et le développement d'îles limoneuses. Ce comblement favorise les débordements en période de crue. Cette dynamique sédimentaire entraînant une réduction importante des sections pourrait expliquer les paléo-chenaux de faibles largeurs observés à proximité du chenal actuel à la Motte-Tilly et à Nogent-sur-Seine. Toutefois, nous n'avons pas d'éléments pour expliquer le passage de cette configuration de chenaux étroits (~ 30 m et longueur d'onde de l'ordre de 300 m) à la Seine actuelle avec un tracé moins sinueux.

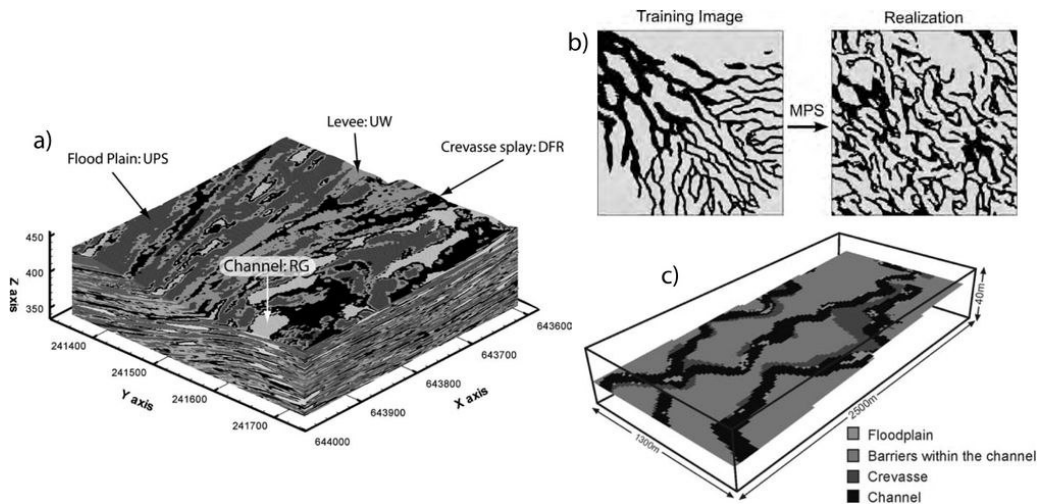


Figure 49: Réalisations géostatistiques de modèles d'hétérogénéités sédimentaires en environnements chenalisés. a) Simulation plurigaussienne d'un réservoir fluvial méandrique (Mariethoz et al., 2009); b) simulation par statistiques multipoints d'un système turbiditique de chenaux/levées (Michael et al., 2010); c) Simulation booléenne (méthode objet) d'un réservoir chenalisé méandrique (Falivene et al., 2007).

## 2.4 Modélisation des hétérogénéités sédimentaires de la plaine alluviale de la Bassée

### 2.4.1 Construction de modèles d'hétérogénéités en milieu alluvial

On distingue généralement deux grands types de méthodes utilisées pour modéliser de l'hétérogénéité en milieu sédimentaire : les méthodes géostatistiques, et les méthodes orientées processus (génétiques).

Les méthodes géostatistiques simulent des répartitions spatiales de faciès en utilisant des modèles probabilistes afin de réaliser un nombre important de réalisations ayant les mêmes propriétés statistiques. Les plurigaussiennes seuillées, par exemple, simulent des fonctions aléatoires gaussiennes de variables caractérisant le milieu sédimentaire. Ces distributions sont ensuite tronquées par des règles d'assemblage de lithofaciès, afin de générer un modèle sédimentaire en trois dimensions (Fig. 49a). Facilement conditionnables aux données de terrain, elles génèrent toutefois des champs de forte entropie qui peinent à reproduire des géométries complexes et continues à grande échelle.

Les statistiques multipoints utilisent des images d'entraînement afin de calculer les fréquences empiriques de tous les motifs observés, et de simuler des modèles reproduisant des formes comparables (Fig. 49b). Elles permettent une meilleure représentation des structures géologiques continues, sont facilement conditionnables aux données de terrain, mais les simulations peuvent être lourdes en temps de calcul.

Les modèles booléens, quant à eux, distribuent aléatoirement dans l'espace de modélisation des objets prédéfinis de géométries et de tailles variées (Fig. 49c). Le conditionnement est plus difficile avec cette technique, et doit souvent se faire par essais-erreurs. De plus, les structures générées sont assez rigides.

Contrairement aux méthodes géostatistiques qui nécessitent une bonne connaissance a priori du milieu à simuler (propriétés statistiques, images d'entraînement, etc.), les méthodes génétiques modélisent au cours du temps les processus hydro-sédimentaires à l'origine des dépôts observés. Ils nécessitent donc une bonne connaissance des forçages plutôt que de la structure existante. S'ils produisent des géométries très réalistes, ils sont plus difficiles à conditionner aux données de terrain (sondages, géophysique). Au vu de la dimension de la plaine alluviale de la Bassée, et de la nature très ponctuelle des données de terrain, il semble difficile de modéliser les hétérogénéités sédimentaires par le biais de méthodes géostatistiques. En revanche, la nature polyphasée de la mise en place de la plaine alluviale, où les corps sédimentaires déposés sont régulière-

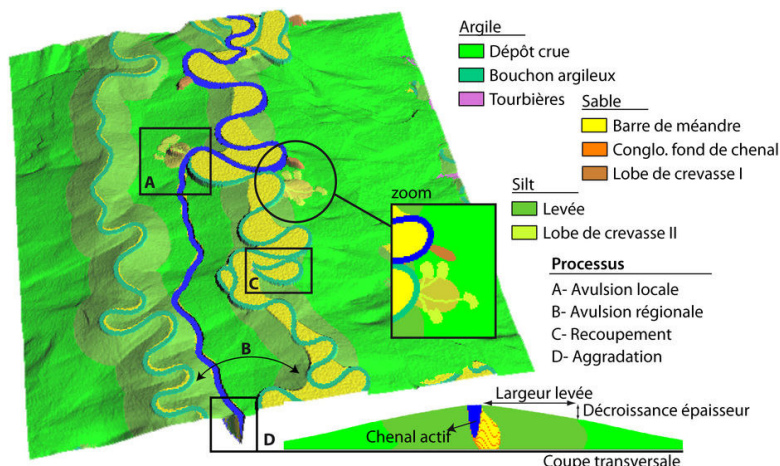


Figure 50: Processus sédimentaires simulés par Flumy, et faciès associés.

ment incisés et remaniés, se prête bien à une modélisation dans le temps (prédictive - *forward simulation*) de l'évolution du système fluvial. C'est donc un modèle génétique que nous avons choisi d'utiliser pour modéliser les hétérogénéités sédimentaires de la plaine alluviale de la Bassée.

### 2.4.2 Le modèle Flumy

Flumy est un modèle stochastique et génétique de simulation de réservoirs chenalisés méandriformes (Lopez et al., 2008). Son fonctionnement est régi par deux modules :

- Un module d'évolution d'une ligne centrale de chenal (repère monodimensionnel curviligne), basé sur les équations d'Ikeda et al. (1981) : une vitesse moyenne d'écoulement est calculée le long de la ligne centrale du chenal supposé rectiligne, de section et de pente constante, à partir des équations de Saint-Venant en régime permanent. Des perturbations de vitesse sont calculées en chaque point du chenal comme une fonction de la convolution de la courbure et de la largeur. Entre deux itérations, le déplacement d'un point du chenal est défini comme le produit de la perturbation de vitesse et d'un coefficient d'érodabilité. Au fil des itérations, les méandres se développent, augmentant la sinuosité, jusqu'à provoquer des recoupements de méandres. Le coefficient d'érodabilité est en général calibré pour qu'une itération corresponde à peu près à une année en termes de migration de chenal.
- Un module de sédimentation : Un certain nombre de processus sédimentaires sont mimés afin de construire la plaine alluviale par accrétion latérale et par aggradation. Le transport sédimentaire n'est pas modélisé dans Flumy. Les sédiments érodés ne sont pas remobilisés par l'écoulement, et on considère avoir un volume sédimentaire suffisant pour déposer les faciès requis (ce qui n'est pas le cas dans la majorité des systèmes naturels méandriformes). La migration du chenal entraîne l'érosion des sédiments sur la berge externe, et le dépôt de barres de méandres de hauteur égale à la profondeur maximale du chenal sur la berge interne. Le recouplement d'un méandre entraîne son comblement par un bouchon argileux. A une fréquence et intensité définies par l'utilisateur, des crues de débordement déposent des sédiments fins dans la plaine alluviale, permettant son aggradation. L'épaisseur et la granulométrie des dépôts décroissent avec la distance au chenal. Le potentiel d'aggradation est défini par le profil d'équilibre du chenal, valeur fixée par l'utilisateur. Une altitude d'équilibre inférieure à l'altitude du chenal entraîne son incision. Enfin, l'élévation du chenal au-dessus de sa plaine alluviale par le phénomène d'aggradation le

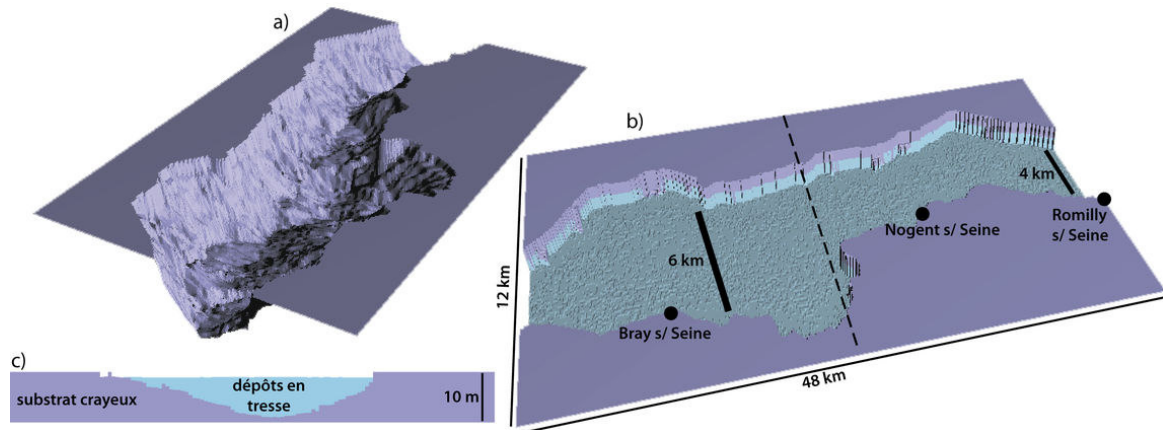


Figure 51: Conditions initiales des simulations. a) Topographie du substratum crayeux obtenue par soustraction des épaisseurs d'alluvions au modèle numérique de terrain. Les bordures du domaine sont à 10 m d'altitude par rapport au point le plus bas du fond de vallée; b) Simulation du remplissage en tresse weichsélien par aggradation d'un faciès indifférencié jusqu'à 9 m; c) Coupe transversale matérialisée par le trait en pointillé sur la vue 3D (b).

rend instable. Des ruptures de levées génèrent des épanchements de sédiments dans la plaine alluviale sous la forme de lobes de crevasses, déclinés en plusieurs stades de maturité. Ces ruptures de levées peuvent entraîner une diversion totale de l'écoulement, qui se matérialise par le tracé d'un nouveau chenal, et de l'abandon de l'ancien par comblement argileux. Ce phénomène est défini sous le nom d'avulsion locale. Lorsque le point d'avulsion est situé en amont du domaine de simulation, formant un nouveau tracé complet, on parle d'avulsion régionale. L'ensemble des processus décrits sont illustrés dans la figure 50.

### 2.4.3 Scénarisation de la genèse des hétérogénéités

L'objectif de ces simulations est de reproduire de manière simplifiée le scénario d'évolution de la Seine depuis le Tardiglaciaire proposé à partir des observations de terrain. Parce que le modèle Flumy n'est pas conçu pour modéliser des systèmes fluviaux en tresse ou anastomosés (multi-chenaux), le remplissage alluvionnaire associé aux périodes glaciaires précédentes (Saalien, Weichsélien) n'est pas modélisé explicitement.

Une topographie de fond de vallée est construite à partir du krigeage des épaisseurs d'alluvions (Fig. 36) par soustraction au modèle numérique de terrain. Le domaine modélisé s'étend de Romilly-sur-Seine en amont, à une dizaine de kilomètres en aval de Bray-sur-Seine, soit une longueur totale de 48 km. La largeur du domaine est de 12 km, afin d'englober la plaine alluviale dans toute sa largeur et de garder des marges suffisantes en bordures (Fig. 51a). Le modèle est discrétisé en mailles régulières de  $25 \times 25$  m, taille maximale pour représenter des chenaux de faible largeur ( $\sim 30$  m), tout en assurant des temps de calcul raisonnables. Les dépôts en tresse sont modélisés simplement en remplissant la vallée importée précédemment par un faciès indéterminé (en bleu clair, Fig. 51b,c) jusqu'à une hauteur de 9 m, correspondant à l'altitude à l'altitude des îlots topographiques (Fig. 41).

Les séquences simulées (Tab. 5) sont choisies à partir du scénario d'évolution du système Seine élaboré précédemment. Les tailles de chenaux sont déterminées à partir des largeurs de paléo-chenaux observées sur le modèle numérique de terrain. Lorsque les données de sondage ou la géophysique ne permettent pas de déterminer la profondeur du chenal, celle-ci est choisie en utilisant des rapports de forme classiques. Pour

Séq.	Description	Chenal [m] (W / H)	Fréq. avuls. [it.] (loc. / rég.)	Incision	Nb. It.
1	Import topo	-	-	-	-
2	Dépôts en tresse	-	-	-	-
3	Chenal tardiglaciaire	150 / 4	250 / 500	Oui	2000
4	Comblement chenal	-	-	-	-
5	Chenal préboréal	250 / 6	500 / 1000	Oui	2000
6	Comblement chenal	-	-	-	-
7	Chenaux atlantiques	25 / 2	200 / 100	Non	4000
8	Chenal subboréal	150 / 4	250 / 500	Oui	2000
9	Chenal subatlantique	30 / 3	150 / 300	Non	1500
10	Chenal actuel	60 / 5	250 / 500	Non	1000

Tableau 5: Séquences simulées pour reproduire le scénario d'évolution de la Seine depuis le Tardiglaciaire.  $W$  et  $H$  correspondent respectivement à la largeur à plein bord et à la profondeur maximale du chenal. Une itération correspond à peu près à une année.

chaque taille de chenal sélectionnée, une calibration des paramètres du modèle est effectuée : la valeur de la pente régionale et du coefficient d'érodabilité modulent la vitesse de migration du chenal. Le coefficient de friction influe sur la longueur d'onde des méandres, mais également sur la vitesse de migration. Le coefficient de friction est calibré en premier, afin de respecter au premier ordre la relation empirique  $\lambda = 12.34W$ , reliant la longueur d'onde à la largeur du chenal (Richards, 1982). Par la suite, la pente globale et le coefficient d'érodabilité sont calibrés afin d'obtenir des vitesses de migration moyennes de l'ordre du mètre par an. Ces deux paramètres seront constant dans toutes les séquences simulées : une pente de 0.001, et un coefficient d'érodabilité de  $4.10^{-8}$ . Afin d'éviter que les chenaux n'érodent les bords de la plaine alluviale, une valeur d'érodabilité 10 fois plus faible est appliquée sur les bordures de la plaine alluviale ( $4.10^{-9}$ ).

Les fréquences d'avulsion sont calibrées par essais-erreurs. Elles permettent de contrôler la sinuosité du cours d'eau; plus les avulsions sont fréquentes et moins les méandres sont développés. En pratique, les avulsions peuvent difficilement s'exprimer dans les séquences simulées en incision. En effet, le chenal représente le point bas de la plaine alluviale. Il n'est donc pas possible de trouver un autre chemin d'écoulement suivant une ligne de plus grande pente. Les avulsions, qu'elles soient locales ou régionales, se matérialisent alors par des recoupements très locaux d'un ou de quelques méandres.

Toujours du fait du caractère érosif ou très faiblement aggradant du système "Seine méandriforme", nous attachons peu d'importance à la paramétrisation des crues de débordement. Leurs dépôts sont très limités lorsque le chenal est en incision, et nous lui attribuons une valeur faible lorsque ce dernier est en aggradation (5 cm tous les 50 itérations). Ils ne constituent qu'une couverture superficielle de la plaine alluviale, d'une épaisseur métrique, et ne forment pas d'hétérogénéités dans le remplissage alluvial. En effet, le potentiel de préservation des sédiments fins déposés par les crues de débordement est très faible, car ces dépôts sont constamment remaniés par la migration des chenaux. Le comblement des chenaux abandonnés par des bouchons argileux est un processus indépendant des crues de débordement dans Flumy.

Les différentes séquences modélisées et les paramètres associés sont récapitulés dans le tableau 5.

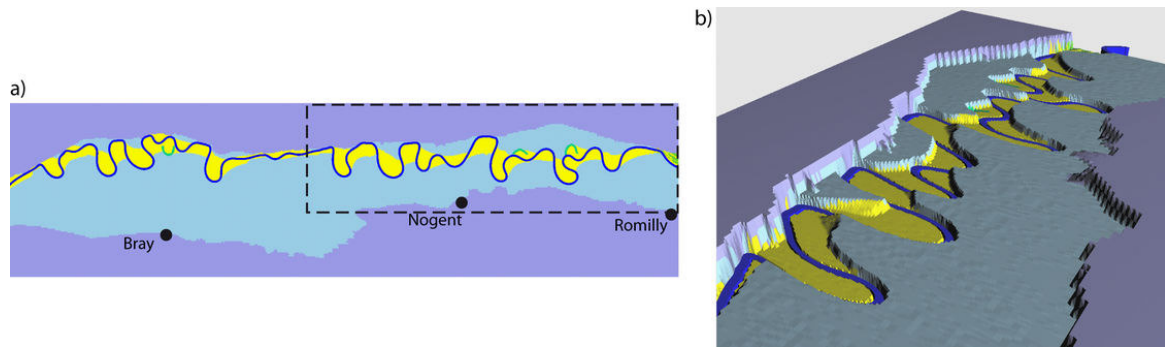


Figure 52: Vue en plan (a) et en perspective (b) du chenal tardiglaciaire incisé dans les sédiments weichséliens à 2000 itérations du début de la simulation. Le cadre en pointillés indique la zone couverte par la vue en perspective.

#### 2.4.4 Simulation des hétérogénéités avec Flumy

Il est important de préciser qu'à ce stade, les simulations présentées ne sont pas conditionnées spatialement à des données de terrain, mis à part la délimitation de la plaine alluviale par les épaulements crayeux. La position initiale des chenaux dans la plaine alluviale est le résultat de tirages aléatoires, influencés par la topographie et l'érodabilité. Il est ainsi possible de réaliser plusieurs fois le même scénario (Tab. 5) avec des germes différents. Il en résultera des différences dans la position des chenaux et méandres, mais les simulations seront statistiquement proches en termes de surfaces remaniées, de géométrie des corps sédimentaires et de proportions de faciès.

La figure 52 illustre l'incision des dépôts en tresse par un chenal méandriforme tardiglaciaire, après 2000 itérations avec une vitesse de migration moyenne de l'ordre de 0.6 m par itération. Le chenal s'encaisse à environ 1 m sous le toit de la nappe alluviale, et remanie les sédiments sur une largeur de 1 à 2 km. La sinuosité est bien développée, donnant lieu à quelques recouvrements de méandres comblés par des bouchons argileux. Le caractère monochenal de Flumy ne permet pas de simuler plusieurs branches méandriformes divaguant simultanément, héritées du système en tresse weichsélien. De plus, une avulsion régionale ne permettrait pas au chenal de sortir de la zone dépressionnaire qu'il a créé par incision. Il faudrait envisager d'importer et de faire migrer successivement plusieurs lignes centrales aux tracés prédéfinis.

Après 2000 itérations de migration, le chenal tardiglaciaire est abandonné et comblé par un bouchon argileux, afin de générer un nouveau tracé pour le chenal préboréal. Une évolution à partir du tracé fini-tardiglaciaire sans avulsion majeure génèrerait un chenal beaucoup trop tortueux, dont le tracé ne serait pas en accord avec nos observations. Ce chenal, de 250 m de large soit plus d'une fois et demi plus large que le précédent, développe des méandres de plus grande longueur d'onde (Fig. 53). Il se déplace vers la partie sud de la plaine alluviale entre Romilly et Nogent, mais reste sur la bordure nord en aval. Des avulsions locales permettent d'isoler des îlots de sédiments en tresse. Pour rendre compte de l'étagement des dépôts holocènes, une légère incision est simulée, suivie d'une période d'aggradation modérée. Avec les paramètres choisis, les dépôts de crue de débordement restent confinés dans la ceinture de divagation de la Seine méandriforme. On observe également un biais de l'effet de la faible érodabilité du substrat crayeux qui a tendance à "accrocher" les tronçons de chenaux qui viennent à son contact. Il en résulte une faible mobilité du chenal dans ces zones et l'absence de développement des méandres, observable par exemple sur la bordure nord de la plaine alluviale entre Nogent-sur-Seine et Bray-sur-Seine.

La simulation des chenaux atlantiques de petites dimensions, avec une fréquence d'avulsion élevée, permet de déposer des sédiments fins par crues de débordement sur l'ensemble de la plaine alluviale. Le chevelu de

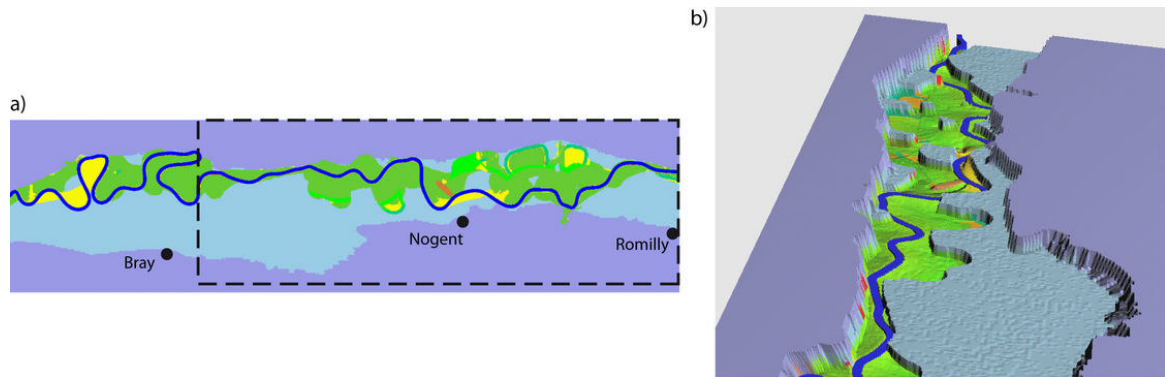


Figure 53: *Vue en plan (a) et en perspective (b) du chenal préboréal à 4000 itérations du début de la simulation. Le cadre en pointillés indique la zone couverte par la vue en perspective.*

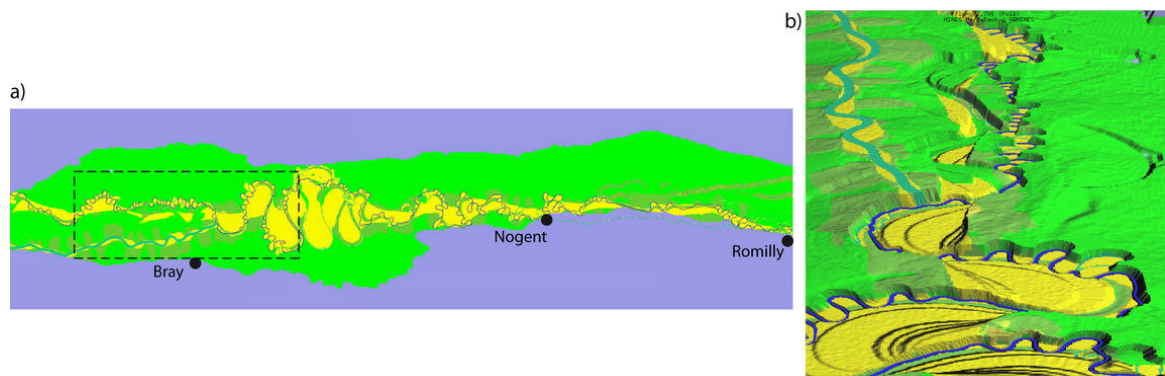


Figure 54: *Vue en plan (a) et en perspective (b) du chenal subatlantique dont le tracé suit les méandres à plus grande longueur d'onde du chenal subboréal, à 11500 itérations du début de la simulation. Le cadre en pointillés indique la zone couverte par la vue en perspective.*

chenaux ainsi obtenu génère une morphologie semblable à la partie anastomosée de la plaine alluviale au nord de Nogent-sur-Seine. Cependant, du fait de la faible profondeur et de la faible sinuosité de ces chenaux, la formation d'hétérogénéités sédimentaires reste anecdotique.

Une nouvelle incision d'environ un mètre est simulée avec la mise en place du chenal subboréal. Sa divagation pendant 2000 itérations permet la formation de larges méandres entre Nogent-sur-Seine et Bray-sur-Seine. La partie amont est moins sinueuse du fait de la proximité du chenal avec la bordure sud de la plaine alluviale. On observe sur la figure 54b l'incision progressive du chenal enregistrée dans la morphologie en marches d'escalier des barres de méandre.

Le passage au Subatlantique est simulé par une réduction de la section et de la profondeur du chenal subboréal, tout en conservant son tracé. Il en résulte l'émergence de méandres de petite longueur d'onde inscrits dans un tracé de plus grande amplitude et longueur d'onde hérité du chenal subboréal (Fig. 54). Le passage au chenal "actuel" de la Seine se fait de la même manière par évolution du tracé subatlantique et réajustement des dimensions du chenal. Cela permet la préservation de petits méandres abandonnés à proximité d'un chenal actif plus large, comme observé sur le terrain à Nogent-sur-Seine et La Motte-Tilly.

Le résultat final d'une simulation reproduisant le scénario décrit dans le tableau 5 est illustré dans la figure 55 sous la forme d'une coupe horizontale à 1.5 m sous la surface, d'une coupe longitudinale et d'une coupe transversale. Les différentes séquences sont différenciées grâce à un code couleur allant du rouge pour les

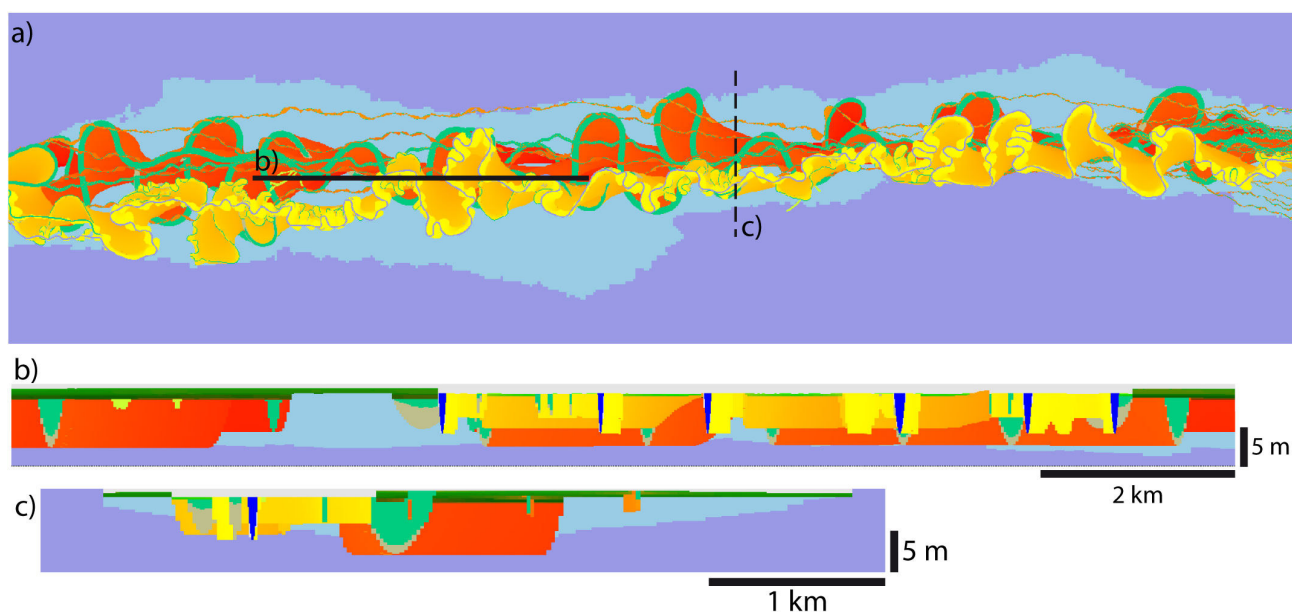


Figure 55: Résultat final d'une simulation sur 12500 itérations, reproduisant le scénario décrit dans la tableau 5. Les dépôts méandri-formes les plus anciens sont colorés en rouge, les plus récents en jaune. a) Coupe horizontale à 1.5 m sous la surface; b) Coupe longitudinale; c) Coupe transversale.

dépôts méandri-formes les plus anciens, au jaune pour les dépôts les plus récents. L'architecture sédimentaire observée est le résultat du remaniement des sédiments en tresse par un système méandri-forme sur une durée de 12500 itérations représentant la fin du Tardiglaciaire et l'Holocène, sur une largeur de 2 à 3 kilomètres. La variabilité de la dimension des chenaux reflète les fluctuations climatiques et les impacts anthropiques sur cette période. Du fait de l'incision du système méandri-forme dans la nappe graveleuse weichsélienne, les sédiments fins apportés par les crues de débordement sont peu ou pas préservés. L'hétérogénéité sédimentaire est donc essentiellement liée à la présence de paléo-chenaux comblés par des bouchons argileux. En termes de proportions de faciès, les dépôts méandri-formes tardiglaciaires et holocènes sont constitués à 90 % de sables et graviers, et à 10 % de matériel fin argileux. Ces proportions sont du même ordre de grandeur que celles calculées à partir des données de sondage sur l'ensemble du remplissage alluvionnaire (Fig. 36b). Il est probable que le modèle surestime la proportion de fines en comblant d'argile systématiquement les chenaux après une avulsion.

Si la proportion de faciès fins créant de l'hétérogénéité dans la plaine alluviale est faible, son rôle n'est pas négligeable. En effet, leur structure héritée du tracé des paléo-chenaux forme des barrières de perméabilité de plusieurs mètres d'épaisseur dans la plaine alluviale, modifiant de manière significative les circulations d'eau et les échanges nappe-rivière (Maillot, 2015).

### 3 Première caractérisation hydrodynamique des échanges dans la plaine alluviale de la Bassée

L'interface nappe-rivière revêt un caractère multi-échelle et les flux qui la traversent sont eux-même contrôlés par des processus distincts définis à différentes échelles (Flipo, 2014). Toutefois l'ensemble de ces différents objets se trouve en connexion avec un réseau commun, le réseau hydrographique. Il est donc important, afin d'affiner l'estimation des échanges nappe-rivière, d'étudier les interfaces nappe-rivière dans une double approche régionale et locale. Tout d'abord, les flux d'eaux souterraines alimentant les interfaces nappe-rivière sont estimés, puis la distribution spatiale des échanges nappe-rivière est quantifiée le long du réseau hydrographique en prenant en compte des circulations plus locales au sein de la zone hyporhéique (ZH).

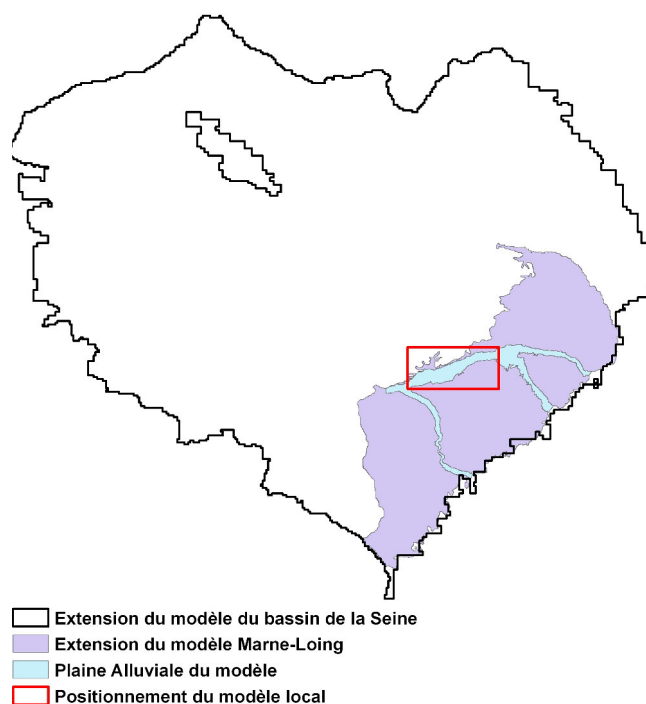


Figure 56: Localisation des trois modèles utilisés dans la modélisation emboîtée.

Cette étude s'attache à établir une première caractérisation hydrodynamique des échanges hydriques dans la plaine alluviale de la Bassée, s'appuyant sur une vision multi-échelle des processus d'échange, en emboîtant des modèles de résolutions différentes. Pour cela, nous nous sommes appuyés sur de premiers travaux ayant permis de mettre en place un modèle régional simulant conjointement les écoulements souterrains et de surface du bassin de la Seine dans son ensemble, ainsi que cinq modèles locaux à plus haute résolution spatiale (Flipo et al., 2013), permettant de réaliser une première modélisation emboîtée des échanges nappe-rivière et une caractérisation hydrodynamique des échanges dans la plaine alluviale de la Bassée.

### 3.1 Des modèles emboîtés

La modélisation multi-échelle effectuée s'appuie sur la simulation de trois modèles de résolutions différentes (Fig. 56).

- un modèle du bassin versant de la Seine de résolution grossière
- un modèle du sous-bassin Marne-loing de la Seine de résolution intermédiaire
- un modèle de la plaine alluviale de la Bassée de résolution fine

Le modèle Marne-Loing est positionné an limite Sud-Est du modèle Seine. Le modèle de la plaine alluviale de la Bassée est situé en limite Nord-Ouest du modèle Marne-Loing (Fig. 56).

Le modèle Seine est caractérisé par un maillage de dimension kilométrique à pluri-kilométrique. Les niveaux en rivière sont simulés au pas de temps journalier et les conditions limites du modèle sont de type flux nul. Le sous-modèle Marne-Loing est constitué d'un maillage de 500 à 250 m de côté. Les niveaux en rivière sont fixes au cours du temps les conditions limites sont de type flux nul à l'est du bassin (au niveau de la limite commune du sous-modèle et du modèle régional) et de type charges imposées ailleurs. L'ensemble de ces modèles sont simulés à partir de la plate-forme EauDyssée (Flipo et al., 2012).

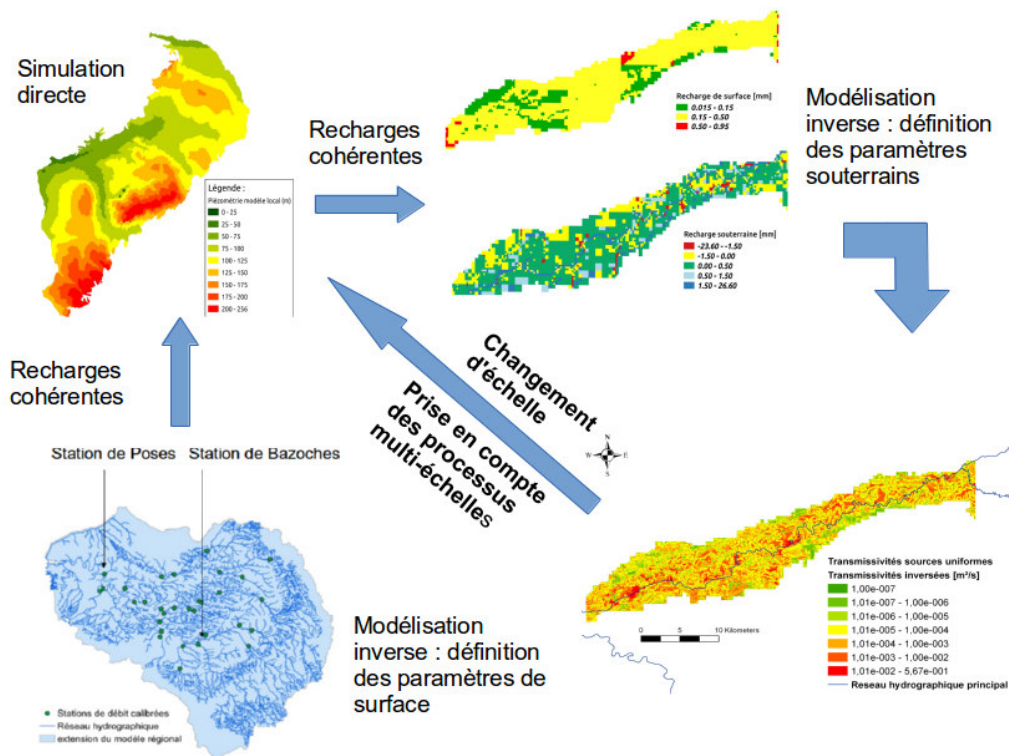


Figure 57: Schéma de la méthodologie d'emboîtement des modèles.

Afin d'étudier plus précisément les échanges au sein de la plaine alluviale de la Bassée un modèle local de la plaine alluviale de la Bassée a été mis en place. Ce modèle est constitué d'un maillage de 62.5m de côté et s'étend sur une surface de 320 km<sup>2</sup>(Fig. 56). Le modèle local permet uniquement la simulation des écoulements souterrains au sein de la plaine alluviale. La hauteur d'eau en rivière est supposée fixe et constitue une condition limite de type charge imposée. Les conditions limites aux bordures du modèle sont de type flux nul. La simulation du modèle local est réalisée en régime permanent.

Les trois modèles de résolutions différentes sont emboîtés afin d'affiner l'estimation des échanges nappe-rivière dans la plaine alluviale de la Bassée.

### 3.2 Méthodologie d'emboîtement par calibration de modèles de résolutions différentes

La méthodologie d'emboîtement de modèle correspond au forçage d'un modèle de résolution plus fine par les résultats de simulation d'un modèle plus grossier. Cette méthodologie d'emboîtement de modèles permet aux modèles de résolutions plus fines de prendre en compte les écoulements régionaux simulés par un modèle de plus grande ampleur, tout en assurant des recharges souterraines et des recharges de surface identiques entre les modèles (Fig. 57). Afin d'assurer une réponse semblable à un signal d'entrée commun (recharges souterraine et de surface communes), les géométries et les paramètres physiques constituant les modèles doivent être cohérents. Pour cela, une succession de modélisations inverses et procédures de changement d'échelle a été appliquée (Fig. 57).

Cette démarche de modélisation a été nommée, dans ce rapport, modélisation multi-échelle car elle permet une répercussion des paramètres locaux aux échelles supérieures, et le forçage des flux locaux par les échelles les englobant.

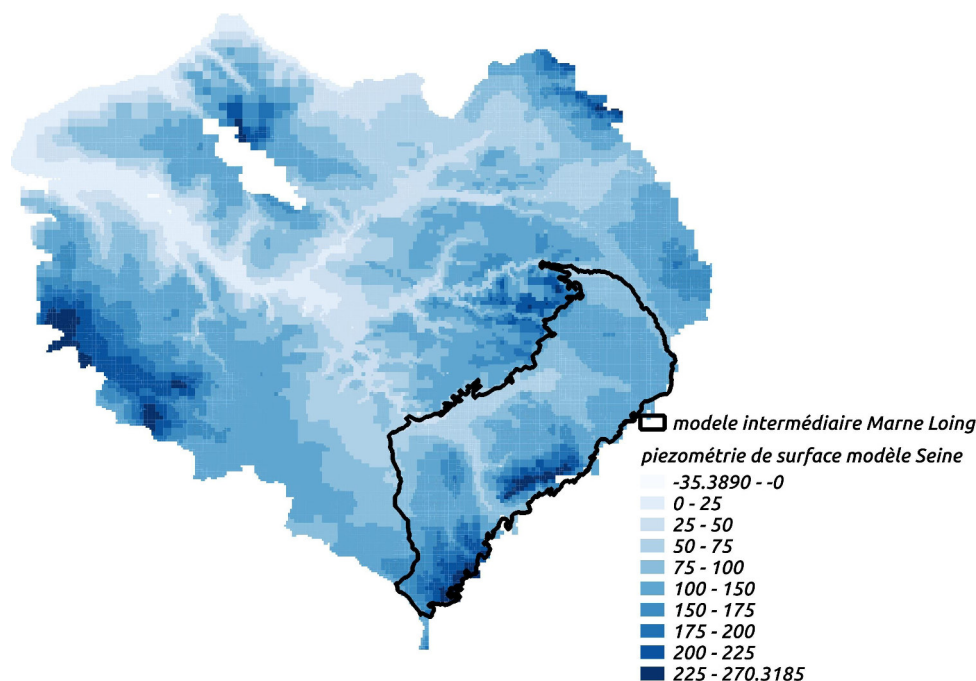


Figure 58: Piézométrie de surface du modèle Seine aux limites du modèle intermédiaire

### 3.2.1 Cohérence structurelle des modèles

#### Cohérence des paramètres souterrains

Afin d'assurer la continuité des paramètres physiques entre les modèles, les paramètres souterrains du modèle régional ont été transférés dans le modèle local. La procédure de "downscaling" appliquée assure la cohérence des paramètres physiques entre le modèle intermédiaire et le modèle local (Labarthe et al., 2013).

D'autre part, la définition des limites du modèle Marne-Loing nous affranchit de l'emboîtement des modèles souterrains. En effet, les limites du modèle intermédiaire sont positionnées au niveau de vallées piézométriques que constitue le réseau hydrographique principal (Fig. 58). Au niveau du réseau hydrographique, les conditions limites sont de type charges imposées, cohérentes avec le modèle régional.

Afin d'emboîter le modèle local et le modèle intermédiaire, l'homogénéisation des géométries des deux modèles a été réalisée. Pour cela, la plaine alluviale (constituant l'interface nappe-rivière à l'échelle régionale) simulée par le modèle local a été implémentée dans le modèle intermédiaire. Après avoir défini l'extension des plaines alluviales de l'Aube, la Seine et l'Yonne sur le modèle intermédiaire, l'épaisseur des alluvions de ces plaines alluviales a été déterminée par krigeage (Turko, 2013), puis raffinée à partir des données, collectées par Deleplancque et al. (2014), concernant la puissance du système alluvial (Fig. 59).

### 3.2.2 Calibration du modèle souterrain de la plaine alluviale de la Bassée : définition des hétérogénéités locales

Afin de définir les hétérogénéités locales de la plaine alluviale de la Bassée, une méthode d'inversion des paramètres souterrains par estimation successive des flux a été utilisée (Flipo et al., 2012; Monteil, 2011; Pasquier and Marcotte, 2006). Cette méthode d'inversion permet une estimation de la transmissivité sur chacune des mailles du modèle en régime permanent. Pour cela afin de mettre à jour la transmissivité à chaque itération, le gradient calculé sur une carte piézométrique de référence est comparé au gradient simulé. Finale-

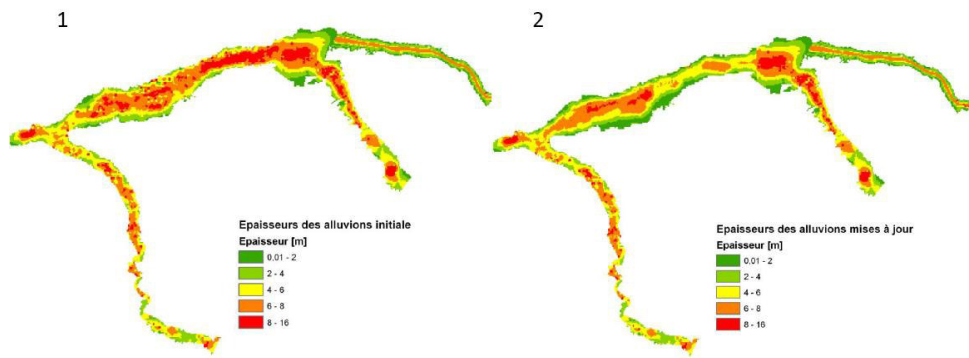


Figure 59: Comparaison des estimations des épaisseurs 1) initiales (Turko, 2013) et 2) réactualisées sur le modèle Marne-Loing

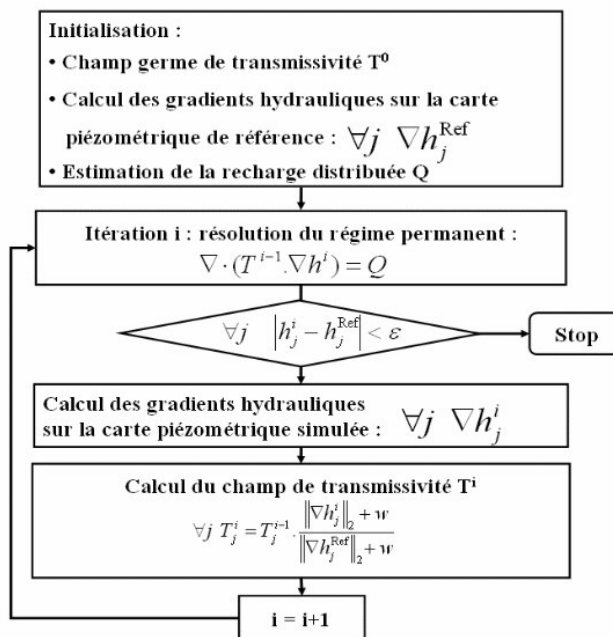


Figure 60: Schéma fonctionnel d'inversion de la Transmissivité par estimation successive de flux d'après Monteil (2011).

ment le critère d'arrêt de la méthode d'inversion est la minimisation de la différence de charges entre la charge de référence et la charge simulée (Fig. 60). Afin de mettre en oeuvre cette méthode d'inversion il convient de :

- définir une carte piézométrique de référence.
- estimer la recharge sur le modèle dont les paramètres sont à inverser
- définir une perméabilité initiale (champs germe de perméabilité)

### Carte piézométrique de référence

La carte piézométrique de référence a été obtenue par krigeage de deux jeux de données collectés respectivement en Septembre 65 (Mégny, 1965) et Septembre 94 (Weng et al., 1999). Le regroupement de deux jeux de données acquises à des périodes distinctes (Fig. 61), est acceptable du fait de la similarité des deux années hydrologiques ; similarités observées à la station de Bazoches. En effet, la moyenne des débits journaliers durant les basses eaux de 1995 est de  $23\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Elle est de  $25\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  durant les basses eaux de 1965.

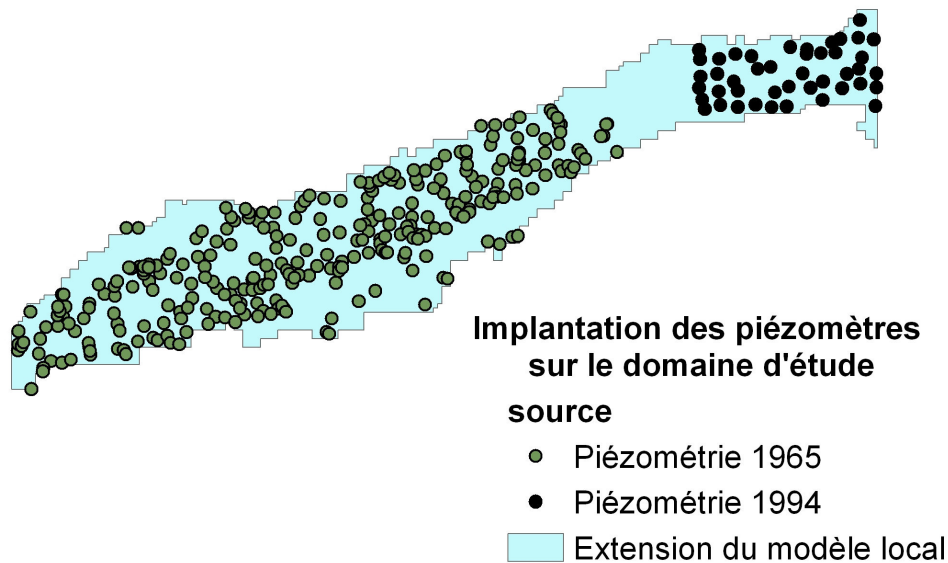


Figure 61: Localisation des observations piézométriques sur le modèle local.

L'écart type des moyennes de débit durant les basses eaux sur la période 1965-1994 étant de  $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , les débits de basses eaux des années 1965 et 1994 sont comparables. Comme dans la plaine alluviale les charges sont fortement contraintes par les niveaux d'eau en rivière et donc par les débits, on peut supposer que les observations piézométriques de ces deux années sont comparables. L'ensemble des données a donc été utilisé pour kriger les cotes piézométriques sur l'ensemble de la plaine.

Afin de minimiser la variabilité des observations piézométriques et de diminuer la non-stationarité du variogramme, l'épaisseur de la zone non saturée a été estimée dans la plaine alluviale de la Bassée au lieu de la charge piézométrique (Mouhri et al., 2013), l'épaisseur de la zone non saturée étant obtenue en retranchant la cote piézométrique à la cote du sol. Les directions principales d'anisotropie sont orientées selon les directions N70 et N160. Ces directions correspondent respectivement à l'axe de la Seine dans la plaine alluviale de la Bassée et à sa perpendiculaire. La variabilité est plus importante selon la direction N160 (perpendiculaire à l'axe de la Seine) que selon la direction N70. Une fois le modèle variographique calibré et validé par validation croisée, un krigeage a été réalisé sur un maillage de  $62.5 \text{ m} * 62.5 \text{ m}$  (Fig. 62-2). Le modèle variographique adopté pour l'estimation de l'épaisseur de la zone non saturée sur la plaine alluviale de la Bassée permet une reproduction correcte des épaisseurs mesurées sur la quasi-totalité de la plaine. Seuls quelques points situés en bordure de plaine alluviale au niveau des plateaux calcaires présentent une erreur d'estimation importante (Fig. 62-1).

L'écart type de l'erreur d'estimation de l'épaisseur de la zone non saturée est plus important au niveau des bordures du modèle, correspondant à la frange des plateaux calcaires et de la zone séparant les deux jeux de données. C'est au centre de la plaine alluviale que l'écart type de l'erreur d'estimation de l'épaisseur de la zone non saturée est le plus faible. L'estimation de la piézométrie dans le corridor alluvial (hors coteaux) est plus fiable. Afin d'obtenir la distribution des charges piézométriques de l'aquifère alluvial de la Bassée, l'épaisseur de la zone non saturée est retranchée à la topographie du MNT au 25m pour obtenir la carte piézométrique de référence (Fig. 63).

### Calcul de la recharge de la plaine alluviale

Afin d'emboîter le modèle local dans le modèle intermédiaire, la recharge de la plaine alluviale de la Bassée

a été estimée à partir du modèle intermédiaire Marne-Loing. Tout d'abord, les paramètres du module de surface définis par calibration du modèle régional sont introduits dans le modèle Marne-Loing. Ensuite, après implémentation de la plaine alluviale dans le modèle intermédiaire, une simulation a été réalisée pour une période de 17 ans (1990-2007). La recharge moyenne du mois de Septembre est ensuite déterminée par analyse des résultats de simulation. La recharge définie à partir du modèle Marne-Loing prend donc en compte la recharge de surface et les flux souterrains régionaux échangés avec la plaine alluviale (Fig. 64).

La recharge de surface est inférieure à 1 mm sur l'ensemble du modèle (Labarthe et al., 2014). Cette faible recharge est cohérente avec un contexte de basses eaux. La recharge souterraine montre une alimentation de la rivière par les aquifères régionaux via la plaine alluviale. Finalement, la recharge de surface et la recharge souterraine, qui servent de conditions limites à l'inversion des transmissivités du modèle local, intègrent les contextes régionaux de surface et souterrain. De plus, les hétérogénéités locales définies par modélisation inverse intègrent les variations latérales d'alimentation par les flux souterrains régionaux. Une fois la recharge du modèle local définie, un champ de transmissivité germe doit être déterminé.

### Champ germe de transmissivité

Deux champs germe de transmissivité ont été testés. Le premier est uniforme de transmissivité  $1.10^{-3} m^2.s^{-1}$  de l'ordre de grandeur de la moyenne des données d'essais de pompages réalisés sur la Bassée par Mégnien (1965). Le second a été déterminé par krigeage. Pour cela nous nous sommes appuyés sur les travaux de Mégnien (1965) dans lesquels la transmissivité moyenne des alluvions grossières ( $2.5 \times 10^{-3} m^2.s^{-1}$ ) ainsi que celle des dépôts argileux ( $6.7 \times 10^{-7} m^2.s^{-1}$ ) ont été déterminées, et sur la base de données mises en place par Deleplancque et al. (2014) (section 2.2.1, p.55). Dans cette base de données la lithologie des alluvions sur un ensemble de 500 forages est décrite de manière fine, en distinguant les matériaux grossiers et fins. Cette description fine nous a permis de calculer la perméabilité équivalente des alluvions au droit de ces 500 forages. La perméabilité équivalente a été calculée en supposant les flux strictement horizontaux. Ces 500 données ont ensuite été utilisées pour le krigeage de la transmissivité sur la plaine alluviale.

L'histogramme des valeurs de transmissivité obtenues présente deux populations distinctes (Fig. 65) : une population majoritaire de transmissivité fortes, une population de valeurs faibles. Ces deux groupes ont été considérés comme deux populations indépendantes appartenant à deux formations distinctes. La probabilité de répartition de chacune des deux formations a été estimée (via le krigeage de l'indicatrice des valeurs fortes (Chilès and Delfiner, 1999)) sur la zone de la Bassée. Les deux populations de transmissivités ont ensuite été krigeées de manière indépendante sur une grille de 62.5\*62.5 m puis recombinaison en chaque point de la grille en fonction de leur probabilité de présence respective. La recombinaison au point  $i$  de la grille a été réalisée de la manière suivante :

$$T_{rc}(i) = P_{faib}(i) * T_{faib}(i) + P_{for}(i) * T_{for}(i) \quad (16)$$

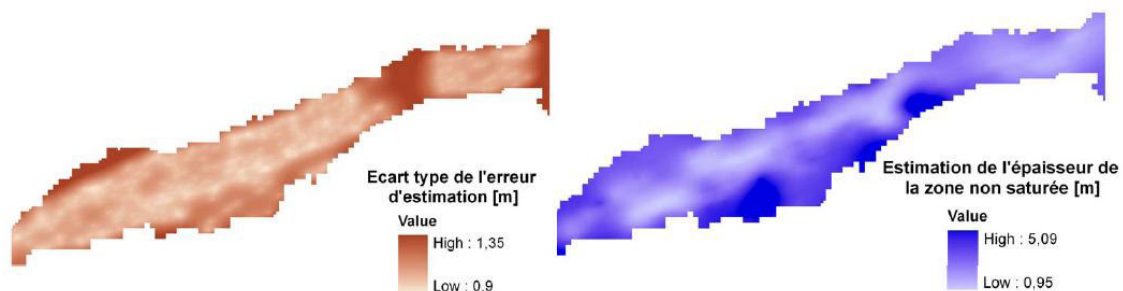


Figure 62: Résultats de l'estimation par krigeage des épaisseurs de la zone non saturée dans la plaine alluviale de la Bassée : 1) écart type de l'erreur d'estimation 2) distribution des épaisseurs krigeées de la zone non saturée

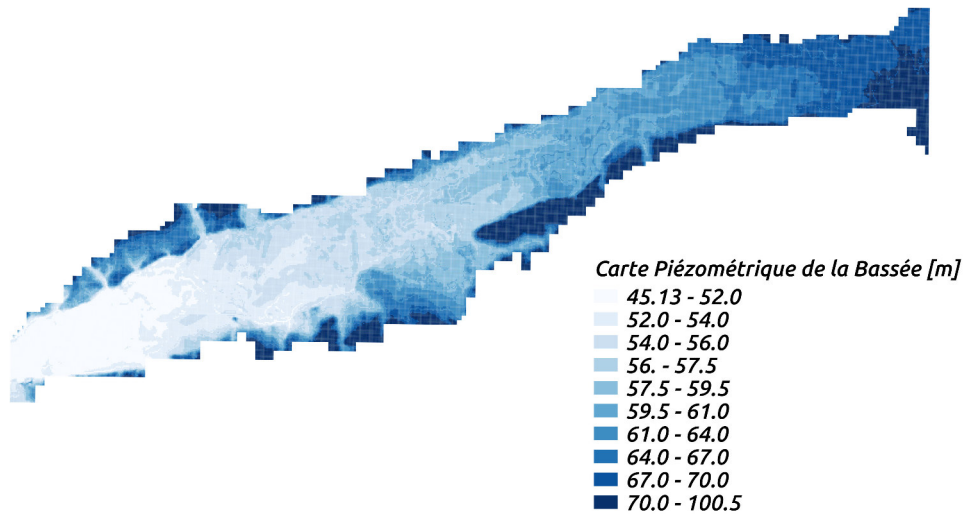


Figure 63: Carte piézométrique des alluvions dans la plaine alluviale de la Bassée.

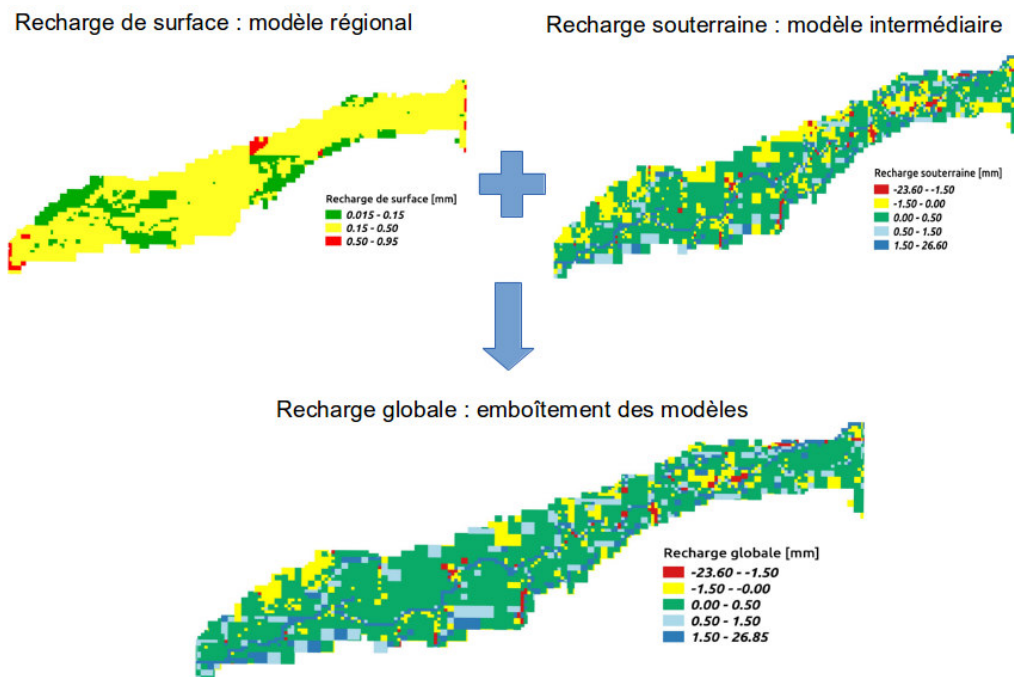


Figure 64: Schéma de la méthodologie de définition des conditions limites permettant l'emboîtement du modèle local.

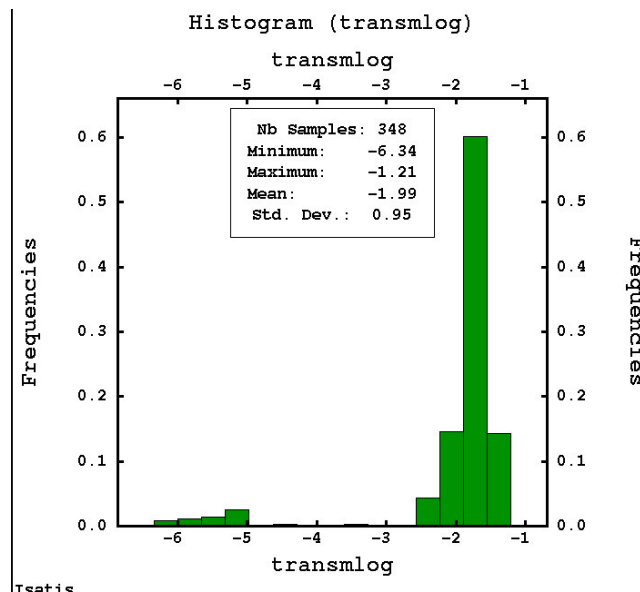


Figure 65: Histogramme des valeurs de transmissivité.

Avec  $T_{rc}$  la transmissivité recombinaison,  $P_{faib}$  la probabilité de présence d'une valeur faible de transmissivité,  $T_{faib}$  la transmissivité faible estimée,  $P_{for}$  la probabilité de présence d'une valeur forte de transmissivité et  $T_{for}$  la transmissivité forte estimée. Les probabilités  $P_{for}$  et  $P_{faib}$  sont définies par krigeage. L'indicatrice des valeurs fortes de transmissivité, caractérisant la probabilité de présence des fortes transmissivités, présente une anisotropie géométrique dont les directions principales d'anisotropie sont N160 et N70 (la variabilité étant la plus faible selon la direction N70) (Labarthe et al., 2014).

La recombinaison revient au calcul de la moyenne des transmissivités faibles et fortes au point  $i$  pondérée par leurs probabilités de présence (equation (16)). Cela revient donc au calcul de la transmissivité équivalente, en supposant les flux strictement horizontaux, au point  $i$  en fonction de la probabilité de présence des formations distinguées.

La carte des transmissivités estimées par krigeage présente des valeurs élevées au centre de la vallée (Fig. 66). La transmissivité diminue avec l'épaisseur des alluvions en s'éloignant du centre de la plaine alluviale. Deux zones de transmissivités faibles sont distinguées au sud de la plaine correspondant sans doute à des zones plus argileuses.

### Résultats de l'inversion

Deux inversions ont été réalisées : une ensencée par le champ uniforme, l'autre par le champ krigé. Après 150 itérations d'inversion l'écart absolu moyen entre la charge simulée et la piézométrie de référence est de 40 cm sur le domaine pour les deux inversions.

La carte des écarts absolus moyens montre que la majorité des erreurs sont inférieures à 10 cm sur le modèle local. Les erreurs plus importantes sont principalement localisées sur la bordure nord de la plaine alluviale où l'écart type d'erreur d'estimation de l'épaisseur de la zone non saturée est elle aussi importante (Fig. 62). La répartition des écarts absolus moyens ne présente pas de différences significatives entre l'initialisation avec une transmissivité uniforme et avec une transmissivité krigée (Labarthe et al., 2014).

Il est important de noter que, pour deux champs germes très différents, les cartes de transmissivités inversées présentent les mêmes hétérogénéités (Fig. 67). De plus, les transmissivités obtenues sont du même ordre de

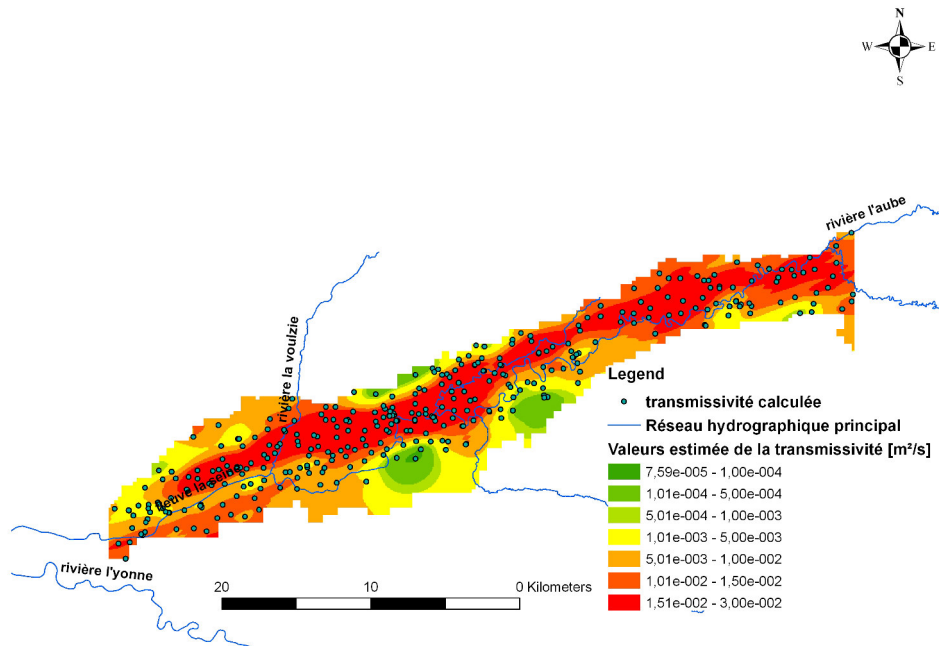


Figure 66: *Transmissivité recombinaison sur la zone de la Bassée.*

grandeur. Cela montre la robustesse de la méthodologie d'inversion, qui quel que soit le champ germe converge vers un résultat similaire. Ainsi, l'inversion de la transmissivité a-t-elle permis de définir de manière fine les hétérogénéités à l'échelle locale en prenant en compte les flux régionaux alimentant la plaine alluviale, via l'emboîtement du modèle local.

### 3.2.3 *Changement d'échelle des hétérogénéités locales à l'échelle du modèle Marne-Loing*

Une fois les modèles calibrés aux différentes échelles et les hétérogénéités locales définies, une simulation à l'échelle intermédiaire, prenant en compte les phénomènes locaux, a été réalisée à partir des transmissivités locales déterminées par inversion et des paramètres de surface régionaux. Ces paramètres permettent au modèle intermédiaire d'assurer une homogénéisation des flux entre le modèle régional et intermédiaire (via la recharge) mais aussi d'assurer la prise en compte des dynamiques locales (via la prise en compte des hétérogénéités locales).

Les paramètres de surface sont définis à résolution fixe, il n'y a pas de changement d'échelle à réaliser sur ces paramètres. Le changement d'échelle des paramètres souterrains a été réalisé de manière heuristique. Pour cela nous avons supposé les écoulements strictement horizontaux et les lignes de courant parallèle. Dans ces conditions, la transmissivité équivalente équivaut à la moyenne harmonique des transmissivités locales (Renard, 1997; Labarthe et al., 2013).

La transmissivité équivalente est définie de la manière suivante :

$$T_{eq} = \left( \frac{1}{V} \int_V T(i)^{-1} dV \right)^{-1} \quad (17)$$

Avec  $T_{eq}$  la transmissivité équivalente,  $V$  le volume de la maille équivalente et  $T(i)$  la transmissivité locale.

Le changement d'échelle des transmissivités locales induit un lissage des hétérogénéités (Fig. 68). Cependant, des contrastes de plus grandes extensions restent identifiables, notamment au centre de la plaine alluviale, le long du réseau hydrographique et sur les bordures du corridor alluvial, au niveau des coteaux.

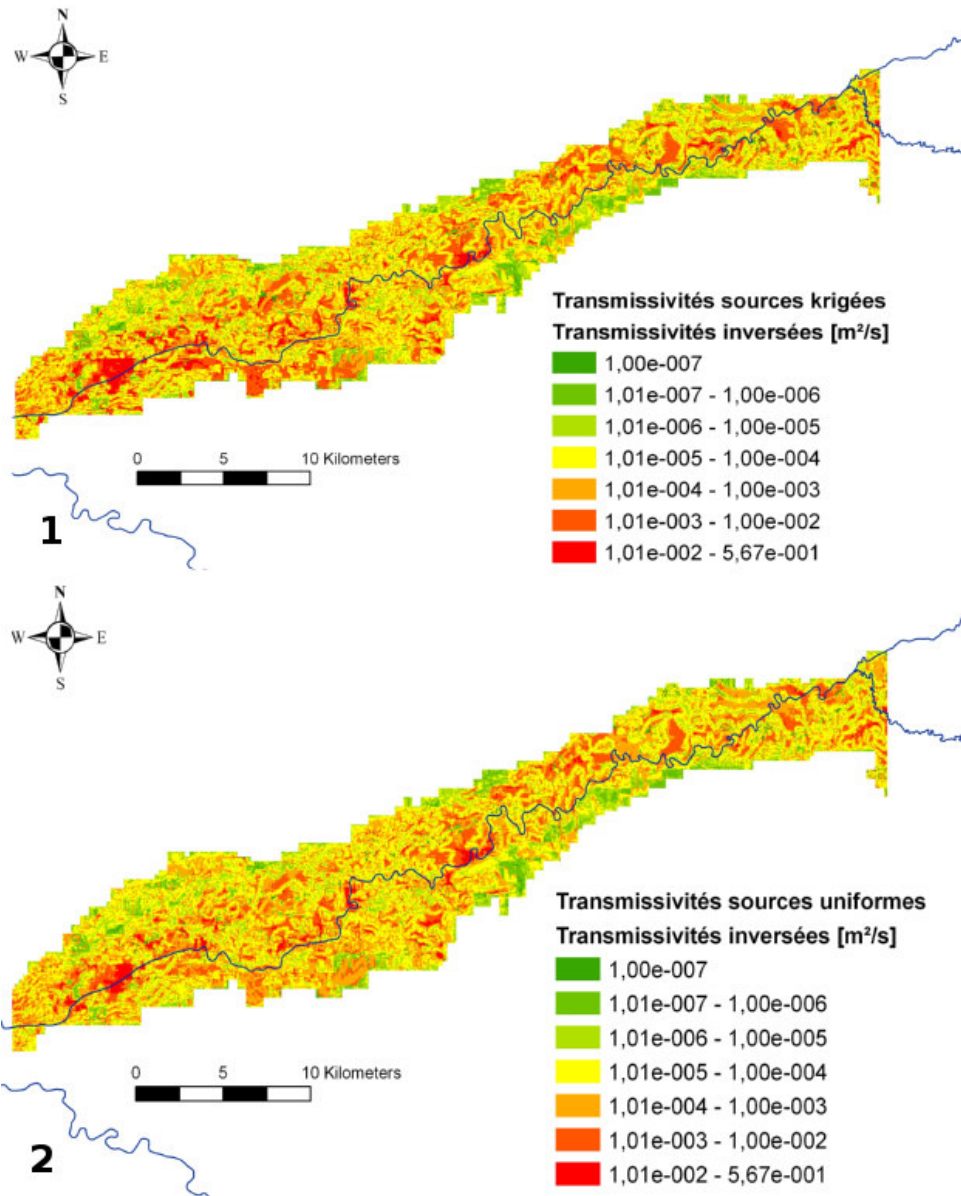


Figure 67: Carte des transmissivités inversées 1) avec un champ germe krigé et 2) avec un champ germe uniforme.

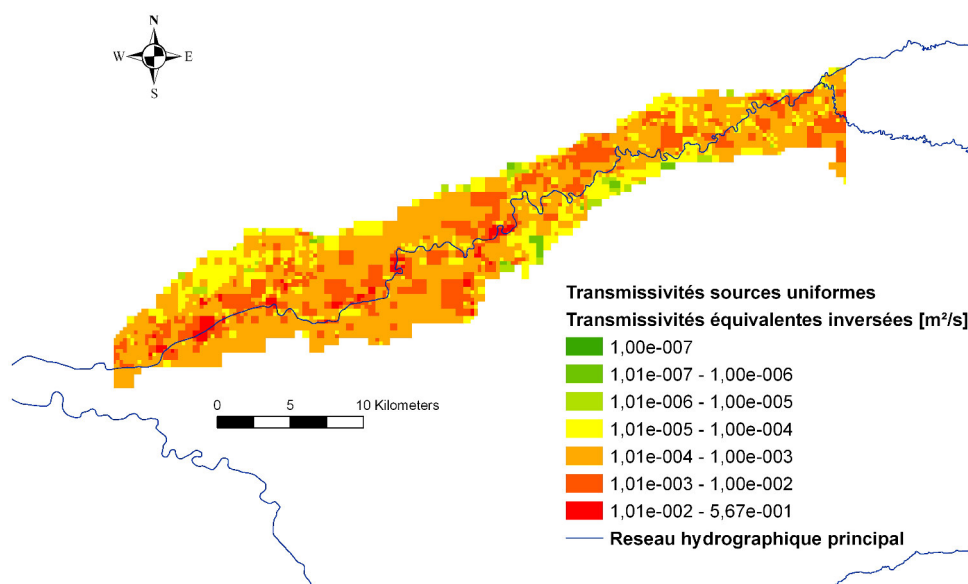


Figure 68: Carte des transmissivités équivalentes.

### 3.3 Modélisation multi-échelle : simulations et résultats

Le changement d'échelle effectué, une simulation a été réalisée sur 17 ans (1990-2007) à l'aide du modèle intermédiaire. Labarthe et al. (2013) ont quantifié les échanges nappe-rivière sur le modèle Marne-Loing. Les paramètres souterrains et les coefficients d'échange nappe-rivière du modèle Seine avaient été préalablement introduits dans le modèle intermédiaire. La simulation a été réalisée avant l'implémentation explicite des plaines alluviales. Cette simulation, ayant permis la quantification des échanges nappe-rivière du modèle Marne-Loing, est nommée, par la suite, simulation initiale.

#### 3.3.1 Comparaison de la simulation initiale et multi-échelle

Afin de comparer la simulation initiale et la simulation multi-échelle les critères de simulation des 6 piézomètres alluviaux sur la zone de la Bassée ont été calculés (tableau 6 et tableau 7). La comparaison des résultats initiaux à ceux de la simulation multi-échelle, indique une amélioration de l'estimation de la transmissivité pour cette dernière. En effet, l'ensemble des piézomètres de la simulation multi-échelle présente une diminution du biais entre la charge piézométrique simulée et observée. De plus, la dynamique de la charge piézométrique est aussi mieux reproduite. En effet, on note une réduction globale de la RMSE. Un seul piézomètre ne présente pas une diminution du biais et de la RMSE. Il s'agit du piézomètre 02606X0120 situé en bordure de plaine alluviale, où la piézométrie de référence est moins bien reproduite. Cela montre la forte influence de la piézométrie de référence sur la validité des résultats d'inversion du champ de transmissivités, qui peut induire des erreurs locales de la charge simulée.

#### 3.3.2 Re-estimation des échanges nappe-rivière à l'aide du modèle local

La simulation multi-échelle (réalisée sur 17 ans 1990-2006) a permis de quantifier les échanges nappe-rivière sur la zone de la Bassée (Fig. 69). Les échanges nappe-rivière sont strictement exfiltrants sur la Bassée, soulignant le caractère drainant de la Seine dans la plaine alluviale. Toutefois, les échanges moyens sont

NAME	obs Stat			Simulation initiale						
	nobs	obs.sd	obs.mean	simul.mean	simul.sd	sd.r	fluct.sd.r	corr	bias	rmse
02605X0062	3880	0.31	53.84	52.19	0.42	1.33	1.3	0.4	-1.59	1.64
02606X0112	3557	0.2	55.45	54.3	0.1	0.47	0.44	0.23	-1.15	1.17
02606X0120	3482	0.42	55.41	54.68	0.17	0.41	0.44	0.58	-0.69	0.77
02606X0125	3327	0.27	56.09	54.32	0.02	0.07	0.07	-0.02	-1.71	1.73
02606X1013	3922	0.88	61.26	59.12	0.93	1.06	1.00	0.39	-2.04	2.27
02953X0089	3570	0.47	49.66	48.52	0.15	0.32	0.55	0.47	-0.97	1.06

Tableau 6: Résultats de simulation initiale sur les piézomètres alluviaux de la Bassée

NAME	obs Stat			Simulation Multi-échelle						
	nobs	obs.sd	obs.mean	simul.mean	simul.sd	sd.r	fluct.sd.r	corr	bias	rmse
02605X0062	3880	0.31	53.84	53.34	0.46	1.49	1.41	0.27	-0.45	0.66
02606X0112	3557	0.2	55.45	55.74	0.24	1.17	1.13	0.22	0.29	0.4
02606X0120	3482	0.42	55.41	56.6	0.37	0.88	0.92	0.5	1.23	1.29
02606X0125	3327	0.27	56.09	55.93	0.26	0.95	0.89	-0.02	-0.1	0.39
02606X1013	3922	0.88	61.26	60.96	0.48	0.55	0.48	0.48	-0.2	0.8
02953X0089	3570	0.47	49.66	48.82	0.28	0.61	0.88	0.37	-0.67	0.81

Tableau 7: Résultats de simulation multi-échelle sur les piézomètres alluviaux de la Bassée

faibles. Néanmoins, la modèle met en évidence la présence de "hot-spot", le long du cours d'eau en aval et au centre de la plaine alluviale, où les échanges peuvent atteindre 50 l/s en moyenne. Ces zones de forts échanges sont à corrélérer avec la carte de transmissivité inversée (Fig. 68). En effet, ces zones d'échanges intenses sont situées au niveau des zones de fortes transmissivités qui constituent ainsi des lieux d'échanges ponctuels privilégiés.

L'intensité de l'alimentation de la Seine par l'aquifère alluvial de la Bassée est estimée à  $2.25 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , soit environ 2.6% du débit moyen à Bazoches, situé à l'exutoire de la Bassée, après la confluence de la Seine et de l'Yonne.

La ré-estimation des échanges nappe-rivière à l'aide du modèle local est comparée à la quantification des échanges nappe-rivière réalisée initialement, avant la re-calibration du bilan hydrique de surface, et l'implémentation des plaines alluviales (Fig. 70). Ces modifications entraînent une augmentation des échanges nappe-rivière simulés au niveau de la Seine. Ailleurs, la répartition des échanges n'est que peu modifiée. On note toutefois une inversion du contexte hydro(géo)logique sur deux cours d'eau amont. Ces deux cours d'eau, dans un contexte drainant dans la configuration initiale, sont alimentés par la nappe après implémentation des plaines alluviales. Ce changement de configuration peut être dû à un changement de la piézométrie dans l'aquifère de la Craie induit par l'implémentation de la plaine alluviale.

Néanmoins, les échanges nets sont comparables entre les deux simulations (tableau 8). Toutefois, l'implémentation des plaines alluviales dans le modèle entraîne une augmentation conjointe des débits infiltrés et exfiltrés sur le modèle intermédiaire. Les échanges cumulés sont donc fortement augmentés par la simulation multi-échelle (environ 30% d'augmentation). Ces résultats sont en accord avec les travaux de [Mouhri et al. \(2014\)](#) qui soulignent une augmentation de l'estimation des débits échangés cumulés entre la nappe et la rivière, lors du changement d'échelle de la quantification des échanges nappe-rivière de l'échelle locale (échelle du site

Multi-échelle				Initial			
$Q_{inf}$	$Q_{exf}$	$Q_{net}$	$Q_{cumul}$	$Q_{inf}$	$Q_{exf}$	$Q_{net}$	$Q_{cumul}$
5,72	31,33	25,61	37,05	2,11	26,25	24,14	28,36

Tableau 8: Comparaison des débits échangés sur le modèle intermédiaire

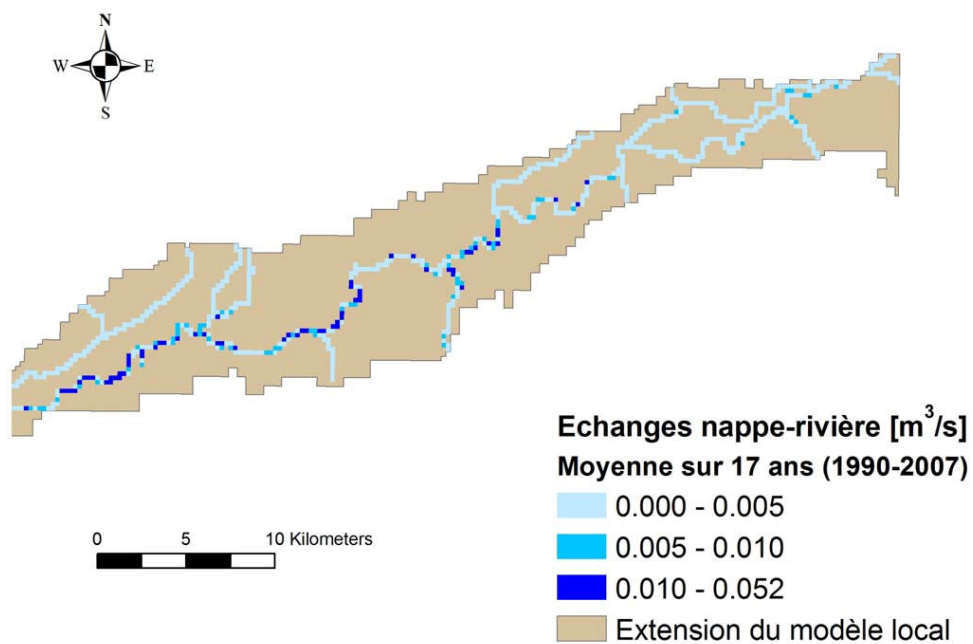


Figure 69: Carte des échanges nappe-rivière spatialisés que la plaine alluviale de la Bassée.

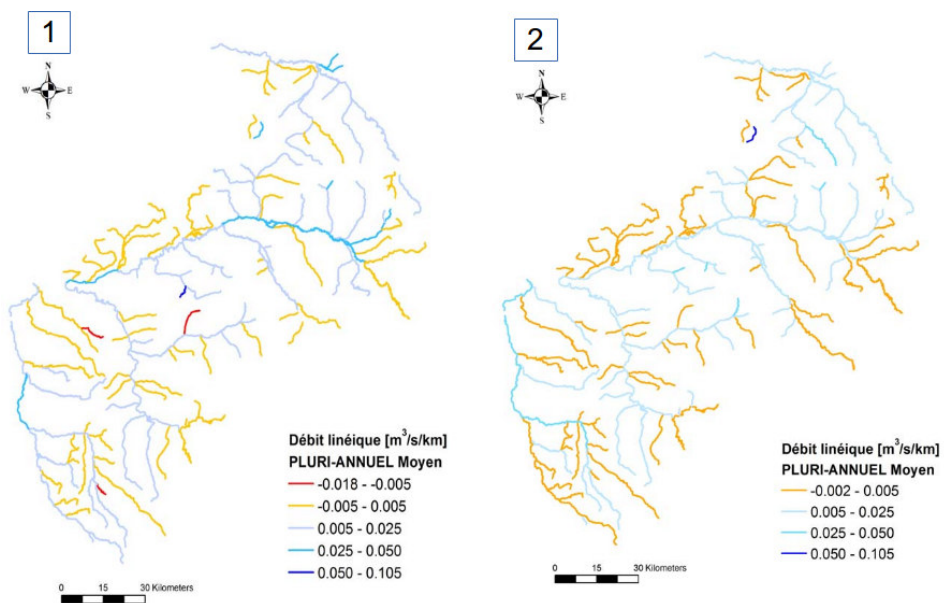


Figure 70: Comparaison des échanges nappe-rivière 1) quantifiés par simulation multi-échelle et 2) quantifiés initialement avant l'implémentation des plaines alluviales.

d'étude) à l'échelle du bassin des Avenelles. Les quantifications estimées dans ces travaux sont fortement contraintes par des observations de charges dans la rivière, la ZH et la plaine alluviale réalisées avec un pas d'acquisition de 15 min. Ceci indique que la simulation multi-échelle permet bien de répercuter la dynamique locale à l'échelle régionale et ainsi d'estimer plus finement les échanges nappe-rivière à cette échelle. Pour finir, dans l'optique d'une simulation des flux de polluants à l'échelle régionale, l'intensité des échanges (cumul des flux d'exfiltration et d'infiltration) constitue le vecteur d'échange global. Une meilleure estimation de cette intensité des échanges est primordiale pour une bonne estimation des capacités épuratoires du milieu.

## 4 Vers une première prise en compte de l'impact des gravières sur le fonctionnement hydrodynamique de la plaine alluviale de la Bassée

### 4.1 Contexte et méthodes

L'exploitation intensive des granulats, amorcée dans les années 60, a conduit à la multiplication des gravières, plans d'eau parsemant les plaines alluviales. Elles représentent jusqu'à 10% de la surface de la Bassée, entre les confluences de la Seine avec l'Aube à l'amont et l'Yonne à l'aval (Fig. 71). La nappe alluviale y joue un rôle tampon majeur entre l'aquifère régional de la craie et le réseau hydrographique. Le creusement des gravières, conduisant à une mise à nu de la nappe, est susceptible d'influencer localement la piézométrie dans la plaine alluviale (Peaudecerf, 1975), bien que le colmatage progressif de leurs berges en tempère souvent les effets (Schanen et al., 1998). Une compréhension fine des interactions entre gravières et nappe alluviale est nécessaire s'il est envisagé le suivi des gravières comme indicateur de l'état des ressources en eau dans la plaine. Leur superficie et leur nombre leur confèrent en effet une visibilité sans égal à l'échelle de la plaine de la Bassée, notamment dans l'hypothèse d'un suivi par altimétrie satellitaire type SWOT (Surface Water and Ocean Topography, cf. Biancamaria et al. (2010); Rodríguez (2014)).

Il existe cependant peu d'études dans la littérature visant à quantifier l'impact hydrodynamique des gravières sur leur plaine alluviale (Schanen, 1998; Arnold et al., 2001; Mimoun, 2004; Smerdon et al., 2012). Ont été développés en revanche, au sein des modèles hydrogéologiques, des modules équivalents simulant les interactions entre lac et aquifère (Merritt and Konikow, 2000; Smerdon et al., 2007).

Dans l'optique de se doter à moyen terme d'un tel module de représentation explicite des gravières au sein de la plate-forme de modélisation, des travaux préliminaires ont été entrepris (Gueho, 2014). Sous la forme de modélisations hydrodynamiques simplifiées, sur des cas tests et des applications restreintes à la zone aval de la Bassée, ils visent à juger principalement de l'influence des gravières sur la piézométrie locale. Les simulations ont été mises en œuvre à l'aide du modèle d'écoulement souterrain MODFLOW-96 (Harbaugh and McDonald, 1996), utilisé via l'interface graphique PMWIN (Processing Modflow for Windows, Chiang and Kinzelbach, 2005), au sein duquel divers moyens de représentation hydrodynamique d'une gravière, en particulier d'une gravière colmatée, ont été préalablement examinés. Sur la base d'un cas théorique simple de nappe alluviale, l'impact sur la piézométrie de la géométrie, du morcellement et de l'orientation des gravières par rapport à l'écoulement a été évalué de façon systématique et comparé aux hypothèses de la littérature (Peaudecerf, 1975). Plusieurs applications ont enfin été réalisées sur la zone aval de la Bassée, entre Bray-sur-Seine et Montereau-Fault-Yonne, qui présente la plus grande concentration en gravières de la plaine. Ce secteur fait par ailleurs partie du système d'observation de la Bassée déployé au cours de la phase 6 de ce programme. Deux des trois transects qui y ont été installés (Fig. 71) comprennent en particulier 4 points de mesure du niveau d'eau en gravière, conjointement aux mesures piézométriques (craie, alluvions) et en rivière (Seine, Vieille Seine, bras mort de la Seine, Yonne). Les capteurs n'ayant été mis en place que récemment, les mesures qu'ils délivrent seront exploitées ultérieurement. Les gravières d'Egigny et de Vimpelles (figures 72 et 73) ont en revanche été suivies en détail au cours des travaux de thèse de Schanen (1998). Un zoom sur ce secteur a ainsi été réalisé dans le cadre de ce travail (Gueho, 2014).

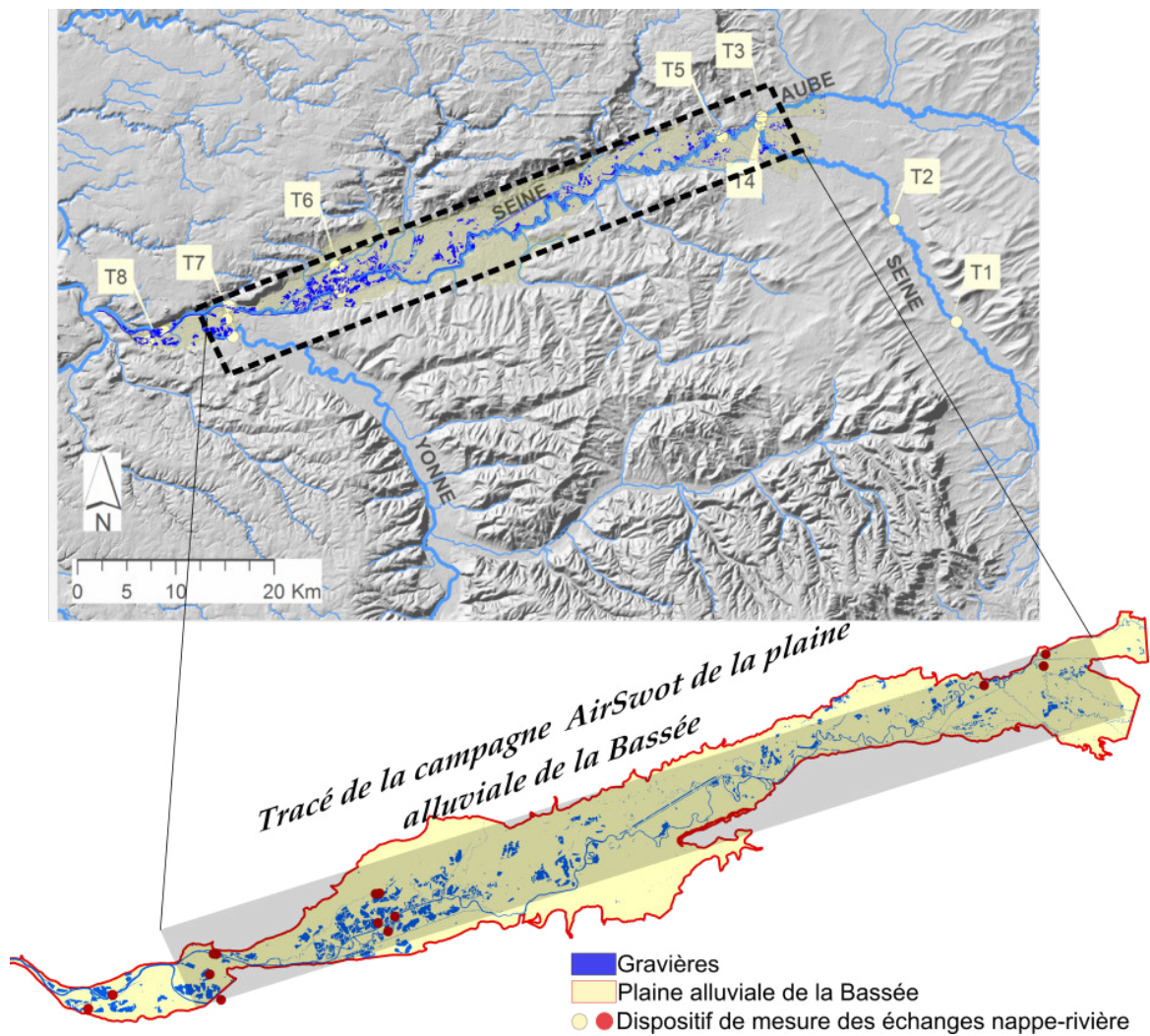


Figure 71: Contours de la plaine alluviale de la Bassée et localisation des gravières. Emplacement des dispositifs de mesure des échanges de flux entre la surface et le souterrain.

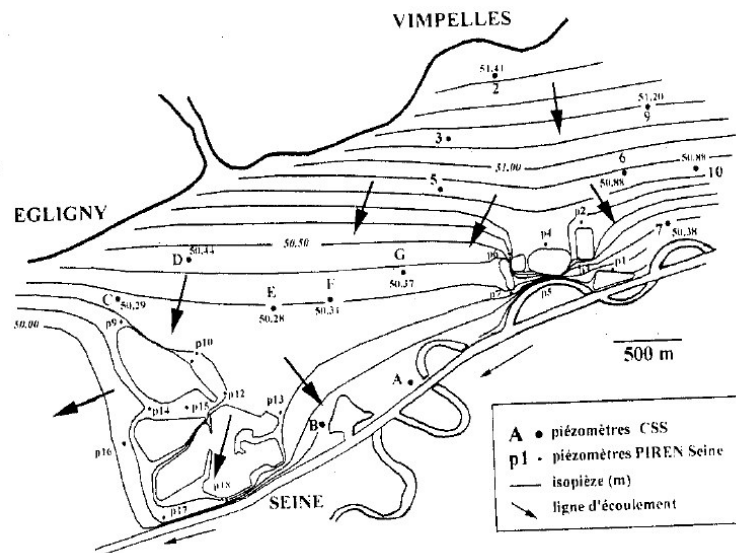


Figure 72: Piézométrie de la nappe en rive droite de la Seine en octobre 1995, dans les secteurs d'Egligny et de Vimpeles : influence des gravières sur l'écoulement local (Schanen, 1998).

## 4.2 Quelques résultats à l'aval de la Bassée

La construction d'un modèle local circonscrit à la zone aval de la Bassée s'est appuyée sur le modèle de plaine alluviale développé dans le cadre de ce programme (section 3.2.2, p.77), avec pour intérêt d'en extraire les paramètres hydrodynamiques et conditions aux limites (Fig. 73). Les coteaux crayeux, situés de part et d'autre de la plaine et recouverts d'alluvions anciennes perchées, ont cependant été ignorés dans cette étude. Les deux cours d'eau principaux traversant la plaine dans le secteur d'étude sont la Seine au sud et la Vieille Seine au nord.

Le modèle local reproduit le maillage mis en place dans le modèle de toute la plaine alluviale, avec des mailles de 62,5 m de côté. Du Modèle Numérique de Terrain à un pas de 25 m et de l'estimation par krigeage de l'épaisseur des alluvions dans la plaine (Turko, 2013), ont été déduits le toit et le mur de l'aquifère. Les hétérogénéités locales de la plaine, telles que calculées selon la méthode d'inversion par itération des paramètres souterrains (section 3.2.2, p.82), n'ont ici pas pu être prises en considération. La validation de la méthode était encore en cours à l'heure de la réalisation de ce travail. Le champ de transmissivité choisi est le champ germe estimé par krigeage et déterminé dans le cadre de la procédure d'inversion (Fig. 66, p.83). De même, les flux régionaux alimentant la plaine alluviale issus de l'emboîtement du modèle local n'étant alors point disponibles, les conditions aux limites suivantes ont été appliquées : 1) une recharge homogène de  $10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$ , 2) des charges imposées aux contours du modèle, issues de la piézométrie de référence, de même qu'au niveau des rivières. La piézométrie dite de référence est celle obtenue par krigeage des données collectées par Mégnien (1965) en septembre 1965 et Greiner (1997) en septembre 94 (section 3.2.2, p.78). Les simulations ont été réalisées en régime permanent, pour une nappe captive.

Les travaux préliminaires de modélisation ont conduit au choix d'un moyen simple de représentation des gravières dans le modèle souterrain, en y fixant la perméabilité à une valeur de  $1 \text{ m.s}^{-1}$ , qui traduit une absence de résistance à l'écoulement au sein de la gravière. La méthode permet de s'affranchir de la nécessité de renseigner la charge dans les gravières, le niveau d'eau s'y équilibrant avec celui de la nappe. Pour rendre compte du colmatage des berges, une barrière de faible perméabilité horizontale a été employée. Le colmatage des gravières est un processus aussi bien artificiel car lié au remblaiement par les stériles que naturel, suite au vieillissement de la gravière et donc fonction de son âge. Il s'effectue par gravité et selon le sens d'écoulement des eaux

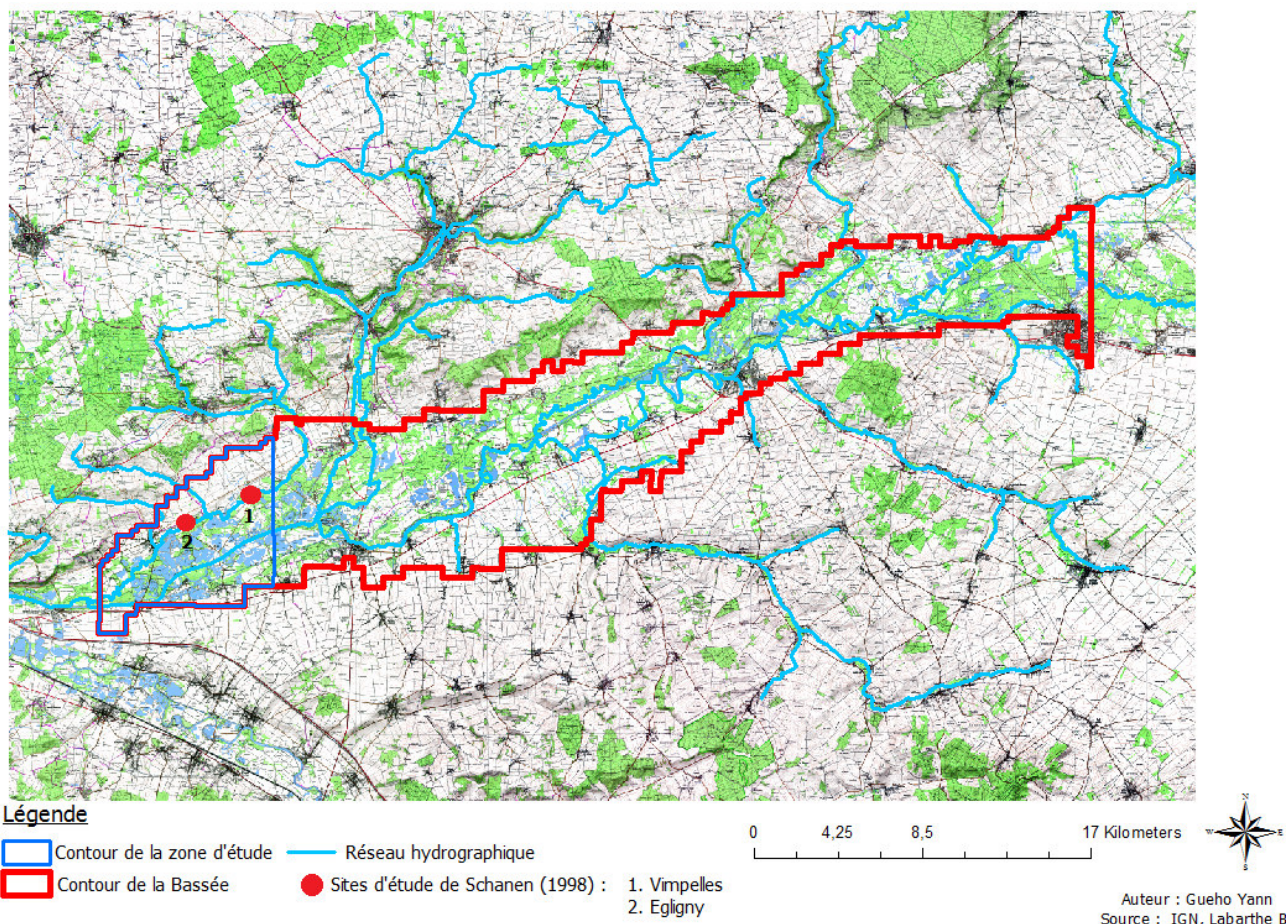


Figure 73: Délimitation de la zone d'étude au sein de la Bassée (Gueho, 2014), dont les contours correspondent ici au modèle de plaine alluviale développé dans le cadre de ce programme (section 3.2.2). Localisation des sites d'étude d'Egligny et de Vimpelles (Schanen, 1998).

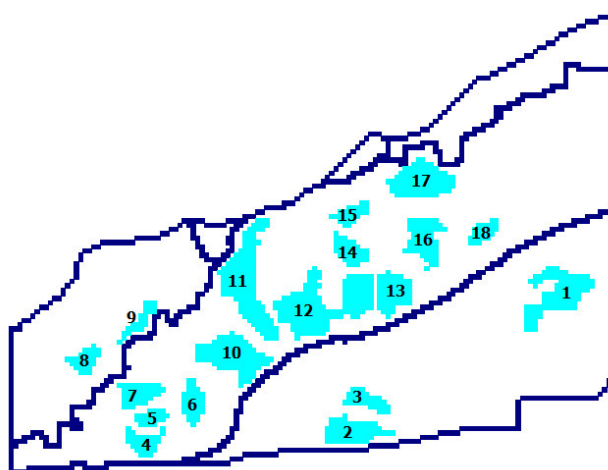


Figure 74: Localisation des gravières (en bleu clair) au sein du modèle Bassée aval (Gueho, 2014). Seules les gravières de plus de 300 m de côté ont été retenues d'après la carte IGN. En bleu foncé sont figurées les limites à charge imposée (bordure du modèle et rivières).

souterraines. Ainsi le fond et les berges aval seront-ils colmatés dans un premier temps, avant une généralisation à l'ensemble des berges. Par une méthode d'optimisation du bilan hydrologique, Schanen et al. (1998) ont estimé des transmissivités aux interfaces comprises entre  $4 \cdot 10^{-7}$  et  $8,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , dont les faibles valeurs sont caractéristiques de matériaux argileux et limoneux. En conséquence, de forts gradients piézométriques se développent à l'aval des berges colmatées (Fig. 72). Les principales gravières de la zone ont été retenues dans le modèle (Fig. 74). Les barrières de perméabilité horizontale, dont la valeur est fixée à  $10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , ont été positionnées dans la mesure du possible à l'aval des gravières et perpendiculairement au sens supposé de l'écoulement (Fig. 75).

La prise en compte des gravières dans le modèle conduit à des modifications locales des chemins d'écoulement et des gradients hydrauliques au voisinage de ces plans d'eau (Fig. 75). Elles se traduisent par une divergence des écoulements à l'amont hydraulique des gravières et un rabattement de la nappe à l'aval.

Aux alentours d'Egigny et de Vimpeles, entre la Seine et les coteaux crayeux, la réalisation d'un sous-modèle consacré à la zone d'étude de Schanen (1998) permet de détailler l'impact hydrodynamique des gravières et de reproduire les piézométries observées (Fig. 72), lorsque des charges sont imposées sur les gravières (Fig. 76).

## 5 Conclusion

Une étude de terrain combinant analyse géomorphologique, prospection par géoradar, sondage à la tarière et datation de matière organique au radiocarbone, a permis de caractériser au premier ordre la structure de la plaine alluviale de la Bassée, et les grandes étapes de sa mise en place. Sa structure est le résultat du remaniement, par un système méandrique tardiglaciaire et holocène, de nappes de graviers mise en place par un système fluvial en tresse. L'hétérogénéité sédimentaire dans le remplissage alluvionnaire est essentiellement créée par le système méandrique, par les processus de recoupement de méandres et d'abandon de chenaux par avulsion, qui permettent la préservation de bouchons argileux d'épaisseurs importantes. Des remplissages de paléo-chenaux de tailles contrastées sont identifiées sur le terrain, et reflètent la variabilité climatique au Tardiglaciaire et à l'Holocène, et l'impact des activités anthropiques sur la fin de cette période. Les résultats ébauchés sont de manière générale concordants avec les autres études régionales sur le Bassin parisien.

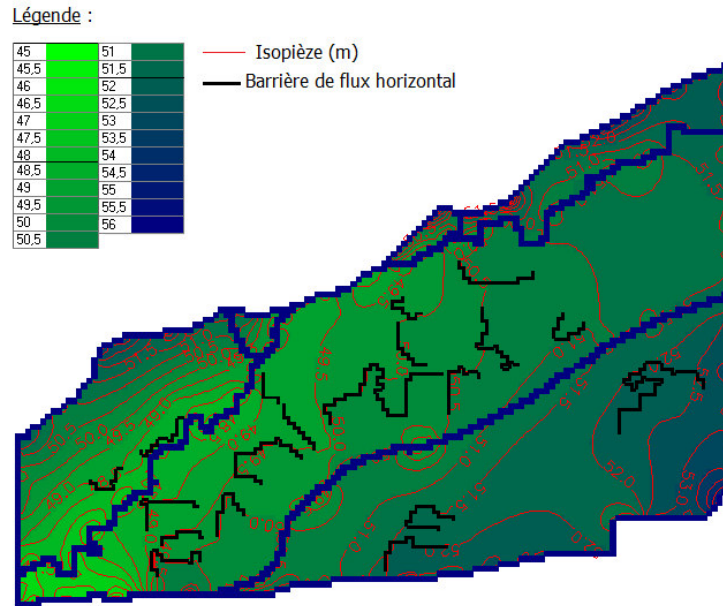


Figure 75: Piézométrie simulée (m) en présence de gravières colmatées dans la plaine alluviale à l'aval de la Bassée (Gueho, 2014).

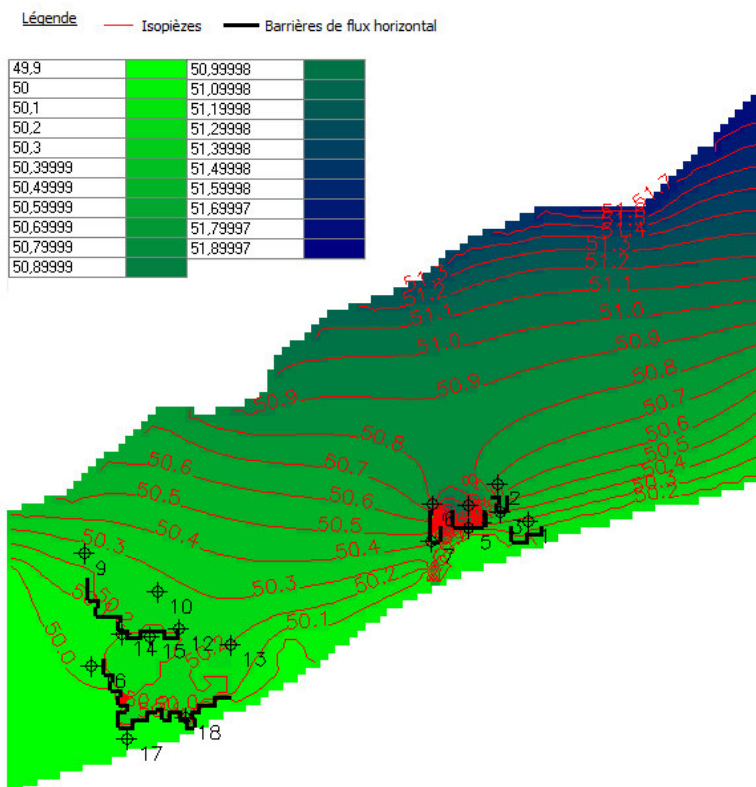


Figure 76: Piézométrie simulée (m) dans le secteur des gravières d'Egligny et de Vimpelles (Gueho, 2014), en présence de gravières dont la charge observée (octobre 1995, Schanen, 1998) a été imposée.

Afin d'interpoler les observations de terrain ponctuelles à l'échelle de la plaine alluviale de la Bassée, un modèle génétique de simulation de réservoirs chenalisés méandri-formes a été utilisé (Flumy). À partir de l'état de remplissage de la plaine alluviale à la fin du Dryas ancien (système en tresse), l'évolution du système méandri-forme est simulée par séquences, sur la base du scénario d'évolution climatique et morphologique établi grâce aux données de terrain et aux synthèses régionales. Si les résultats de la modélisation restent préliminaires, ils sont encourageants et la modélisation génétique semble être un outil adapté à ce genre de problématique.

Des résultats plus robustes pourraient être obtenus en affinant d'avantage la caractérisation des hétérogénéités sur le terrain, et plus particulièrement la profondeur des paléo-chenaux identifiés. Des prospections géophysiques par méthodes électriques et électromagnétiques sont en cours pour répondre à cette question. La réalisation d'un plus grand nombre de simulations permettrait également d'identifier des scénarios ou des jeux de paramètres plus pertinents. Enfin, les développements en cours sur le modèle Flumy permettront de réaliser prochainement des simulations prenant en compte la pente locale de la topographie dans le calcul de la migration des chenaux. Ceci améliorera le tracé en plan des méandres, en réduisant notamment leur amplitude actuellement trop grande, et favorisant d'avantage les recouvrements de méandres. La profondeur des chenaux sera variable en fonction de leur courbure et de leur position par rapport à la pente globale, introduisant d'avantage de variabilité dans les structures sédimentaires générées. Pour terminer, un travail important reste à entreprendre pour le conditionnement des simulations, et en particulier pour contraindre d'avantage la position des chenaux simulés au sein de la plaine alluviale.

Les travaux présentés dans ce rapport ont pour but d'améliorer la simulation de la dynamique des échanges des échanges nappe-rivière à l'échelle régionale. Pour cela, la dimension multi-échelle de ces échanges doit être prise en compte. En effet, les échanges nappe-rivière sont en premier lieu contrôlés par les écoulements régionaux dans les systèmes aquifères qui déterminent la quantité d'eau qui va circuler dans l'interface nappe-rivière. En second lieu, dans la plaine alluviale, la distribution spatiale fortement hétérogène de la perméabilité du lit de la rivière et du milieu poreux sous-jacent, contrôlent la dynamique des échanges nappe-rivière. Viennent ensuite la morphologie et la topographie du fond de la rivière, ainsi que la profondeur de l'aquifère alluvial et le régime hydraulique de la rivière.

La calibration multi-échelle assure, à toutes les échelles de modélisation, la définition de conditions limites uniques (recharge de surface et flux souterrains) et l'homogénéisation des paramètres physiques par changement d'échelle ("upscaling" et "downscaling"). Ainsi, l'inclusion du modèle de résolution fine dans son contexte hydro(géo)logique global a été réalisée par répercussion des conditions limites du modèle régional jusqu'au modèle local (via le modèle intermédiaire). Ceci, a permis de caractériser les hétérogénéités locales en prenant en compte les écoulements souterrains régionaux alimentant la plaine alluviale. La prise en compte, par changement d'échelle, de ces hétérogénéités par les modèles plus grossiers a affiné la simulation de la dynamique des écoulements et des échanges nappe-rivière aux échelles supérieures (Fig. 57).

L'application de cette méthodologie au secteur de la Bassée a permis une première caractérisation de l'hydrodynamique des échanges dans la plaine alluviale de la Bassée. Ainsi, dans la Bassée, la Seine est totalement alimentée par les aquifères régionaux via la plaine alluviale. La majorité de ces échanges s'établissent au niveau de zones d'échanges privilégiés ("hot-spot"), caractérisées par une plus forte transmissivité de la plaine alluviale. De plus, la comparaison des flux échangés entre les aquifères et la rivière, simulés par modélisation multi-échelle, et simulés par modélisation du modèle Marne-Loing sans définition explicite des plaines alluviales, montre des différences importantes. En effet, même si les flux nets échangés entre les aquifères et les rivières ne sont pas modifiés (ie les échanges globaux ne sont pas modifiés), on note une augmentation, d'environ 30%, de l'intensité des flux échangés, qui rend compte de la disponibilité des polluants aux processus biochimiques et géochimiques ayant lieux à l'interface nappe-rivière. Une meilleure restitution de l'intensité des flux à l'interface nappe-rivière est donc primordiale pour la simulation des processus bio(géo)chimiques.

Pour finir l'influence des gravières sur les écoulements a aussi fait l'objet d'une étude préliminaire. Les résultats de ces travaux témoignent de la possibilité de simuler, à l'aide d'un modèle simple, les interactions entre gravières et nappe afin d'en déduire les impacts piézométriques. Ils soulignent le rôle tampon joué par les matériaux peu perméables colmatant les berges des gravières. La souplesse du procédé employé a permis de simuler conjointement les niveaux d'eau dans la nappe et les gravières. Néanmoins le développement prochain d'un module de simulation explicite des gravières, avec prise en compte des échanges avec l'atmosphère et le souterrain, devrait permettre d'en affiner la représentation et d'envisager des simulations en régime transitoire tenant compte de l'influence de conditions climatiques variables. Des applications à l'échelle de l'ensemble de la plaine de la Bassée et tenant compte des hétérogénéités locales sont prévues dans un futur proche. Elles seront efficacement complétées par le dispositif d'observation hydrodynamique de la plaine actuellement en place.

## **6 Remerciements**

Ce travail est co-financé par le projet TOSCA SWOT "Intérêt des données SWOT pour l'hydrologie et l'hydrodynamique à l'échelle régionale". Un grand merci à toutes les personnes qui ont contribué aux nombreuses campagnes de terrain, à la fabrication des différents dispositifs expérimentaux, et aux simulations numériques.



# Quantifier les échanges nappe-rivière depuis l'échelle locale<sup>1</sup> jusqu'à l'échelle du petit bassin-versant

Agnès Rivière<sup>1,\*</sup>, Amer Mouhri<sup>1</sup>, Ludovic Bodet<sup>2,\*</sup>, Patrick Ansart<sup>3</sup>, Aurélien Baudin<sup>1</sup>, Asma Berrhouma<sup>1</sup>, Noelia Carrillo<sup>1</sup>, Hervé Chauris<sup>1</sup>, Emmanuel Cocher<sup>1</sup>, Karina Cucchi<sup>5</sup>, Edmée Cuisinier<sup>1</sup>, Véronique Durand<sup>4</sup>, Chantal de Fouquet<sup>1</sup>, Patrick Goblet<sup>1</sup>, Gaghik Hovhannissian<sup>6</sup>, Anne Jost<sup>2</sup>, Baptiste Labarthe<sup>1</sup>, Nelly Martineau<sup>1</sup>, Sylvain Pasquet<sup>2</sup>, Fayçal Rejiba<sup>2</sup>, Yoram Rubin<sup>5</sup>, Gaëlle Tallec<sup>3</sup>, Nicolas Flipo<sup>1,\*</sup>

<sup>1</sup> MINES ParisTech, PSL - Research University, Centre de Géosciences, 77 305 Fontainebleau

<sup>2</sup> Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, CNRS, EPHE, UMR 7619 Metis, 75252 Paris

<sup>3</sup> IRSTEA, UR HBAN, 92761 Antony

<sup>4</sup> Univ Paris-Sud/CNRS, UMR 8148 IDES, 91405 Orsay

<sup>5</sup> University of California, Department of Civil and Environmental Engineering, Berkeley

<sup>6</sup> IRD, UMR 242 IESEP, 93143 Bondy

\* agnes.riviere@mines-paristech.fr, ludovic.bodet@upmc.fr, nicolas.flipo@mines-paristech.fr

## Sommaire

1	Le bassin de l'Orgeval (GIS ORACLE) . . . . .	98
2	Inscrire le réseau hydrographique dans son contexte géologique . . . . .	98
3	Mise en place du dispositif MOLONARI (MONitoring-LOCAL des échanges NAppe-rivière) . . . . .	105
4	Quantification des flux locaux par inversion du signal thermique . . . . .	106
5	Cohérence des flux à l'échelle du bassin versant . . . . .	117
6	Conclusion . . . . .	125
7	Remerciements . . . . .	126

La question de la quantification des flux d'eau (et indirectement de polluants) échangés au cours du temps, entre les nappes et les rivières est aujourd'hui un enjeu capital et nécessaire pour aboutir à une compréhension approfondie du fonctionnement hydrologique du bassin et des processus dynamiques au niveau de l'interface nappe-rivière. Dans le cadre des travaux de la phase 6 du PIREN SEINE la méthodologie MIM (Mesure-Interpolation-Modélisation, Fig. 2, p.6). Ce chapitre rappelle les différentes étapes de travail qui ont abouti à une meilleure compréhension des échanges nappe-rivière depuis l'échelle locale, jusqu'à l'échelle du petit bassin versant des Avenelles. Sont successivement décrits, l'implantation d'un dispositif de suivi en continu des échanges nappe-rivière, les mesures des propriétés hydrodynamiques de la zone hyporhéique (ZH), les estimations de flux, la compréhension du fonctionnement hydrogéologique du bassin, ainsi que les premières modélisations hydrologique-hydrogéologique couplées. Ces travaux ont été co-financé par l'ONEMA dans le cadre du projet NAPROM (NAPpe-Rivière : Observation, Modélisation)

<sup>1</sup>Pour citer cet article : Rivière, A., Mouhri, A., Bodet, L., Ansart, P., Baudin, A., Berrhouma, A., Carrillo, N., Chauris, H., Cocher, E., Cucchi, K., Cuisinier, E., Durand, V., de Fouquet, C., Goblet, P., Hovhannissian, G., Jost, A., Labarthe, B., Martineau, N., Pasquet, S., Rejiba, F., Rubin, Y., Tallec, G., Flipo, N. (2016), Quantifier les échanges nappe-rivière depuis l'échelle locale. Dans "Interfaces Nappe-Rivière", PIREN Seine, Rapport de synthèse 2011-2015

## 1 Le bassin de l'Orgeval (GIS ORACLE)

Le bassin expérimental de l'Orgeval est affecté par un climat océanique tempéré avec une pluviométrie moyenne annuelle de 700mm. Il est représentatif, à la fois des pratiques agricoles sur le bassin de la Seine (type grandes cultures) et aussi de la géomorphologie des bassins incisés propres à l'hydrosystème Seine sur sa zone centrale où les formations tertiaires de l'Oligocène (aquifère de Brie) et de l'Éocène (calcaires du Champigny) sont affleurantes dans les vallées. Sur le plan hydrogéologique, le bassin de l'Orgeval est influencé par un système aquifère multi-couche (Figure 2), qui est composé de deux principales formations géologiques: l'oligocène et l'Éocène. Ces deux unités aquifères sont séparées par un aquitard argileux. Le bassin est recouvert de dépôts éoliens quaternaires, essentiellement constitués de lentilles de sable et de limon peu perméables. L'Oligocène est constitué par la nappe des calcaires de Brie. Celle-ci représente un aquifère libre dont le mur est constitué par des argiles vertes quasiment imperméables (Mégny, 1970). L'Éocène supérieur est représenté par la nappe du calcaire de Champigny. Celle-ci constitue un aquifère de perméabilité de fissure, recouvert sur les plateaux par le manteau des argiles vertes. Cette nappe est généralement libre, bien que coiffée d'une couche argileuse. Elle est alimentée par les flancs de vallées et localement par les zones poreuses et les gouffres (Campinchi and Morisseau, 1983).

Sur le plan expérimental, le corridor de la vallée des Avenelles a été sélectionné pour l'implantation le dispositif expérimental. Ainsi, les cinq sections de rivière choisies dans cette étude représentent différents types de connectivité (validées par carottage) entre le cours eau et les aquifères (Figure 77):

- les sections amont 1 et 2 sont en connexion avec la formation de Brie,
- la section 3 est en connexion avec les argiles vertes, mais avec une présence d'une nappe 'latérale' dans le remplissage par des colluvions et par des résidus de la formation des argiles à meulière de la vallée incisée,
- la section 4 est en contact avec les marnes supragypseuses et avec les colluvions dont la connexion avec les calcaires de Champigny reste à caractériser,
- la section 5 en aval du bassin des Avenelles en contact avec l'aquifère inférieur du Champigny. Cette section constitue le dernier point du dispositif et est en cours d'installation.

Le dispositif de mesure multi-échelle est déployé sur une longueur de 6 km de réseau hydrographique. Chaque section est instrumentée par une station locale de monitoring hydro-thermique MOLONARI (MONitoring-LOCAL des échanges NAppe-Rivière)

## 2 Inscrire le réseau hydrographique dans son contexte géologique

### 2.1 Structure tabulaire des aquifères du bassin

Caractériser finement les variations spatiales de lithologie entre piézomètres et la géométrie des systèmes aquifères à l'échelle du bassin reste une tâche délicate, mais essentielle pour contraindre les modèles hydrologiques. La structure souterraine du bassin a été définie grâce à plusieurs campagnes d'imagerie géophysique (Figure 78). Ces prospections (électriques et électromagnétiques) ont permis de mieux délimiter les structures géologiques des unités aquifères et de caractériser leur connectivité locale avec les cours d'eau. L'utilisation combinée de tomographies de résistivités électriques (ERT) et des sondages TDEM (sondages électromagnétiques dans le domaine temporel) ont permis d'améliorer la description de la géologie de surface et des deux aquifères sous-jacents (formation de Brie et calcaires du Champigny) (Mouhri et al., 2012).

Les sondages TDEM ont été réalisés sur un transect, de 1 km, du plateau au ru des Avenelles (Figure 78). La technique TDEM est rapide, mais nécessite une validation par des prospections électriques (plus lourdes à met-

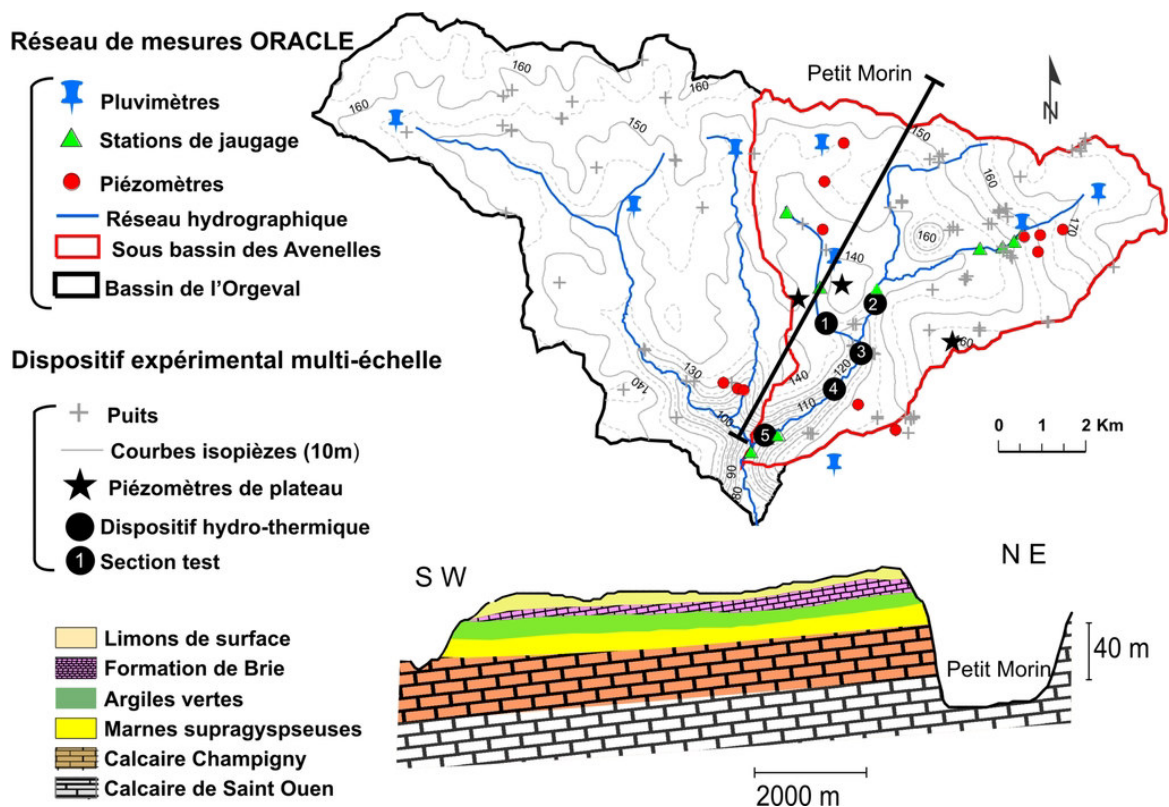


Figure 77: Dispositif expérimental multi-échelle imbriqué dans le réseau de mesure ORACLE du bassin de l'Orgeval (Mouhri et al., 2013).

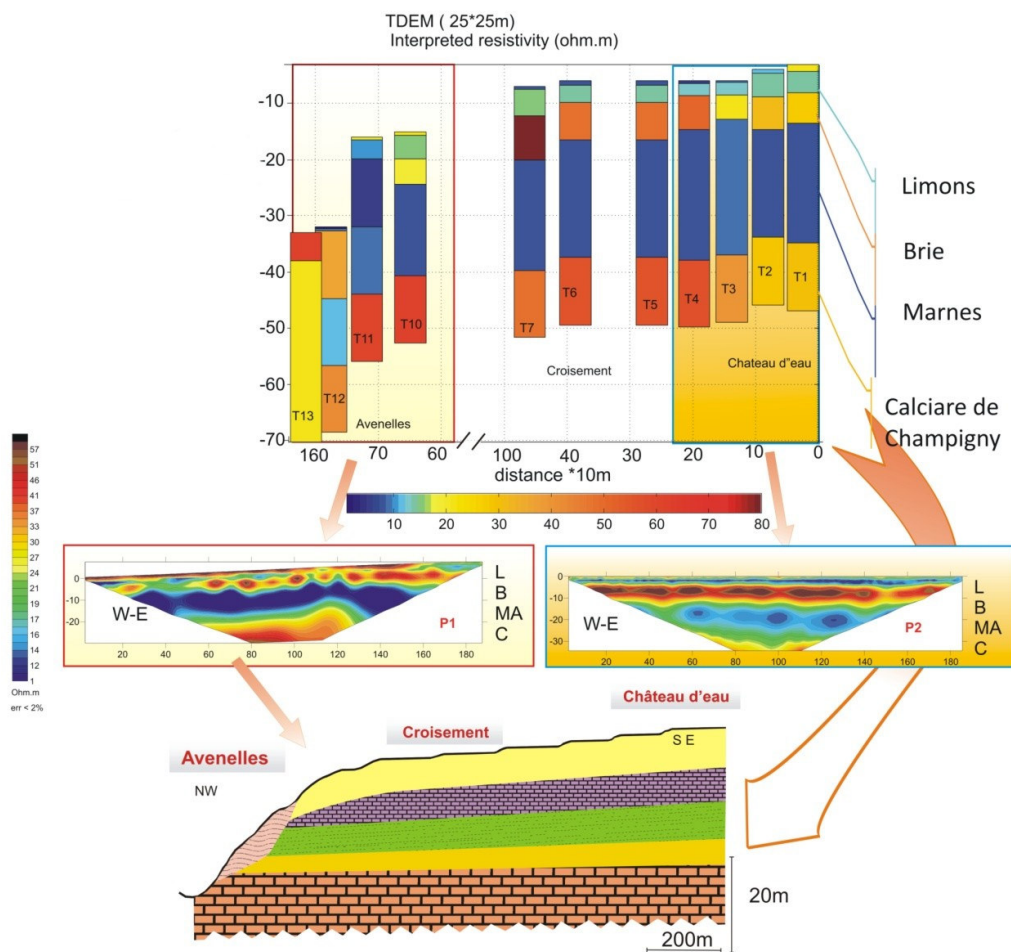


Figure 78: Détermination de la structure géologique à grande échelle par les méthodes géophysiques A) les sondages électromagnétiques dans le domaine temporel(TDEM), B) sondages électriques et des tomographies de résistivité électrique (ERT), schéma interprétatif des faciés observés par les deux méthodes.

tre en œuvre) insensibles aux perturbations de surface. Deux autres sondages ERT de 200 m ont été effectués à proximité des forages du Château d'eau et celui des Avenelles (Figure 78). Ces deux panneaux électriques, effectués le long du profil des sondages TDEM, ont été réalisés selon le dispositif wenner schlumberger avec un écartement entre électrodes de 4 m. Les log stratigraphiques au droit des piézomètres ont confirmé les inversions des enregistrements de terrain et ont permis d'identifier les signatures géophysiques des différentes entités en place (Figure 78). L'ERT est présentée sous la forme d'une image (ici en 2D) des résistivités du sous-sol obtenues après inversion des valeurs de résistivités apparentes mesurées en combinant des sondages électriques verticaux à un profilage. La dynamique des échelles de couleurs représentant la résistivité électrique ERT est cohérente avec les données TDEM. Les résultats montrent un fort contraste entre les argiles vertes et marnes (faible résistivité) et les formations dures (fortes résistivités) qui correspondent à la formation de Brie et au calcaire de Champigny. Ils confirment également la présence des différentes entités géologiques décrites précédemment avec une structure tabulaire. Les épaisseurs des couches observées (limons, formation de brie, argile et marne, et calcaire de Champigny) correspondent globalement à celles décrites dans les logs de la base de données sous-sol du BRGM. Ces mesures mettent en évidence le contact de la formation de Brie avec les limons de plateau et l'affinement de l'épaisseur jusqu'à la disparition de cette formation en se rapprochant de ru des Avenelles (Figure 78). Il convient de noter qu'en TDEM, les mesures (valeurs de résistivités) ont une sensibilité plus faible qu'en tomographie électrique pour les terrains superficiels, ainsi que pour les terrains très résistants électriquement (i.e. Brie et Champigny).

## 2.2 Identification des contacts rivière-aquifère

La nature de la connectivité hydraulique entre la rivière et l'aquifère et la structure et la stratigraphie au niveau de la zone hyporhéique ont été décrites par des investigations géophysiques et les campagnes de carottage. Quatre sites ont fait l'objet de campagnes d'investigation géophysique à l'aide de tomographies de résistivité électrique de 200 m de long et une profondeur d'environ 20 m. La résolution spatiale associée à l'écartement des électrodes (4 m) ne permet pas de distinguer des horizons de puissance inférieure à 2-3m (Figure 79). Les tomographies latérales et transversales réalisées sur les berges de la rivière ont ainsi permis de localiser les zones potentielles d'échanges nappe-rivière à l'échelle du réseau hydrographique d'une longueur de 3.2 km.

Sur l'ensemble des profils, on retrouve la structure et les entités géologiques observées au niveau du plateau (Figure 78) avec la disparition de la formation de Brie aux points intermédiaire (PZPS7) et aval (PZPS). Les deux points amont (PZPS2 et PZPS5) sont caractérisés par de fortes résistivités électriques en surface. Ceci traduit une connectivité de la rivière avec la formation de Brie. Le profil point intermédiaire (PZPS7) montre de faibles résistivités électriques en surface, traduisant que le cours d'eau s'écoule sur le substrat imperméable des argiles vertes. Enfin, le profil de la section aval présente de plus fortes résistivités qui semblent associées au calcaire dur du Champigny.

Seize carottages ont été réalisés :

- trois de 12 à 18 m au niveau du plateau (jusqu'aux argiles vertes qui constituent le mur de la nappe de Brie),
- treize de 3 à 4 m en bordure de rivière (jusqu'au moins à 1 m sous le niveau relatif du niveau d'eau de la rivière).

Les carottages ont été exécutés par une sondeuse hydraulique équipée d'une couronne en diamant de l'entreprise GINGER CEBTP. Pour les passages dans les meulière dures (difficilement carottables), un tricéne à billes de carbure de tungstène a été utilisé. La précision verticale du carottage utilisant un tricéne est estimée de 30 - 40 cm suivant la profondeur de creusement. La présence des blocs de meulière dures et qui s'éboulent au passage de la foreuse a nécessité de forer en destructif à 100 mm avec tubage à l'avancement. Au cours des 8 sondages, il a été prélevé des échantillons intacts des limons de plateau (6 m) et de bloc de meulière siliceuse (2 m seulement) au carottier sous gaine. 3 sondages ont été réalisés au niveau du plateau (PZPS1= 12

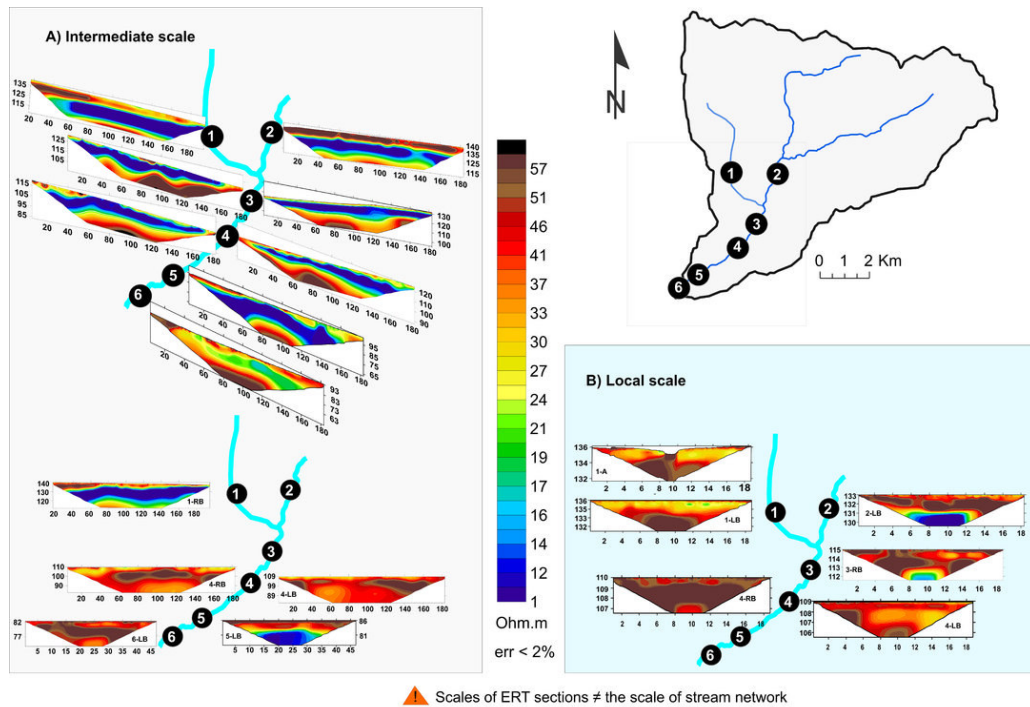


Figure 79: Synthèse des campagnes de caractérisation de la connectivité nappe-rivière avec des tomographies de résistivité électrique pour les 3.2 km de réseau hydrographique suivi par le dispositif expérimental.

m ; PZPS4= 12 m et PZPS6= 12 m) et 5 autres en bordure de rivière (PZPS2, 3, 3bis, 5, 7 et 8). Le PZPS5 correspond au puits d'un particulier, en bordure de la rivière, qui va servir de point supplémentaire de suivi en amont du système.

Au niveau du plateau, les 3 points sondés ont montré que la stratigraphie semble plus complexe et plus hétérogène que ne le laissaient présager les interprétations géophysiques. En effet, La formation de Brie est très hétérogène entre 6 et 10 m de profondeur. Dans cette zone, elle est constituée d'une alternance de blocs de meulière et d'argile (Mouhri et al., 2012). On ne rencontre des calcaires de Brie à proprement parler que sur une épaisseur de 1 à 2 m à l'Ouest du domaine d'étude (PZPS1 et PZPS4) et pas du tout à l'Est (PZPS6).

Ce constat est en accord avec les observations d'affleurements au niveau du bassin de l'Orgeval et des bassins voisins (Bricon and Cavelier, 1961). Les faciès observés lors de ces sondages sont en accord avec le profil vertical d'altération des calcaires de plateau du bassin de Paris qui a été décrit par Thiry, 2011. Les formations géologique du bas (argiles vertes) vers la surface du sol sont :

1. des calcaires lacustres présentant de nombreuses figures de dissolution micro-karstiques ;
2. un horizon argileux contenant des morceaux de calcaire résiduel et des masses silicifiées dispersées. Des structures d'effondrement de taille métrique, liées à la dissolution du calcaire sous-jacent, sont fréquemment observées ;
3. La partie inférieure de l'horizon siliceux est formée de masses siliceuses compactes, irrégulières, de 0,5 à 1,0 m d'épaisseur et de plusieurs mètres de diamètre. Elles sont généralement d'aspect terne, peuvent devenir translucides par endroit, un cortex scoriacé entoure les blocs et se développe le long des fractures ;
4. La partie supérieure de l'horizon siliceux est formée de masses siliceuses poreuses et celluluses, d'orientation horizontale. Les masses siliceuses ont 0,5 à 1 m d'allongement à la base et deviennent plus petites vers le sommet.

5. Généralement les meulière n'affleurent pas à la surface des plateaux et sont couvertes par les loess quaternaires.

L'hétérogénéité spatiale de la formation de Brie (blocs de meulière englobés dans une matrice argilo-sableuse) et les faibles épaisseurs de calcaires à discontinus de Brie, posent le problème de la géométrie et de l'épaisseur de l'aquifère. A priori, l'aquifère de la nappe de Brie est constitué par les formations des limons de surface, des argiles à meulière et du calcaire de Brie au sens strict (Mégny, 1970).

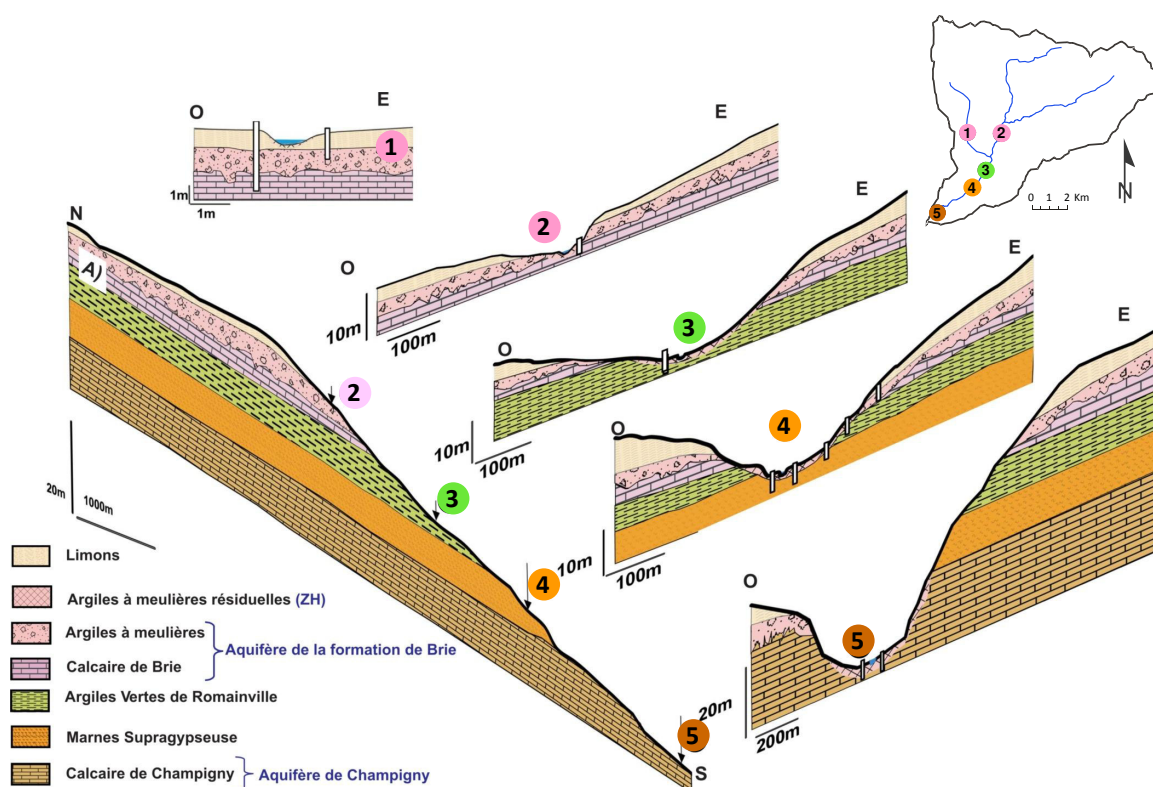
La comparaison des faciès et des connectivités observées par carottage à ceux issus de l'interprétation par les méthodes géophysiques montre qu'au niveau des points amont (PZPS2) et intermédiaire (PZPS7), les résultats sont cohérents (Mouhri et al., 2012). Par contre, au niveau du point aval (PZPS8), on note une différence majeure entre ces deux méthodes. Le carottage a révélé que la rivière est en contact avec les marnes supragypseuses (grises) et non pas avec le calcaire de Champigny, indiquant une similarité de la signature géophysique entre ces deux entités. En termes de connectivité entre la rivière et le substratum, le point amont PZPS 2 est constitué d'un complexe Rivière-ZH-aquifère complètement connecté où les échanges d'eau peuvent avoir lieu dans les deux sens (infiltration et exfiltration). La zone hyporhéique est probablement constituée de deux entités différentes : une entité latérale ou de bordure composée par les limons de surface et les argiles à meulière et une entité sous le lit du cours d'eau constituée des calcaires de Brie. Aux points PZPS7 (intermédiaire) et PZPS8 (aval), le complexe rivière-ZH est probablement déconnecté de l'aquifère. Dans ce cas, une zone hyporhéique se développerait plutôt latéralement (bordure) et non pas verticalement sous lit du cours d'eau qui s'écoule sur des argiles vertes imperméables. La ZH latérale est constituée d'un mélange de limons/alluvions et d'argiles à meulière.

Finalement, la résolution verticale (4m) des premières investigations ERT utilisées pour identifier rapidement et approximativement les grandes entités géologiques (limons, calcaire de Brie, argiles vertes et calcaire de Champigny) s'avère, à cette échelle locale (ponctuelle), trop lâche pour identifier certaines situations complexes de connectivité hétérogène.

Cette étude a permis de caractériser la zone de contact entre le cours d'eau et les substrats géologiques. La figure 80 schématise cette zone de contact (Mouhri et al., 2013). Ainsi un profil principal Nord-Sud (N-S) est réalisé en suivant la topographie du lit de la rivière des Avenelles (Figure 80). La Figure illustre très bien l'incision de la vallée des Avenelles par le réseau hydrographique.

Les caractéristiques des différentes sections permettent de regrouper chaque partie du bassin d'amont en aval de la sorte :

1. les sections amont 1 et 2, qui drainent respectivement 10 et 24 km<sup>2</sup>, sont en connexion avec la formation de Brie. Au droit de ces points, la ZH est composée de résidus de petits blocs de meulière, issus de l'altération des calcaires de Brie, englobés dans une matrice argileuse;
2. la section 3, drainant 38 km<sup>2</sup>, est en connexion avec les argiles vertes via une ZH latérale typique d'une rivière coulant sur un substrat imperméable (Fig 4, p. 13, d'après Malard et al. (2002)). La ZH se développe dans un remplissage constitué de colluvions formées à partir des résidus de la formation des argiles à meulière. La continuité hydraulique entre la nappe de Brie et la rivière est probablement assurée par ruissellement de sub-surface sur le toit des argiles vertes;
3. la section 4, drainant 40 km<sup>2</sup>, est en contact avec les marnes supragypseuses. La ZH se développe également latéralement et sous le ru au niveau des colluvions d'argiles à meulière résiduelles. Des piézomètres ont été ajoutés à la station MOLONARI, et installés le long du continuum plateau-fond de vallée afin de préciser le fonctionnement de ce dernier et s'il existe une continuité hydraulique entre la nappe de Brie de plateau et la rivière et/ou s'il existe une drainance de la formation de Brie par les marnes syragypseuses et le Champigny;
4. la section 5 à l'exutoire du bassin des Avenelles (46 km<sup>2</sup>) est certainement en contact avec l'aquifère inférieur du Champigny, Cette section, installée récemment, constitue le dernier point du dispositif de



mesure.

### 3 Mise en place du dispositif MOLONARI (MONitoring-LOcal des échanges NAppe-rivière)

Le choix des points d'implantation du dispositif s'est basé sur les interprétations de la partie précédente. Cette étape préliminaire a permis de sélectionner 5 sections de rivière (Figure 80), représentatives des différents types de contact entre la rivière et le substrat géologique. Les stations MOLONARI, couplées au réseau du GIS ORACLE, permettent de suivre l'évolution à long terme des flux hydrique et thermiques échangés entre les aquifères et le réseau hydrographique en contact avec le feuillet aquifère du bassin. Elles permettent entre autres :

**à l'échelle locale** , grâce à une méthode d'inversion d'estimer les propriétés hydrodynamiques et thermique de la section 2 D et de quantifier localement les flux d'eau et thermique échangés entre le réseau hydrographique et les aquifères;

**à l'échelle du bassin versant** , d'améliorer la définition de la conductance et de valider les modèles hydrothermiques de bassin.

Une station MOLONARI occupe une section d'environ 3 m de profondeur et 5m de large, perpendiculaire au sens d'écoulement du cours d'eau (Figure 81. Elle est constituée de trois systèmes principaux :

- deux dispositifs verticaux de mesure de la température dans la zone hyporhéique sur une profondeur de 40 à 60 cm et avec une discrétisation de 10 à 20 cm. Chaque dispositif est implanté au niveau d'une berge de rivière. La mesure automatique de la température est réalisée grâce à des thermocouples reliés à des enregistreurs HOBO avec un pas de temps de 15 min et une précision de  $1/10^{\circ}\text{C}$  ;
- deux piézomètres situés sur chaque berge, équipés de capteurs DIVER mesurant la pression et la température avec un pas de temps de 15 min ;
- Une sonde de température et de niveau d'eau, au centre de la rivière enregistre la température et la pression de la colonne d'eau du cours d'eau.

Les mesures de pression permettent notamment d'avoir une première caractérisation du comportement général des échanges au niveau de chaque station (Figure 82). On constate qu'au niveau des sections amont 1 et 2, le niveau d'eau dans la rivière est généralement inférieur à la cote piézométrique dans le piézomètre de bordure. La rivière draine donc l'aquifère de Brie. Dans le cas de la station MOLONARI 3, la charge dans la rivière est également plus basse que dans l'aquifère à l'étiage, mais la situation s'inverse en période de moyennes ou hautes eaux, où elle devient plus importante. Enfin aux deux sections aval 4 et 5, la charge dans la rivière est plus haute que dans la nappe hormis en période de crue. Au niveau de la section aval 5, la rivière alimente donc en général l'aquifère de Champigny.

L'objectif de ces stations est finalement d'utiliser les données de pression et de température pour calibrer les paramètres thermiques et hydrauliques de la zone hyporhéique et des différentes formations géologiques sous-jacentes, grâce à un modèle 2D vertical dans lequel les différentes formations géologiques et la zone hyporhéique sont considérées comme homogènes.

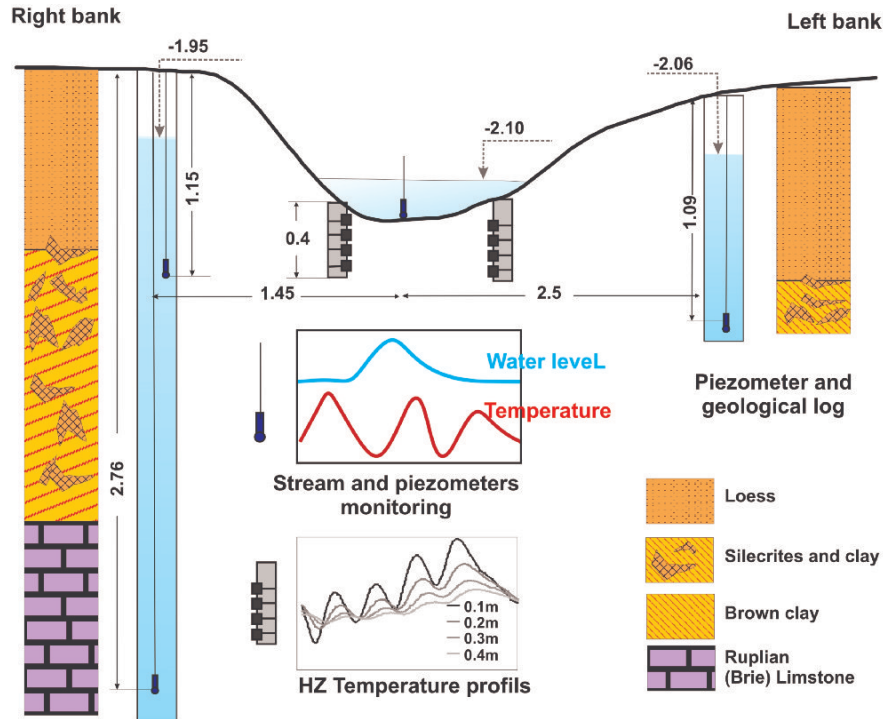


Figure 81: Station de Monitoring Local hydro-thermique des échanges NAppe-Rivière (MOLONARI). D'après Mouhri et al. (2013).

## 4 Quantification des flux locaux par inversion du signal thermique

### 4.1 La température comme traceur des écoulements

La température est un traceur naturel des écoulements largement utilisé ces dix dernières années, comme décrit dans la partie bibliographique (p.9), pour suivre les mouvements de flux d'eau entre la nappe et la rivière. Le flux de chaleur est contrôlé principalement par deux termes: le terme conductif qui est lié aux propriétés thermiques du milieu poreux et le terme convectif, lié aux échanges d'eau entre la rivière et la nappe, selon l'équation 18.

$$\nabla \left( \bar{\lambda} \nabla T - \rho_w C_w U T \right) = \rho C \frac{\partial T}{\partial t} \quad (18)$$

$\bar{\lambda}$ : le tenseur de conductivité équivalente entre le milieu solide et l'eau ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ ),

$T$ : la température (K),

$\rho_w C_w$ : la masse volumique et chaleur spécifique de l'eau ( $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ ),

$\rho_s C_s$ : la masse volumique et chaleur spécifique du solide dont la température est considérée égale à la température transportée par l'eau ( $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ ),

$\rho C$ : la masse volumique et chaleur spécifique du milieu poreux (eau+solide) ( $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ ):  $\rho C = (1 - \omega) \rho_s C_s + \rho_w C_w$

$\omega$ : la porosité totale (-)

$U$ : la vitesse de Darcy ( $\text{m s}^{-1}$ )

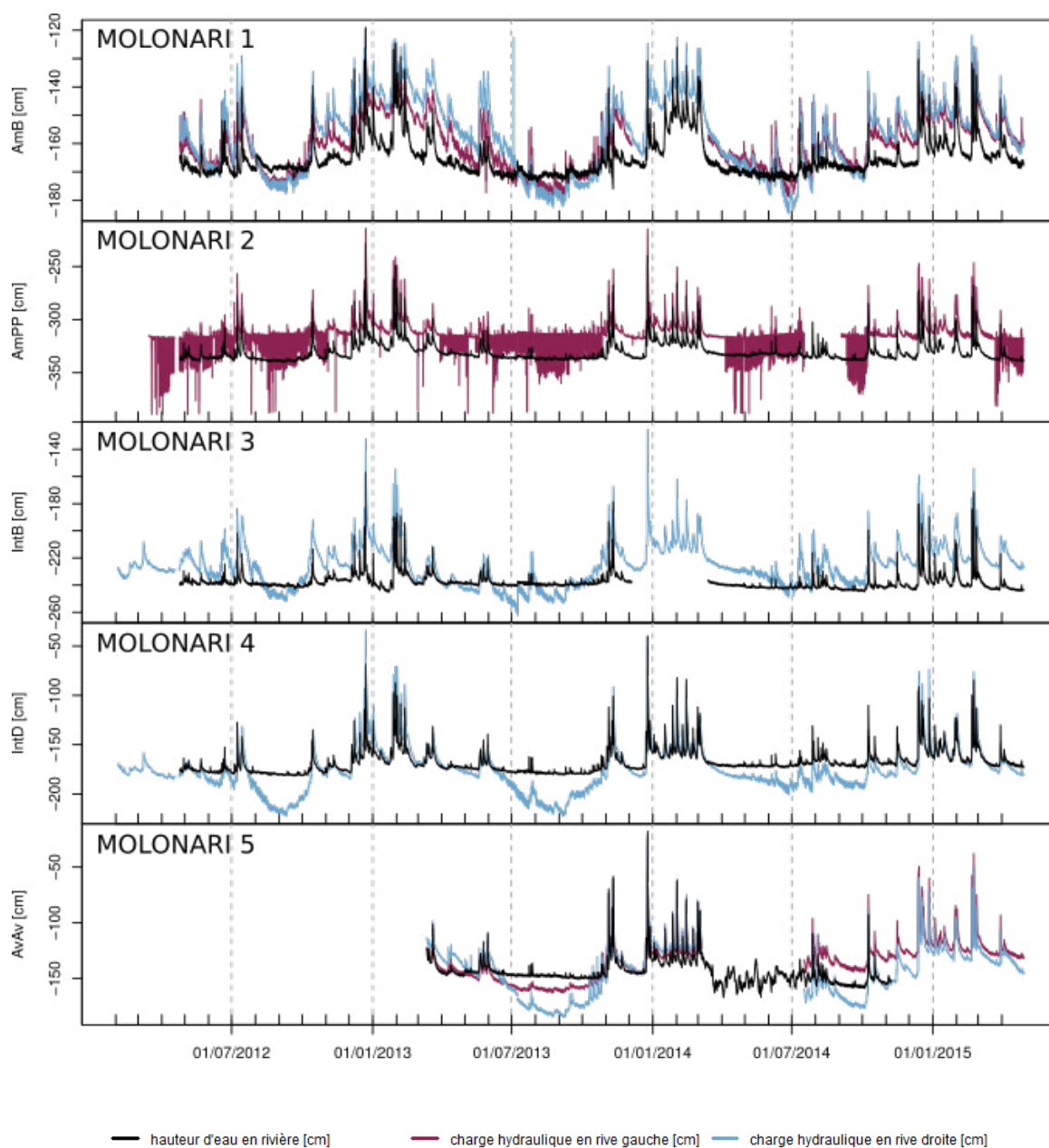


Figure 82: Séries temporelles du niveau d'eau dans la rivière (en noir) et de la cote piézométrique dans l'aquifère (en bordeaux rive gauche et en bleu rive droite) à chaque station MOLONARI, du 23/04/2012 au 24/04/2015. Attention l'échelle des ordonnées est variable

La vitesse de Darcy est déterminée grâce à l'équation de diffusivité décrivant les écoulements :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \frac{\partial p}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \left( \frac{\partial p}{\partial z} + \rho_w g \right) \right) = \rho_w \omega_d \frac{\partial p}{\partial t} + Q \quad (19)$$

$K$  : la perméabilité du milieu poreux ( $\text{m.s}^{-1}$ )

$p$  : la pression de l'eau (Pa)

$\omega_d$  : la porosité de drainage (-)

Les températures enregistrées dans la ZH sont affectées par une composante sinusoïdale de période 24 h, qui correspond aux variations quotidiennes de température de la rivière, dont l'amplitude peut atteindre une dizaine de degrés (Mouhri et al., 2013) et s'atténue avec la profondeur en fonction des propriétés hydro-thermique du milieu poreux. Il existe aussi un déphasage dans cette composante sinusoïdale entre les différentes profondeurs. Le gradient de charge entre la ZH et la rivière, et les caractéristiques thermiques et hydrauliques de la ZH contrôlent la perte d'amplitude des variations et le déphasage du signal de température avec la profondeur. Les mesures de température et de pression des stations MOLONARI permettent donc d'estimer les paramètres  $K$ ,  $\omega$ ,  $\omega_d$ ,  $\bar{\lambda}$  et  $\rho_s C_s$  grâce à une méthode d'inversion et ainsi de simuler les flux d'échange nappe-rivière suivant trois étapes :

- détermination des paramètres hydro-thermique de la zone hyporhéique : un criblage de l'espace des paramètres hydrodynamique et thermique et un modèle hydro-thermique vertical 1D ont été utilisés ;
- détermination des paramètres hydro-thermiques des différentes formations géologiques : le modèle 2D, METIS (Goblet, 2010), avec le même script d'inversion que l'étape précédente est utilisé ;
- détermination des flux 2D de d'eau et de chaleur à la surface de la zone hyporhéique.

La première étape a pour but de faciliter l'inversion des paramètres en 2D aux stations MOLONARI, en calibrant dans un premier temps les paramètres de la zone hyporhéique grâce à une inversion 1D du profil vertical de température. Les paramètres de la ZH sont alors fixés dans le modèle 2D, au lieu de les calibrer comme ceux des autres formations géologiques, afin de diminuer les temps d'inversion aux stations. Pour cela, un dispositif mobile expérimental a été développé permettant, d'une part, la mesure directe de le gradient de pression entre la pression dans la ZH à environ 40 cm de profondeur et la colonne d'eau dans la rivière et la température dans la colonne d'eau de la rivière, et d'autre part la mesure de la température à différentes profondeurs dans la ZH, grâce à un dispositif similaire à celui utilisé dans les MOLONARI.

Le domaine simulé est une colonne 1D verticale de discrétisation 1 cm. Le gradient de pressions mesuré permet d'imposer une pression à la surface de la colonne et à sa base. Les conditions thermiques sont la température de la rivière pour la limite supérieure et la température la plus profonde du profil de température mesuré pour la limite inférieure.

Afin de comparer les simulations aux observations, les statistiques classiques que sont la RMSE (Root Mean Square Error) et la corrélation linéaire sont calculées pour chaque jeu de paramètres et pour chaque point d'observation.

Les résultats obtenus au niveau des MOLONARI ont été confrontés à une calibration sur une autre période temporelle. Dans ces jeux de données, le gradient de charge entre le bas de la ZH et la rivière n'est pas directement disponible, puisqu'aucun capteur de pression différentielle n'était installé dans la ZH. Ce gradient doit donc être estimé à partir des données piézométriques relevées en permanence aux stations MOLONARI, dans la rivière et dans les piézomètres de bordure. Le but de cette seconde calibration est surtout de trancher entre deux jeux de paramètres différents mais donnant une erreur similaire pour la première série temporelle, et de vérifier le réalisme des ordres de grandeur des paramètres obtenus.

Le dispositif de mesure du gradient de pression utilisé est celui développé par Greswell et al. (2009). Le circuit développé par Greswell et al. (2009) est composé de deux parties principales : un circuit « trigger », qui permet



Figure 83: Capteur de pression



Figure 84: Mise en place du tube dans la zone hyporhéique

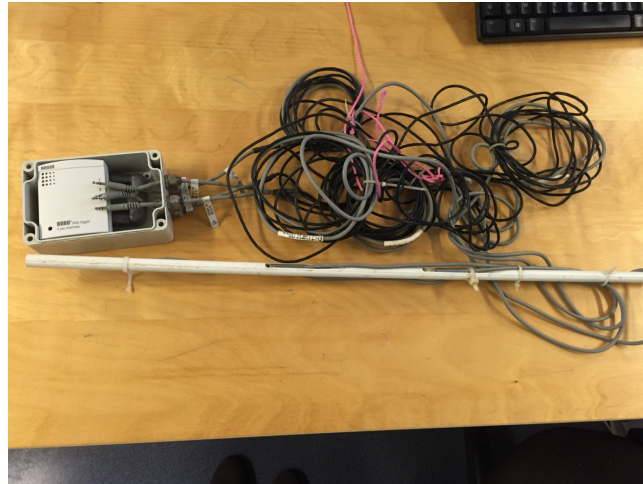


Figure 85: Capteur de températures verticales

d'économiser les batteries en n'alimentant le circuit que pendant le déclenchement du data logger, et un circuit d'amplification du signal de sortie afin de l'adapter à la gamme d'enregistrement du data logger et à la gamme de mesure. Le tout est ensuite placé dans un boîtier étanche, à travers laquelle les voies d'arrivée d'eau au capteur de pression peuvent passer sans compromettre l'étanchéité de l'ensemble (Figure 83). L'un des ports du capteur de pression est connecté à un tuyau implanté dans le lit de la rivière et l'autre port à un tuyau en rivière. le boîtier pression est équipé d'une sonde de température pour mesurer la température de la rivière. Le tube dans la zone hyporhéique est crépiné à sa base. Le tube est mis en place grâce à système d'enfoncement à l'avancement qui présente l'avantage de moins perturber le milieu qu'une foreuse (Figure 84).

Le système mobile de mesure de la température est très similaire à celui utilisé dans les stations MOLONARI. Quatre sondes de type PT100, sont fixées à une tige, et la tige est ensuite implantée de telle façon que les quatre sondes soient placées à des profondeurs connues. Les sondes sont elles-mêmes reliées à un enregistreur de données, placé dans un boîtier étanche, qui enregistre directement les données de température de la ZH (Figure 85).

Des données du dispositif mobile ont été récoltées et exploitées pour quatre stations MOLONARI, les stations 2 (AmPP) à 5 (AvAv), ainsi que pour deux premiers points intermédiaires. Le point 1 est situé en aval dans la station 1 et le point 2 entre les stations 4 (IntD) et 5 (AvAv). Des inversions ont aussi été réalisées sur d'autres périodes grâce aux données des MOLONARI.

## 4.2 Propriétés hydrodynamiques de la ZH

Les propriétés hydrodynamiques et thermiques des sédiments de la ZH et les RMSE globales, obtenues après calibration des 5 points, sont rapportées dans les Tableaux 9 et 10. Les critères statistiques pour évaluer ces ajustements sont listés à titre indicatif dans le Tableau 11 pour les sondes flottantes uniquement.

Les observations et simulations faites avec les paramètres calibrés pour chaque station et chaque période sont présentées dans les Figures 86, 87, 88 et 89 pour les stations MOLONARI. Les résultats de la calibration sont satisfaisants pour les 6 sections simulées (les RMSE varient de 0.07 à 0.31°C). A l'exception d'une des simulations à la station AvAv, elles sont toutes inférieures à 0.1. Pour les premiers points intermédiaires, les erreurs sont respectivement de 0.14 et 0.19 pour les points 1 et 2. Ces valeurs sont tout à fait satisfaisantes, bien que légèrement supérieures à celles obtenues au niveau des stations MOLONARI. Cela peut être dû à la présence de phénomènes 2D qui influencent le transfert de température et ne peuvent être simulés par un modèle vertical 1D homogène.

Tableau 9: Paramètres calibrés de la zone hyporhéique avec les jeux de données des stations MOLONARI

Station	$\omega$ (-)	<b>K</b> ( $\text{m s}^{-1}$ )	$\lambda_s$ ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ )	<b>C<sub>s</sub></b> ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )	$\rho_s$ ( $\text{kgm}^{-3}$ )	Erreur ( $^{\circ}\text{C}$ )
<b>MOLONARI 2</b>	0.15	$7.5 \cdot 10^{-5}$	2.6	1200	3000	0.05
<b>MOLONARI 3</b>	0.15	$1 \cdot 10^{-6}$	2.8	800	2400	0.065
<b>MOLONARI 4</b>	0.23	$3 \cdot 10^{-6}$	2.8	900	2400	0.066
<b>MOLONARI 5</b>	0.23	$3 \cdot 10^{-5}$	2.7	700	2300	0.154
<b>POINT 1</b>	0.25	$7 \cdot 10^{-5}$	2.2	800	3000	0.135
<b>POINT 2</b>	0.23	$4 \cdot 10^{-5}$	2.7	700	2300	0.154

Tableau 10: Paramètres calibrés de la zone hyporhéique avec les jeux de données des stations MOLONARI

Station	$\omega$ (-)	<b>K</b> ( $\text{m s}^{-1}$ )	$\lambda_s$ ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ )	<b>C<sub>s</sub></b> ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )	$\rho_s$ ( $\text{kgm}^{-3}$ )	Erreur ( $^{\circ}\text{C}$ )
<b>MOLONARI 2</b>	0.15	$1 \cdot 10^{-5}$	2.6	1200	3000	0.05
<b>MOLONARI 3</b>	0.15	$1 \cdot 10^{-6}$	2.8	800	2400	0.065
<b>MOLONARI 4</b>	0.21	$3 \cdot 10^{-6}$	2.8	900	2400	0.066
<b>MOLONARI 5</b>	0.23	$1 \cdot 10^{-5}$	2.8	700	2300	0.154

Tableau 11: Critères statistiques des simulations utilisant des jeux de données obtenus avec les capteurs mobiles en automne 2014

Sation	Profondeur	Moyenne	Moyenne	RMSE	BIAIS	RBIAIS	Coefficient de corrélation
		T obs ( $^{\circ}\text{C}$ )	T sim ( $^{\circ}\text{C}$ )				
MOLONARI 2	10 cm	12.25	12.34	0.07	-0.05	-4.06E-03	0.99
	20 cm	12.35	12.32	0.06	0.05	3.96E-03	0.99
	30 cm	12.32	12.32	0.04	0.03	2.64E-03	0.99
MOLONARI 3	8.2 cm	12.25	12.34	0.11	-0.09	-7.49E-03	0.99
	18.2 cm	12.35	12.32	0.04	0.04	2.87E-03	1.00
	28.2 cm	12.32	12.32	0.00	0.00	3.60E-05	1.00
MOLONARI 4	10 cm	12.71	12.29	0.43	0.43	3.49E-02	1.00
	25 cm	12.63	12.65	0.03	0.00	-3.82E-04	1.00
	40 cm	12.92	12.92	0.03	0.01	4.42E-04	1.00
MOLONARI 5	10 cm	10.45	10.58	0.14	0.13	1.21E-02	1.00
	20 cm	11.01	11.02	0.05	0.01	8.15E-04	1.00
	30 cm	11.42	11.37	0.06	-0.04	-3.78E-03	1.00
POINT 1	15 cm	11.05	11.16	0.10	-0.08	-4.53E-03	1.00
	30 cm	12.15	12.14	0.07	0.07	4.43E-03	1.00
POINT 2	15 cm	11.05	11.16	0.31	0.29	2.74E-02	0.99
	45 cm	12.15	12.14	0.01	0.01	1.16E-03	1.00

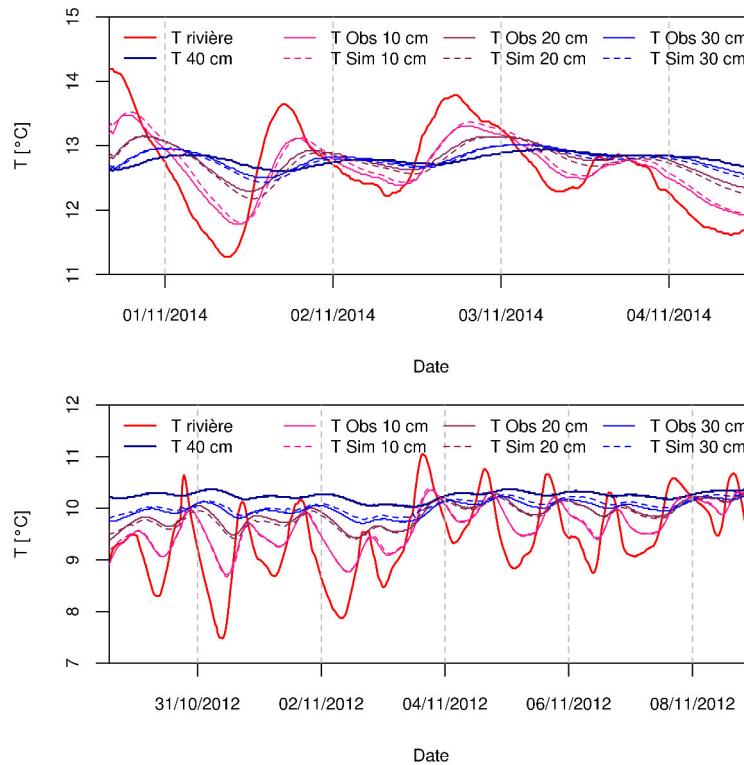


Figure 86: Températures simulées et observées pour la station MOLONARI 2

Aux stations MOLONARI, les simulations réalisées avec les données de périodes plus anciennes donnent des résultats très cohérents avec les premières simulations.

Dans l'ensemble les propriétés hydrodynamiques de la ZH, obtenues par inversion des températures mesurées, sont homogènes dans le réseau hydrographique amont ( $1 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$  à  $7,5 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ ) et un peu plus faibles dans la partie intermédiaire de la vallée, où le cours d'eau coule sur des substrats d'argiles vertes ou de marnes supra gypseuses très peu perméables ( $1 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$  pour la MOLONARI 3 et  $3 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$  pour la MOLONARI 4). Dans la partie aval, où la ZH est constituée de colluvions plus grossières, la perméabilité obtenue est un peu plus élevée ( $3 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ ) que pour les MOLONARI 2 et 3.

### 4.3 Vers une caractérisation verticale des hétérogénéités

Ces premiers résultats, venant complétés les travaux préliminaires de [Mouhri et al. \(2014\)](#), montrent que le dispositif de mesure mobile ainsi que la méthode permettant de calibrer les paramètres thermiques et hydrauliques de la zone hyporhéique sont très satisfaisants. De nouveaux capteurs de pression seront construits afin d'augmenter la densité de mesures sur l'ensemble du réseau hydrographique. Ces mesures vont permettre d'évaluer la représentativité des stations MOLONARI sur leur tronçon ainsi que d'estimer la variabilité des paramètres hydrodynamiques et thermiques de la zone hyporhéique le long des Avenelles. Ces paramètres seront interpolés à l'échelle du bassin, et permettront l'estimation de la variabilité des échanges zone hyporhéique-rivière le long du corridor hydro-écologique. Afin d'améliorer les modélisations des flux d'eau échangés entre les eaux souterraines et les eaux de surface, les dispositifs mobiles d'observation seront aussi déployés à l'échelle de séquences de mouilles et de seuils afin de quantifier l'impact des irrégularités de fond de rivière sur les échanges.

La détermination des mécanismes de transfert hydrique à une échelle décimétrique en 3D requiert le développe-

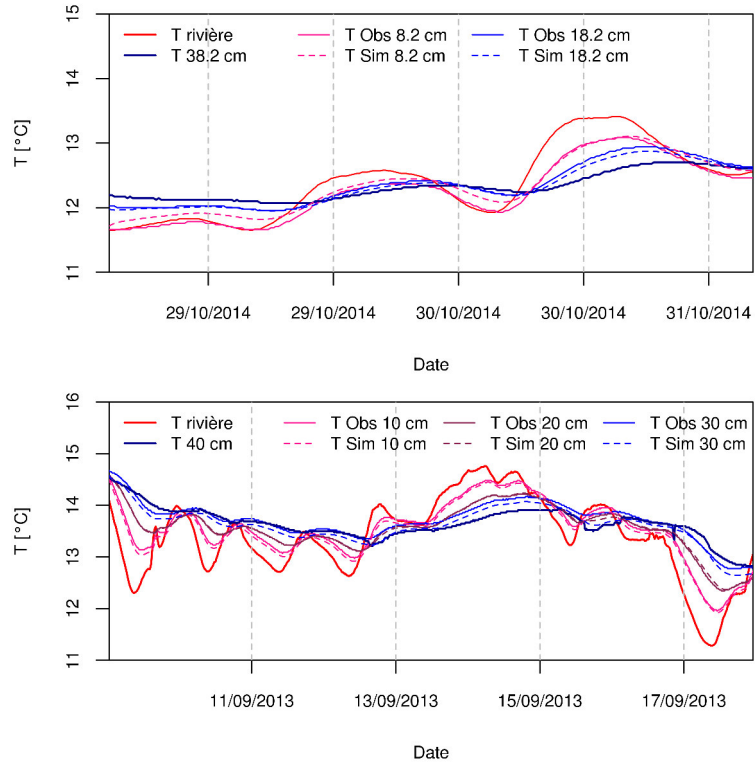


Figure 87: Températures simulées et observées pour la station MOLONARI 3

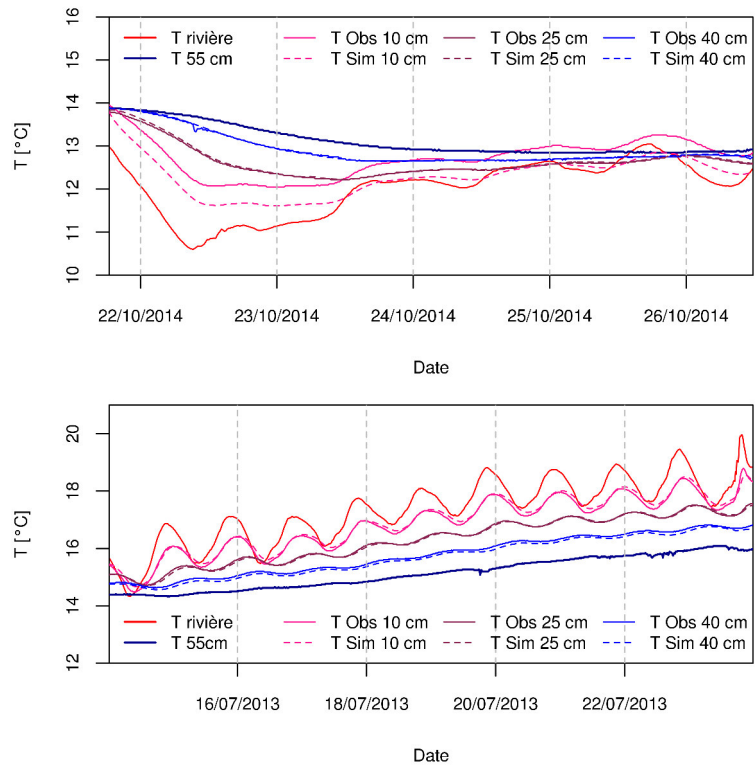


Figure 88: Températures simulées et observées pour la station MOLONARI 4

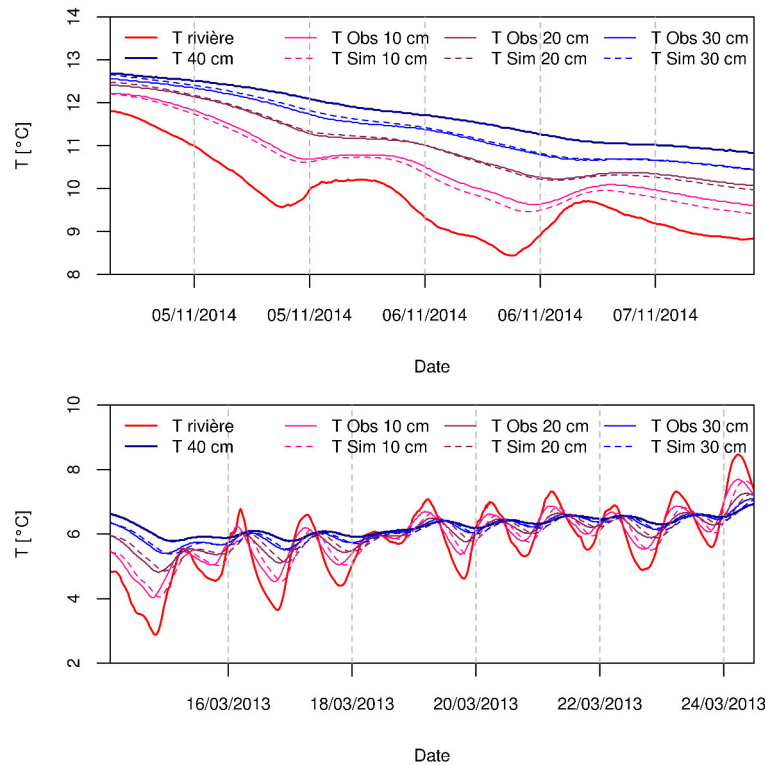


Figure 89: Températures simulées et observées pour la station MOLONARI 5

ment de dispositif innovant haute résolution. Dans ce cadre, une sonde couplée de mesure température/résistivité électrique est en cours de développement. L'intérêt de mesures de résistivité pour la caractérisation des formations superficielles, et le suivi des variations de teneur en eau est relativement bien établi.

La première version du dispositif permet de mesurer un profil "vertical" de 4 températures hautes résolutions tous les 10cm (sensibilités au centième de degré, soit un ordre de grandeur en plus que les PT100 classiques), Fig. 90). À terme, des dispositifs à 16 voies sont prévus. Les premiers tests effectués à proximité du ru des Avenelles confirment la très grande sensibilité des mesures de températures (Bodet et al., 2014). L'originalité de ce dispositif est d'offrir des mesures hautes résolutions de température en y associant des mesures de résistivités électriques dont les quadripôles correspondent aux capteurs de température eux même (anneaux métalliques, ). Ces dernières pouvant alors être corrigées en temps réel de l'influence des variations de température, permettant de caractériser les hétérogénéités verticales du milieu (Fig. 91). De plus, la résistivité étant particulièrement sensible à la porosité efficace, et au degré de saturation, l'inversion couplée des profils de températures et des mesures de résistivités ouvrent des perspectives intéressantes pour mieux contraindre les modèles d'écoulement en Z et dans le plan XY (en y associant plusieurs sondes).

#### 4.4 Quantification pluri-annuelle des échanges locaux

Les estimations 2D de flux d'eau via une section de rivière sont présentées sur la Figure 92. Le flux a été calculé en utilisant la différence de charge entre un piézomètre de bordure et la hauteur de la colonne d'eau de la rivière. En première approximation, nous avons formulé l'hypothèse que la perméabilité de la zone hyporhéique contrôle le flux d'eau échangé entre la nappe et la rivière. Ceci sera vérifié avec les inversions 2D. Le flux échangé vertical considéré est la différence de charges multipliée par la perméabilité de la zone hyporhéique. Le sens des échanges simulés sont cohérents avec les gradients hydrauliques mesurés entre la

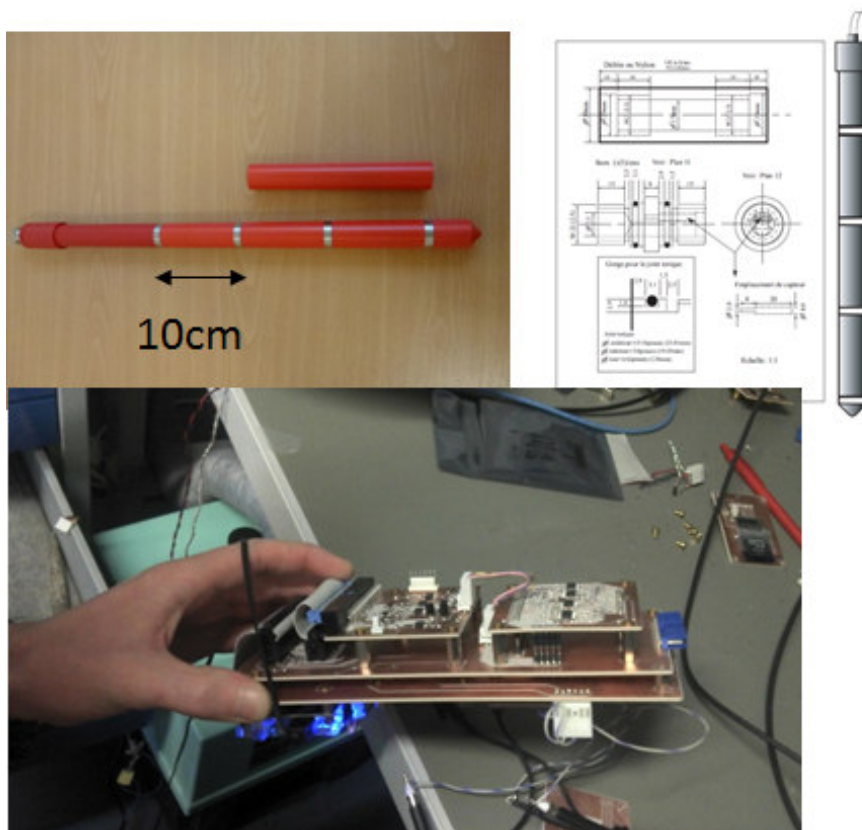


Figure 90: Figure tirée de [Bodet et al. \(2014\)](#). Première version du prototype sondeHR de mesure de température haute résolution/résistivité électrique en forage. Le dispositif est constitué de 4 capteurs de températures, associées à un résistivimètre multiplexé programmable.

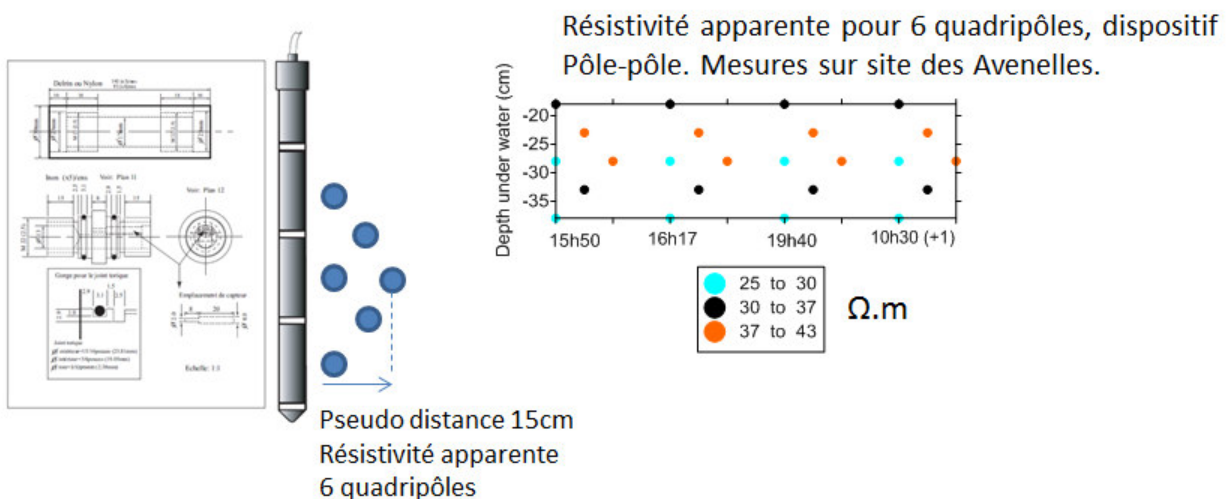


Figure 91: Figure tirée de [Bodet et al. \(2014\)](#). SondeHR: test de mesures de résistivités électriques apparentes au niveau du ru des Avenelles, en dispositif pôle pôle, permettant l'enregistrement de 6 mesures de résistivités apparentes jusqu'à une distance à l'axe d'environ 15cm.

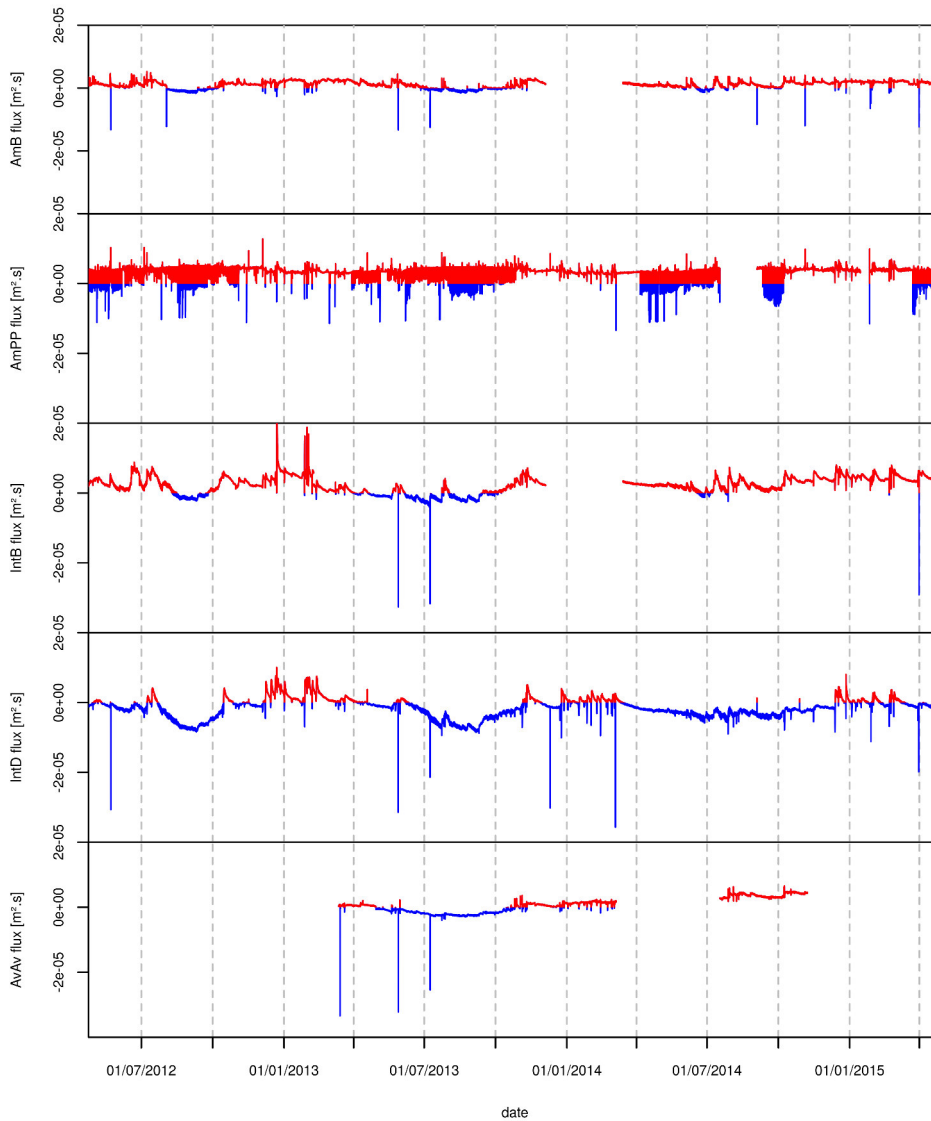


Figure 92: Estimations des flux d'eau échangés aux stations MOLONARI en  $m^2.s^{-1}$ . MOLONARI 1: AmB ; 2 : AmPP ; 3 : IntB ; 4 : IntD ; 5 : AvAv. La configuration d'alimentation de la rivière par la nappe est illustrée en rouge, et la ré-infiltration de la rivière vers la nappe, en bleu

rivière et les piézomètres de bordure. En effet, on observe la dominance des exfiltrations (nappe vers rivière) en amont et des infiltrations (rivière vers nappe) en aval du bassin. Les inversions du sens des échanges sont également bien simulées, que ce soit en période de crues (sur les 2 sections amont), ou en période de transition saisonnière entre les bas niveaux et les hauts niveaux piézométriques. Au niveau des sections amont 1 et 2, le drainage de la nappe de Brie par la rivière représente, respectivement 95% et 98% des flux totaux échangés. Quelques périodes de ré-infiltration de la rivière vers la nappe sont observées sporadiquement, lors des fortes crues. À l'inverse, les infiltrations représentent plus des trois quarts des échanges dans la partie aval du bassin (avec 78% pour la section 4 et 76 % pour la section 5). La section intermédiaire 3 présente un bilan équilibré où les infiltrations (42%) sont presque équivalentes aux exfiltrations (58%). Ces résultats montrent clairement que l'aquifère du Champigny est alimenté par la rivière dans cette partie aval du bassin.

Les flux moyens simulés par section ont ensuite été normalisés par la largeur de la section afin de confronter l'intensité des échanges entre stations. Les exfiltrations moyennes diffèrent d'un ordre de grandeur entre l'amont (de l'ordre de  $9.5.10^{-3}$  à  $2.5.10^{-2} m.s^{-1}$ ), et l'aval du réseau hydrographique ( $2.10^{-3} m.s^{-1}$ ). De

	HE 2009	BE 2009	HE 2011	BE 2011
Puits	41	51	32	49
Piezomètres	7	7	5	4
total	48	58	37	53
effet de pépité palier [m <sup>2</sup> ]	1.13	0.345	0.9	0.4
sphérique 1 palier [m <sup>2</sup> ]	0.07	0.49	0.01	0.7
sphérique 1 portée [km]	2	2	2	2
sphérique 2 palier [m <sup>2</sup> ]	0.4	2.16	1	1.29
sphérique 2 portée [km]	7	7	7	7

Tableau 12: Nombre de données par jeu de données et modèles de variogramme ajustés. HE: hautes eaux, BE: basses eaux, extrait de [Mouhri et al. \(2012\)](#)

même, les infiltrations moyennes diffèrent d'un ordre de grandeur d'amont (de l'ordre de  $4.3.10^{-4}$  à  $4.9.10^{-4}$  m.s<sup>-1</sup>) en aval (de  $-7.2.10^{-3}$  à  $-6.6.10^{-3}$  m.s<sup>-1</sup>). Par contre la dynamique du gradient amont aval est inversée lorsque les exfiltrations et les infiltrations sont comparées. En effet l'exfiltration diminue d'amont en aval, alors que l'infiltration augmente.

## 5 Cohérence des flux à l'échelle du bassin versant

### 5.1 Fonctionnement hydrogéologique

#### 5.1.1 Cartographie de la piézométrie et implantation multi-échelle

Les travaux concernant l'interpolation piézométrique s'appuient sur des campagnes snapshot<sup>2</sup> menées sur le site de l'Orgeval (Fig. 77) afin de caractériser les hautes et basses eaux pour les années 2009 et 2011. Pour chaque campagne un jeu de données comportant des mesures de niveau dans les puits du bassin ainsi que les mesures de niveau dans les piézomètres a été constitué (Tab. 12).

L'interpolation des mesures de piézométrie est très souvent réalisée à l'aide de la géostatistique ([Matheron, 1978](#); [Journel, 1986](#); [Chilès and Delfiner, 1999](#)), et notamment du krigeage ([Abedini et al., 2008](#); [Ahmadi and Sedghamiz, 2007](#); [Brochu and Marcotte, 2003](#); [Buchanan and Triantafilis, 2009](#); [Cressie, 1990](#); [Lyon et al., 2006](#); [Pardo-Igúzquiza et al., 2009](#); [Rouhani and Myers, 1990](#); [Renard and Jeannée, 2008](#); [Ta'any et al., 2009](#); [Sun et al., 2009](#); [Theodossiou and Latinopoulos, 2006](#); [Weber and Englung, 1994](#); [Zimmerman et al., 1999](#)). Très peu d'études ont comparé l'efficacité des différentes techniques offertes par la géostatistique ([Ahmadi and Sedghamiz, 2008](#); [Boezio et al., 2006](#); [Hoeksema et al., 1989](#); [Pardo-Igúzquiza and Chica-Olmo, 2007](#)). Cependant il semblerait que, pour des aquifères non confinés, le krigeage avec un modèle numérique de terrain<sup>3</sup> en dérive externe<sup>4</sup> soit le plus adapté ([Desbarats et al., 2002](#); [Rivest et al., 2008](#)). Cela est parfaitement en accord avec le fait que la surface piézométrique soit corrélée à la surface du sol dans le cas de nappe libre ([Tóth, 1962](#)). Une hypothèse de similarité entre le gradient topographique (de la surface du sol) et le gradient de la surface libre a aussi été formulée à l'origine de TOPMODEL ([Beven and Kirby, 1979](#); [Beven and Freer, 2001](#); [Lamb et al., 1998](#)), qui est l'un des modèles hydrologiques les plus utilisés. Cette hypothèse a ensuite été levée par [Quinn et al. \(1991\)](#), comme indiqué par [Ducharne \(2009\)](#).

L'interpolation des données piézométriques a été réalisée en krigeant la profondeur de la surface piézométrique

<sup>2</sup>Anglicisme qui signifie un instantané. Campagne snapshot est utilisé dans ce document comme synonyme de campagne de mesure synchrone des niveaux d'eau.

<sup>3</sup>Modèle Numérique de Terrain

<sup>4</sup>Le krigeage en dérive externe utilise une variable secondaire pour spatialement moduler l'espérance de la variable primaire

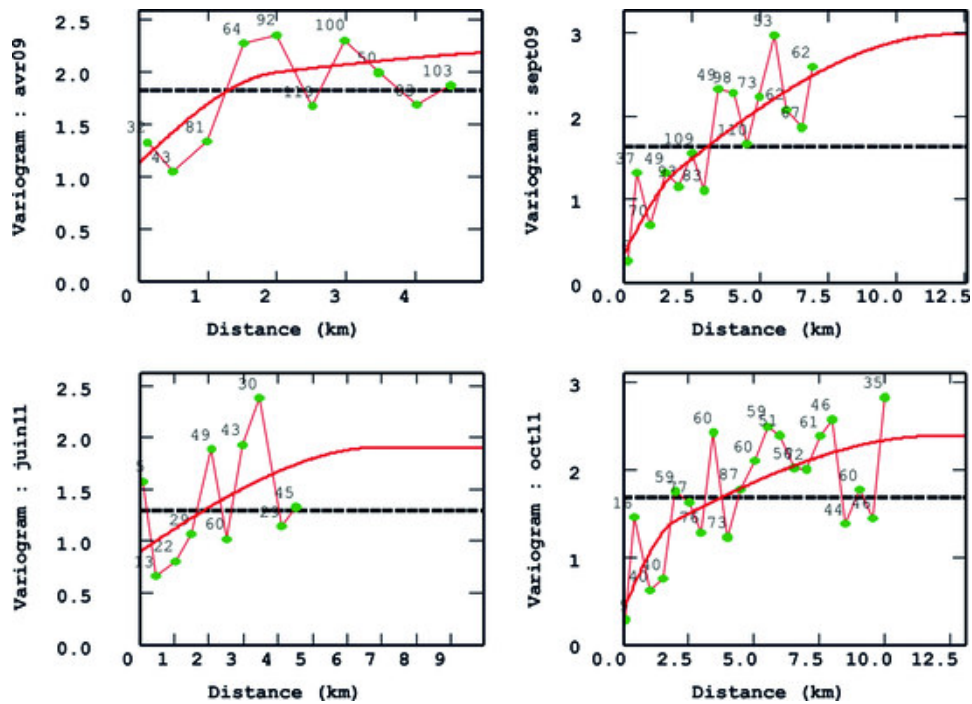


Figure 93: Modèles de variogrammes ajustés pour les quatre campagnes snapshot. D'après [Mouhri et al. \(2012\)](#).

par rapport à la surface du sol. Pour une meilleure lisibilité, cette variable est appelée profondeur d'eau par la suite. Cette démarche a été adoptée afin de réduire les erreurs d'estimation car, d'une part, la piézométrie dans cette région est de l'ordre de 100 m alors que la profondeur d'eau est de l'ordre de 1m, et, d'autre part, la piézométrie n'est pas une variable stationnaire, ce qui implique une dérive dans le variogramme et donc potentiellement des variances d'estimation plus importantes à grande distance.

Tout d'abord les modèles de variogramme ont été ajustés aux quatre nuages variographiques résultant des quatre campagnes (Tab. 12 & Fig. 93). Les variogrammes ont été considérés isotropes car aucune anisotropie n'a été détectée lors d'une analyse préliminaire des données.

Une validation croisée a été réalisée avant d'entreprendre le krigeage, afin de fournir des critères statistiques de sélection dans le choix d'un modèle de variogramme et du voisinage utilisé pour le krigeage. Le principe est d'éliminer à tour de rôle chaque observation (1 mesure de la nappe) et de l'estimer à l'aide de ses voisins. En chaque point, on obtient une valeur vraie ( $Z_i$ ) et une valeur estimée ( $Z_i^*$ ) que l'on peut comparer pour déterminer si le modèle fournit des estimations se comportant comme prévu, et si le voisinage utilisé est adéquat. Les différents critères utilisés (moyenne et variance de l'erreur d'estimation, moyenne et variance de l'erreur standardisée) n'ont pas privilégié un voisinage en particulier ([Mouhri et al., 2012](#)). De ce fait et par simplification, un krigeage de bloc des profondeurs d'eau avec voisinage unique a été réalisé en utilisant les modèles de variogrammes ajustés (Tab. 12). Afin de réaliser ce krigeage, une ligne de source virtuelle a été définie dans la partie sud-ouest du bassin où le réseau hydrographique s'écoule dans une vallée incisée qui n'est pas en contact avec l'aquifère de Brie (Fig. 77). Cette ligne de source virtuelle a été définie par l'intersection du modèle numérique de terrain du toit des argiles vertes (100\*100 m) avec les modèle numérique de terrain à 25 m de la surface du sol fourni par l'IGN et régularisé sur un voisinage circulaire de 250 m. Finalement les cartes piézométriques sont calculées en soustrayant, pour chaque cellule du modèle numérique de terrain régularisé, la profondeur d'eau estimée à la cote du sol (Fig. 94). Ces cartes piézométriques ont permis de compléter le dispositif global d'observation multi-échelle des flux d'eau du bassin des Avenelles par trois piézomètres en éventail situé en milieu de bassin autour des stations MOLONARI ([Mouhri et al., 2012](#)).

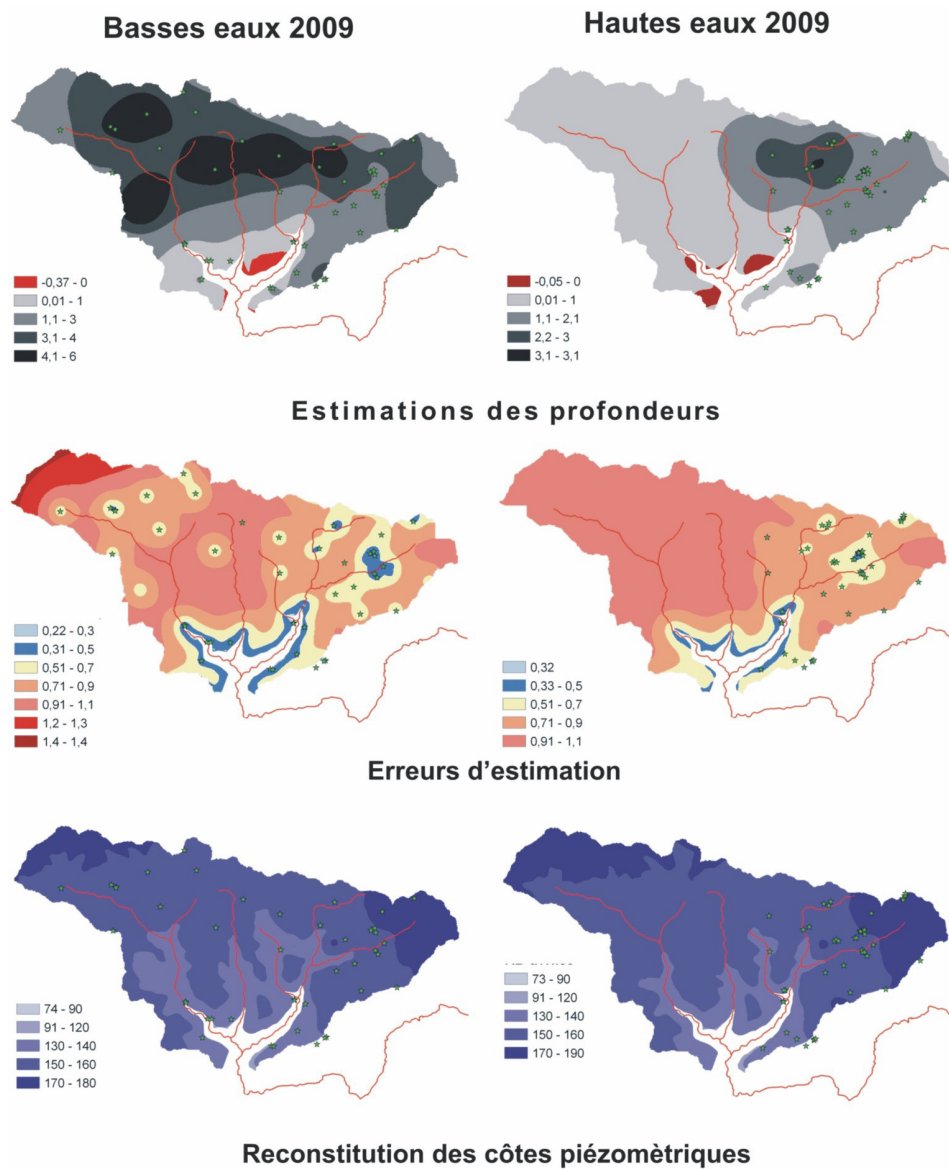


Figure 94: Cartes piézométriques des Hautes et Basses eaux 2009. D'après Mouhri et al. (2012).

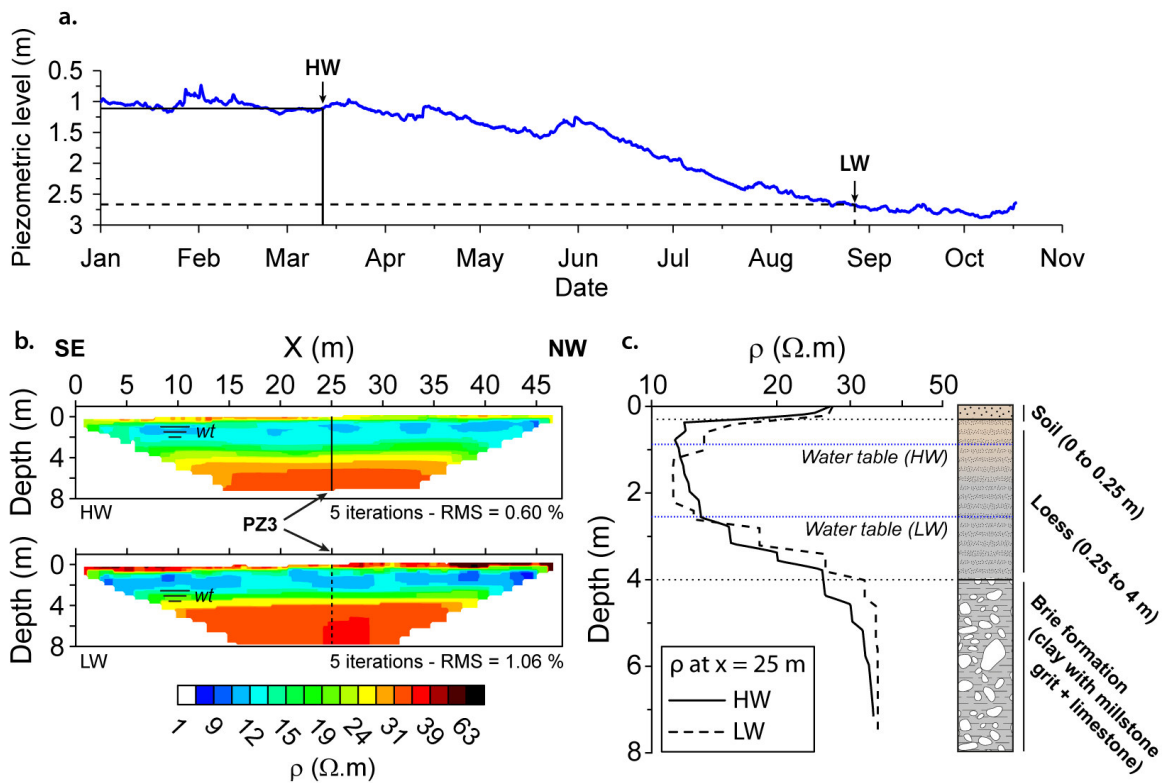


Figure 95: (a) Niveau piézométrique mesuré en PZ3 entre Janvier et Octobre 2013. Les campagnes sismiques ont été conduites du 12 au 14 mars 2013 en période de hautes eaux (HW), et du 26 au 28 Août en période de basses eaux (LW). (b, c) Valeurs de résistivités électriques ( $\rho$ ) interprétées par ERT durant les deux campagnes et comparaison au log géologique réinterprété en PZ3. D'après [Pasquet et al. \(2015\)](#)

Les cartes de profondeur du toit de la nappe pour les basses eaux sont marquées par un fort effet de pépite autour des grappes de puits, alors que celles des hautes eaux sont relativement lisses, à cause du nombre réduit de puits (Fig 94, voir [Mouhri et al. \(2012\)](#) pour plus d'informations). Il est à signaler des valeurs " incohérentes " (négatives présentées en rouge Fig. 94) de la profondeur du toit de la nappe au niveau des vallées. Ces valeurs ne dépassant pas -40 cm, elles correspondent, en théorie, aux affleurements de la nappe de Brie. Les cartes d'écart-type d'estimation reflètent la localisation des puits, ainsi que le forçage par la ligne de sources.

### 5.1.2 Utilisation de la sismique réfraction pour l'investigation hydrogéologique

La caractérisation et le "monitoring" des ressources en eau souterraine et des processus d'écoulement et de transport associés reposent principalement sur la mise en place de forages (piézomètres). Mais la variété des échelles auxquelles se déroulent ces processus et leur variabilité dans le temps limitent l'interprétation des observations hydrogéologiques. Dans un tel contexte, l'hydrogéophysique fait appel aux méthodes de prospection géophysique afin, notamment, d'améliorer la très faible résolution spatiale des données de forages et de limiter leur caractère destructif ([Guérin, 2005](#); [Hubbard and Linde, 2011](#)). Plus généralement, ces méthodes permettent de proposer une caractérisation de la géométrie du sous-sol, d'identifier et d'estimer les paramètres physiques du milieu ayant une influence sur les écoulements et transports associés, et enfin de suivre l'évolution de ces paramètres au cours du temps pour éventuellement caractériser les flux (d'eau, de polluants etc.).

Parmi les outils géophysiques appliqués à l'hydrogéologie, les méthodes sismiques sont régulièrement utilisées à différentes échelles. La sismique réflexion peut par exemple être déployée pour obtenir des informations sur la structure géologique de certains aquifères ([Bradford, 2002](#); [Haines et al., 2009](#)). La sismique réfraction

est quant à elle classiquement choisie pour déterminer la profondeur du toit des nappes, lorsque la surface piézométrique peut être considérée comme une interface du milieu (nappe libre) (Haeni, 1986; Paillet, 1995). Mais la réponse sismique, en présence de telles interfaces et plus généralement dans le contexte de la caractérisation de la zone critique et des systèmes aquifères, reste complexe. L'interprétation des vitesses estimées est souvent délicate à cause de leur variabilité en fonction de la lithologie de l'aquifère (paramètres mécaniques intrinsèques et géométrie des milieux poreux le constituant, influence du degré de saturation etc.). La perméabilité du milieu a également un effet sur la géométrie d'un réservoir hydrologique dont les contours peuvent varier en espace comme en temps, compliquant ainsi l'interprétation des données sismiques.

Les géophysiciens cherchent à pallier ces limites, notamment à travers l'étude conjointe des vitesses ( $V_P$  et  $V_S$ ) des ondes compression (P) et de cisaillement (S), dont l'évolution est par définition fortement découplée en présence de fluides. D'un point de vue théorique, cette approche se révèle appropriée à la caractérisation de certains aquifères, en particulier grâce à l'estimation des rapports  $V_P/V_S$  ou du coefficient de Poisson (Bachrach et al., 2000). De récentes études montrent en effet que l'évaluation de ces rapports, ou de paramètres dérivés plus sensibles aux variations de saturation du milieu, peut être pratiquée de manière systématique grâce à la tomographie sismique en réfraction en utilisant parallèlement ondes P et S (Turesson, 2007; Grelle and Guadagno, 2009; Mota and Monteiro Santos, 2010). Mais d'un point de vue pratique, la mesure de  $V_S$  reste délicate à mettre en oeuvre car les ondes S sont souvent difficiles à générer et à identifier sur les enregistrements (Jongmans and Demanet, 1993; Xia et al., 2002).

Une alternative peut-être proposée par l'estimation indirecte de  $V_S$  à partir de l'inversion de la dispersion des ondes de surface (Gabriels et al., 1987; Jongmans and Demanet, 1993; Park et al., 1999; Socco and Strobbia, 2004; Socco et al., 2010). Cette méthode ne permet cependant d'obtenir qu'un modèle unidimensionnel (1D) des  $V_S$  du milieu en fonction de la profondeur, à l'aplomb d'un dispositif sismique. Elle souffre par ailleurs de diverses limites théoriques et expérimentales justifiant le besoin de développements méthodologiques (Bodet et al., 2005, 2009). La prospection par ondes de surface peut être déployée le long de sections linéaires ou selon une maille de surface, dans le but de reconstruire un modèle 2D ou 3D de distribution des  $V_S$  du sous-sol. Cet aspect présente un intérêt notamment dans l'objectif de pallier les limites de la prospection par ondes S. L'inversion de la dispersion des ondes de surface a ainsi été récemment proposée comme outils de caractérisation 2D des paramètres hydrogéologiques du sous-sol (Cameron and Knapp, 2009; Konstantaki et al., 2013). Mais la propagation des ondes de surface dans les milieux poreux, d'intérêt croissant pour de nombreux champs d'application, ainsi que l'influence du contenu en fluides, nécessitent d'importants développements théoriques et expérimentaux avant de pouvoir proposer une ou plusieurs méthodes opérationnelles.

D'une manière générale, les ondes de surface sont omniprésentes dans la majorité des enregistrements sismiques classiques (réflexion, réfraction) et leur propagation est très fortement liée à  $V_S$ . Nous proposons donc de tirer profit de ces propriétés afin d'appliquer simultanément sismique réfraction en ondes P et inversion de la dispersion des ondes de surface dans le contexte de la caractérisation des réservoirs hydrologiques. Au-delà d'aspects essentiellement méthodologiques, la problématique principale de ces travaux sera de discriminer l'influence, sur les mesures sismiques, du contenu en eau (voire de son écoulement), de celle de la variabilité des paramètres intrinsèques du milieu. Les travaux de Pasquet (2014) ont permis la mise au point d'une méthodologie optimale pour l'exploitation simultanée de ondes P et de surface des enregistrements sismiques, vers une interprétation conjointe de  $V_P$  et  $V_S$ .

Comme application de cette approche à la caractérisation de la zone critique, du continuum sol-aquifère et des transferts dont il fait l'objet, une première étude en conditions réelles de l'apport (en complément d'autres données géophysiques et d'informations hydrogéologiques) des vitesses sismiques et paramètres dérivés a été conduite en 2013 sur le plateau du bassin des Avenelles au droit du point P2 (Fig. 78 p.100), sur un secteur (près du lieu-dit Les Granges) à l'aplomb duquel le système peut a priori être considéré comme 1D. Les périodes choisies pour les campagnes correspondent à celles des hautes eaux (mars 2013, HW sur la Fig. 95a) basses eaux (août 2013, LW sur la Fig. 95a). Des profils ERT, réalisés en parallèle de la sismique (Fig. 95b), ont confirmé la tabularité de la zone d'étude. Le dispositif sismique a été mis en oeuvre de façon à acquérir à la fois des

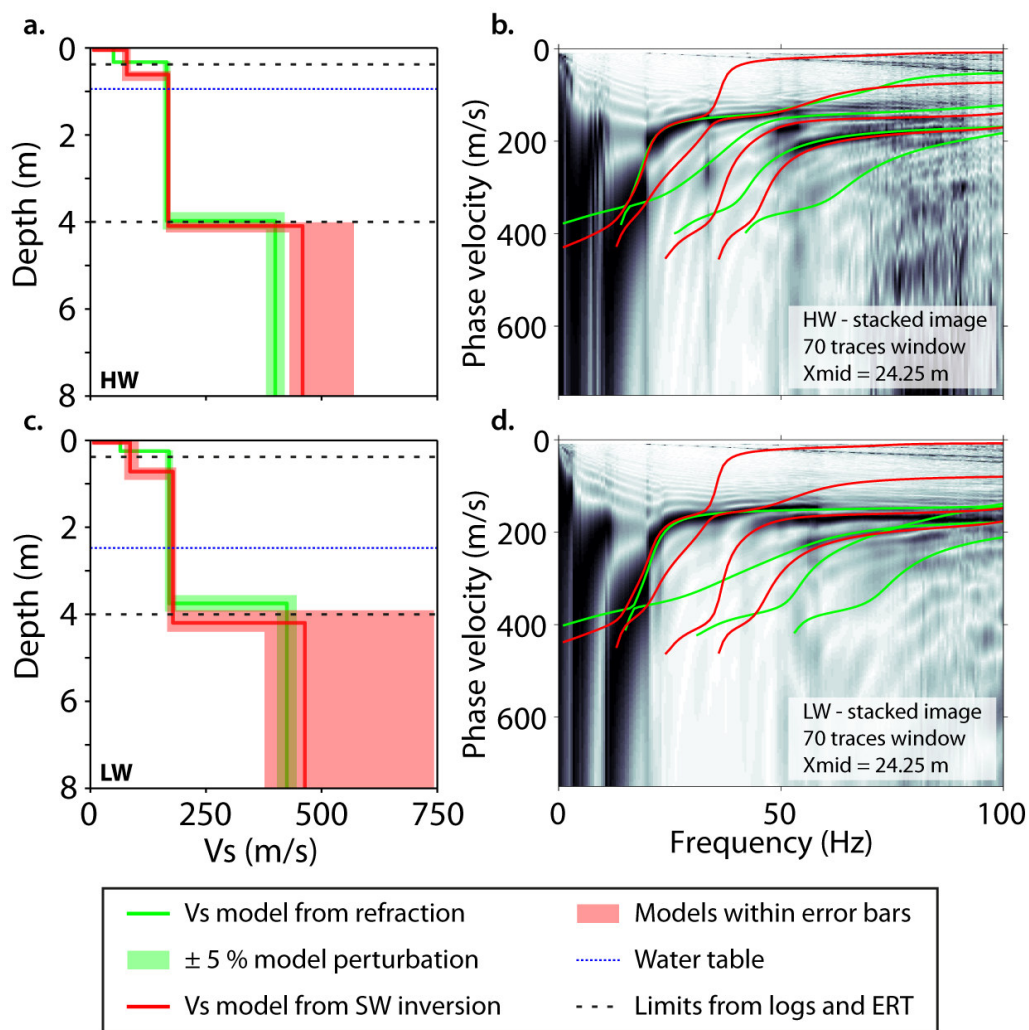


Figure 96: Comparaison des modèles 1D de  $V_S$  obtenus à partir de l'interprétation des ondes SH (en vert) et des ondes de surface (en rouge) en périodes de hautes eaux (HW, a) et de basses eaux (LW, c). Les courbes de dispersion calculées à partir des modèles tirés des ondes SH (en vert) et de surface (en rouge) sont superposées aux images de dispersion obtenues en hautes eaux (HW, b) et basses eaux (LW, d). D'après [Pasquet et al. \(2015\)](#)

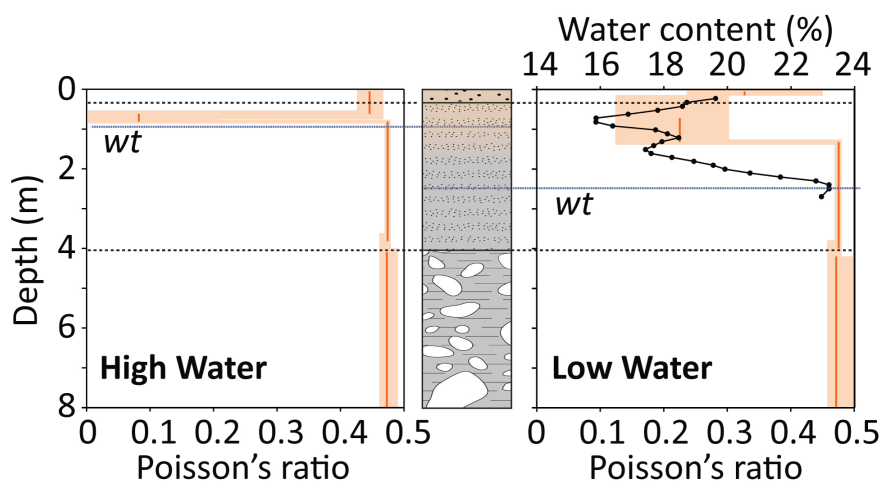


Figure 97: Modèles 1D du coefficient de Poisson  $\nu$  (lignes rouges) obtenus sur le site de l'Orgeval pendant les périodes de hautes eaux (HW) et de basses eaux (LW), avec les incertitudes correspondantes (enveloppe rouge). Les vitesses  $V_P$  ont été obtenues par l'interprétation des temps de première arrivée des ondes P et les vitesses  $V_S$  par inversion de la dispersion des ondes de surface. Les niveaux de nappe observés aux deux périodes sont représentés en pointillés bleus. Les limites lithologiques interprétées à partir de données de forage et de l'ERT sont représentées en pointillés noirs. Les mesures de teneur en eau réalisées sur des échantillons prélevés par sondage à la tarière durant la campagne LW sont superposées au coefficient de Poisson (trait noir).

données en ondes P et SH (Pasquet et al., 2015). Une interprétation simple des données "en réfraction P et SH" fournit des modèles de vitesses en très bon accord avec la stratification connue (Fig. 96). L'interprétation de la dispersion des ondes de surface également, comme le prouve un recalcul de la dispersion à partir des modèles interprétés présenté sur la figure (Fig. 96b et d). Les rapports  $V_P/V_S$  montrent par ailleurs un fort contraste en profondeur, cohérent avec le niveau piézométrique (Fig. 97). Cela semble confirmer l'hypothèse d'une nappe libre dans ce secteur (Pasquet et al., 2015). Une étude en laboratoire (Pasquet et al., 2015) devrait permettre de comprendre l'écart cependant observé (Fig. 96b) entre le toit de la nappe et l'interface de réfraction interprétée (écarts probablement liés à la non prise en compte de la frange capillaire dans l'interprétation des données).

## 5.2 Premiers résultats de la modélisation hydrologique-hydrogéologique couplée du bassin des Avenelles

Une première version d'un modèle hydrologique-hydrogéologique couplé a été mise en place à l'aide d'une nouvelle version de CaWaQS (Catchment Water Quality Simulator) (Flipo, 2005), préfigurant une refonte des modules hydrologiques d'EauDyssée (Flipo et al., 2012; Flipo, 2013). Afin de réaliser cette première simulation, le système aquifère a été conceptualisé par les deux horizons géologiques de l'Oligocène (calcaires de Brie) et de l'Eocène (calcaires du Champigny et de Saint Ouen) afin d'être en accord avec la représentation du Grand Morin de Flipo (2005). Le maillage du modèle a été construit à l'aide du mailleur Qgridder fonctionnant sous QGIS. Le réseau hydrographique est maillé avec une maille compatible avec le MNT de l'IGN à 25 m de côté. Le nombre total de mailles est de 4055 pour l'Oligocène, et de 2702 pour l'Eocène. Le réseau hydrographique est quant à lui composé de 860 mailles.

Les données nécessaires à la mise en place du modèle de surface sont la topographie (modèle numérique de terrain, IGN 25 m), le réseau hydrographique (BD Carthage), l'occupation du sol (CORINE Land Cover), la texture des sols disponibles auprès du GIS ORACLE et les informations concernant la structure géologique. La topographie permet de définir les côtes de drainage du bassin (réseau hydrographique et lignes de source). Le croisement entre les données spatialisées d'occupation du sol et de classe du sol définit les 21 unités de

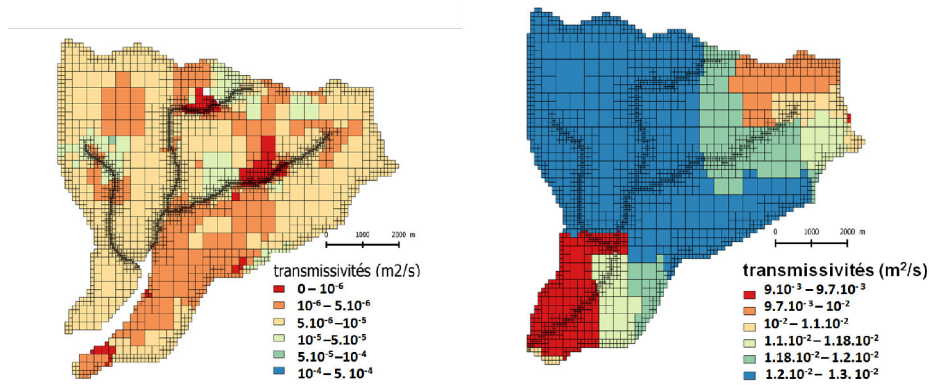


Figure 98: Champs de transmissivités du bassin de l'Orgeval

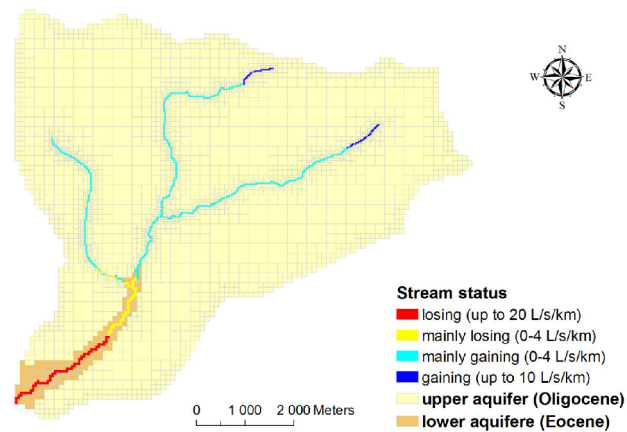


Figure 99: Echanges nappe-rivière pluri-annuels moyens (1980-2013)

calcul du bilan hydrique. L'unité majoritaire correspond à des limons légers constituant une partie significative des terres arables du bassin.

Les données d'entrée du modèle (pluie et ETP) sont fournies par les six stations météo déployées sur le bassin, complétées en cas de données manquantes par les données de la base de données SAFRAN de Météo France.

Une première estimation des paramètres des fonctions de production a été réalisée par essais-erreurs, ce qui a permis, comme pour la Bassée (cf section 3.2.2, p.77), d'estimer une recharge correspondant à la période des basses eaux. En utilisant les données permettant de caractériser les basses eaux du bassin (Fig. 94), Cocher (2013) a pu déterminer, en utilisant la méthode d'inversion de l'adjoint, un champ de perméabilités pour la formation de l'Oligocène. Pour l'Eocène, la distribution des transmissivités a été tirée de Flipo (2005). La figure 98 permet de visualiser ces champs.

Une première simulation pluri-annuelle des échanges a alors été réalisée sur la période 1980-2013. Cette simulation permet d'établir un bilan hydrologique du bassin et de caractériser une première distribution spatiale des échanges nappe-rivière du bassin de Avenelles (Fig. 99), qui est en accord avec le fonctionnement suivi par les stations MOLONARI, à savoir une formation de Brie qui alimente le réseau hydrographique, et une formation de Champigny alimentée par une recharge via la rivière à l'aval du bassin. Ces estimations sont encore très grossières et seront raffinées au fur et à mesure de l'avancée de la calibration du modèle afin de préciser le bilan hydrologique du bassin calculé par Mouhri et al. (2014) indiquant que la lame d'eau totale

simulée (échanges absolus) de 286 mm/an, en tenant compte des pertes vers le Champigny, est supérieure à la lame d'eau observée de 191 mm à l'exutoire du bassin. Cette différence (déficit) s'expliquerait par les importantes infiltrations de la rivière vers l'aquifère du Champigny (-48 mm/an soit -14%). Le débit à la sortie du bassin ne représenterait donc que -86% (190 mm/an) de la lame d'eau. Les exfiltrations représenteraient 94 mm/an soit 40% et le ruissellement représenterait 144 mm/an soit 60%.

## 6 Conclusion

Les enregistrements hydro-thermiques au droit des MOLONARI ont permis, d'une part, de caractériser la variabilité spatio-temporelle de la dynamique des échanges d'eau entre la rivière et les différentes unités aquifères, et d'autre part, de fournir un jeu de données à haute résolution temporelle pour mieux contraindre les conditions limites des modèles 2D couplant le transfert de chaleur aux écoulements au droit de chaque section de rivière suivie.

Le suivi des variations des niveaux d'eau entre la nappe et la rivière à l'échelle du tronçon des Avenelles, montre que la connectivité hydraulique entre la rivière et les aquifères est fortement contrainte par le contexte géologique (type de contact entre le cours d'eau et les unités géologiques) et par les conditions hydrométéorologiques, ce qui se traduit par une variabilité spatiale et temporelle de la relation nappe-rivière. Au niveau de l'amont du bassin, hormis, les périodes de crue, la rivière draine la nappe de Brie, alors qu'au niveau des sections intermédiaires et aval, respectivement, en contact avec les marnes et avec le Champigny, la rivière, globalement, alimente l'aquifère de Champigny.

Par ailleurs, le régime thermique des eaux de la ZH est affecté à la fois par les variations nycthémérales des eaux de surface et par la composante saisonnière des eaux des aquifères, traduisant ainsi la présence d'une zone de mélange des deux masses d'eau. Sur le plan expérimental, les profils verticaux de la température sont donc bien appropriés pour suivre la direction et l'intensité des échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

Afin d'aborder la quantification des échanges à l'aide des dispositifs MOLONARI, un système de mesure de la pression différentielle dans la zone hyporhéique a été développé, et couplé à des algorithmes d'inversions permet de déterminer les propriétés hydrodynamiques de la zone hyporhéique. Les simulations alors effectuées avec les modèles ajustés fournissent une quantification raisonnable des échanges nappe-rivière, à l'échelle locale. Ces simulations démontrent le rôle des flux d'eau dans le transfert de chaleur par advection et la pertinence de la mesure thermique verticale dans la ZH. La quantification de flux échangé à l'échelle du bassin des Avenelles constitue un résultat inédit qui permet d'une part de mettre en avant l'importance des infiltrations, dans la partie aval du bassin, pour la recharge de l'aquifère de Champigny, et d'autre part, de boucler le bilan hydrologique à l'échelle du bassin.

Le dispositif multi-échelle d'échantillonnage s'appuyant sur des piézomètres de plateau ainsi que sur les 5 stations MOLONARI (Mouhri et al., 2012) ne fournit pas seulement des quantifications à l'échelle locale, mais constitue aussi la base de la modélisation multi-échelle des échanges hydriques entre les aquifères et la rivière depuis l'échelle locale jusqu'à l'échelle du bassin. Une première modélisation hydrologique-hydrogéologique couplée de l'ensemble du bassin des Avenelles et de son réseau hydrographique a ainsi été réalisée. Cette modélisation confirme le fonctionnement hydrologique du bassin établi par Mouhri et al. (2014).

Au delà des échanges nappe-rivière, le système MOLONARI, couplé au modèle du bassin, ainsi qu'à des inversions hydrogéophysiques permettront d'aborder la variabilité latérale des propriétés intrinsèques de chaque aquifère. Dans un premier temps, les dispositifs sismiques ont été implantés sur une zone simple (*i.e.* approximativement 1D – zone de plateau) du bassin, au voisinage d'un piézomètre opérationnel. Une interprétation simple des premières arrivées des ondes P et SH a conduit à des modèles 1D de vitesses sismiques correspondant à la stratification du site. En périodes de hautes eaux (mars 2013) comme en basses eaux (août 2013),

les rapports  $V_P/V_S$  obtenus montrent de forts contrastes en profondeur en accord avec les niveaux de nappe observés. Ces résultats validant notre approche 1D, des expériences en 2D ont récemment été mises en œuvre sur un site plus complexe du bassin (berge de rivière). Il s'agira à terme d'aborder l'approche 3D en parallèle aux récents développements proposés en ERT pour le suivi des flux à l'interface nappe-rivière. Sur ce point, les principales difficultés à surmonter concernent l'échantillonnage spatial (implantation des électrodes en surface) et la séquence d'acquisition optimale au regard du compromis nécessaire à trouver entre le volume de sol intégré et la cinématique des flux. Pour aider à décrire cette cinématique, le prototype de sonde amovible multi-profondeur (40cm de longueur) permettant la mesure couplée de température haute résolution et de résistivité électrique apparente sera poursuivi. La calibration fine du dispositif ainsi que l'implémentation des codes d'inversions jointes température/résistivité électrique fait encore l'objet de développements. L'objectif étant de disposer d'une version finale disposant de 16 voies de mesures afin d'accroître significativement la résolution spatiale des mesures.

## 7 Remerciements

Ce travail a bénéficié d'un co-financement par le projet NAPROM (NAPpe-Rivière : Observation et Modélisation) de l'ONEMA. Un grand merci à toutes les personnes qui ont contribué aux nombreuses campagnes de terrain et à la fabrication des différents dispositifs expérimentaux.

## Références

- Abedini, M., M. Nasser, and A. Ansari (2008). Cluster-based ordinary kriging of piezometric head in west texas/new mexico - testing of hypothesis. *JH* 351(3-4), 360–367.
- Abu-El-Sha's, W. and J. Rihani (2007). Application of the high performance computing techniques of parflow simulator to model groundwater flow at Azraq basin. *Water Resources Management* 21, 409–425.
- AESN (2006). Cartographie des zones à dominante humide. Technical report, AESN.
- Ahmadi, S. and A. Sedghamiz (2007). Geostatistical analysis of spatial and temporal variations of groundwater level. *Environ. Monit. Assess.* 129, 277–294.
- Ahmadi, S. and A. Sedghamiz (2008). Application and evaluation of kriging and cokriging methods on groundwater depth mapping. *Environ. Monit. Assess.* 138(1), 357–368.
- Andersen, J., J. Refsgaard, and K. Jensen (2001). Distributed hydrological modelling of the Senegal River Basin - model construction and validation. *Journal of Hydrology* 247, 200–214.
- Andersen, M. and R. Acworth (2009). Stream-aquifer interactions in the Maules Creek catchment, Namoi Valley, New South Wales, Australia. *Hydrogeology Journal* 17, 2005–2021.
- Anderson, M., J. Aiken, E. Webb, and D. Mickelson (1999). Sedimentology and hydrogeology of two braided stream deposits. *Sedimentary Geology* 129, 187–199.
- Anderson, M. P. (2005). Heat as a ground water tracer. *Ground Water* 43, 951–968.
- Angermann, L., S. Krause, and J. Lewandowski (2012). Application of heat pulse injections for investigating shallow hyporheic flow in a lowland river. *Water Resources Research* 48(10).
- Anibas, C., K. Buis, R. Verhoeven, P. Meire, and O. Batelaan (2011). A simple thermal mapping method for seasonal spatial patterns of groundwater-surface water interaction. *Journal of Hydrology* 397(1-2), 93–104.
- Anibas, C., J. Fleckenstein, N. Volze, K. Buis, R. Verhoeven, P. Meire, and O. Batelaan (2009). Transient or steady-state? using vertical temperature profiles to quantify groundwater-surface water exchange. *Hydrological Processes* 23, 2165–2177.
- Anibas, C., B. Verbeiren, K. Buis, J. Chormański, L. De Doncker, T. Okruszko, P. Meire, and O. Batelaan (2012). A hierarchical approach on groundwater-surface water interaction in wetlands along the upper Biebrza River, Poland. *Hydrology and Earth System Sciences* 16(7), 2329–2346.
- Antoine, P., P. Auguste, J.-J. Bahain, C. Chaussé, C. Falguères, B. Ghaleb, N. Limondin-Lozouet, J.-L. Locht, and P. Voinchet (2010). Chronostratigraphy and palaeoenvironments of Acheulean occupations in Northern France (Somme, Seine and Yonne valleys). *Quaternary International* 223-224, 456–461.
- Antoine, P., A.-V. Munaut, N. Limondin-Lozouet, P. Ponel, J. Dupéron, and M. Dupéron (2003). Response of the Selle River to climatic modifications during the Lateglacial and Early Holocene (Somme Basin - Northern France). *Quaternary Science Reviews* 22, 2061–2076.
- Aral, M. and O. Gunduz (2003). Scale effects in large scale watershed modeling. In V. Singh and R. Yadava (Eds.), *International Conference on Water and Environment*, pp. 37–51. Allied Publishers, India.
- Aral, M. and O. Gunduz (2006). *Watershed Models*, Chapter Large-Scale Hybrid Watershed Modeling, pp. 75–95. Taylor & Francis, Kentucky, USA.

- Arnold, J., P. Allen, and D. Morgan (2001). Hydrologic model for design and constructed wetlands. *Wetlands* 21, 167–178.
- Bachrach, R., J. Dvorkin, and A. Nur (2000). Seismic velocities and Poisson's ratio of shallow unconsolidated sands. *Geophysics* 65(2), 559–564.
- Bardini, L., F. Boano, M. Cardenas, R. Revelli, and L. Ridolfi (2012). Nutrient cycling in bedform induced hyporheic zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 84, 47–61.
- Bauer, P., T. Gumbrecht, and W. Kinzelbach (2006). A regional coupled surface water/groundwater model of the Okavango Delta, Botswana. *Water Resources Research* 42, W04403.
- Baxter, C., F. Hauer, and W. Woessner (2003). Measuring Groundwater-Stream Water Exchange: New Techniques for Installing Minipiezometers and Estimating Hydraulic Conductivity. *Transactions of the American Fisheries Society* 132, 493–502.
- Baxter, C. and F. R. Hauer (2000). Geomorphology, hyporheic exchange, and selection of spawning habitat by bull trout (*salvelinus confluentus*). *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 57-7, 1470–1481.
- Bayer, P. and M. Finkel (2007). Optimization of concentration control by evolution strategies: formulation, application and assessment of remedial solutions. *Water Resources Research* 43.
- Becker, M., T. Georgian, H. Ambrose, J. Siniscalchi, and K. Fredrick (2004). Estimating flow and flux of ground water discharge using water temperature and velocity. *Journal of Hydrology* 296(1-4), 221 – 233.
- Bencala, K., M. Gooseff, and B. Kimball (2011). Rethinking hyporheic flow and transient storage to advance understanding of stream-catchment connections. *Water Resources Research* 47, W00H03.
- Bendjoudi, H., P. Weng, R. Guérin, and J. Pastre (2002). Riparian wetlands of the middle reach of the Seine river (France): historical development, investigation and present hydrologic functioning. A case study. *Journal of Hydrology* 263, 131–155.
- Bertrand, G., N. Goldscheider, J.-M. Gobat, and D. Hunkeler (2012). Review: From multi-scale conceptualization to a classification system for inland groundwater-dependent ecosystems. *Hydrogeology Journal* 20, 5–25.
- Beven, K. (1989). Changing ideas in hydrology. The case of physically-based model. *Journal of Hydrology* 105, 157–172.
- Beven, K. and H. Cloke (2012). Comment on "Hyperresolution global land surface modeling: Meeting a grand challenge for monitoring earth's terrestrial water" by Eric F. Wood et al. *Water Resources Research* 48, W01801.
- Beven, K. and J. Freer (2001). A dynamic TOPMODEL. *Hydrological Processes* 15, 1993–2011.
- Beven, K. and M. Kirby (1979). A physically based variable contributed area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin* 24(1), 43–69.
- Beven, K., P. Smith, and A. Wood (2011). On the colour and spin of epistemic error (and what we might do about it). *Hydrology and Earth System Sciences* 15, 3123–3133.
- Biancamaria, S., K. Andreadis, M. Durand, E. Clark, E. Rodriguez, N. Mognard, D. Alsdorf, D. Lettenmaier, and Y. Oudin (2010). Preliminary characterization of swot hydrology error budget and global capabilities. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 3(1), 6–19.
- Billen, G. and J. Garnier (2000). Nitrogen transfers through the Seine drainage network: a budget based on the application of the 'Riverstrahler' model. *Hydrobiologia* 410, 139–150.

- Billen, G., J. Garnier, J. Némery, M. Sebilou, A. Sferratore, S. Barles, P. Benoit, and M. Benoît (2007). A long-term view of nutrient transfers through the Seine River continuum. *Sciences of Total Environment* 375, 80–97.
- Blöschl, G. and M. Sivapalan (1995). Scale issues in hydrological modelling: A review. *Hydrological Processes* 9, 251–290.
- Boano, F., C. Camporeale, and R. Revelli (2010). A linear model for coupled surface-subsurface flow in meandering stream. *Water Resources Research* 46, W07535.
- Boano, F., A. Demaria, R. Revelli, and L. Ridolfi (2010). Biogeochemical zonation due to intrameander hyporheic flow. *Water Resources Research* 46, W02511.
- Boano, F., R. Revelli, and L. Ridolfi (2009). Quantifying the impact of groundwater discharge on the surface-subsurface exchange. *Hydrological Processes* 23, 2108–2116.
- Bodet, L., O. Abraham, and D. Clorennec (2009). Near-offset effects on Rayleigh-wave dispersion measurements: Physical modeling. *J. Applied Geophysics* 68(1), 95–103.
- Bodet, L., F. Rejiba, G. Hovhannissian, S. Pasquet, A. Mouhri, S. Flageul, Q. Vitale, A. Dhemaied, P. Ansart, and N. Flipo (2014). Mesure des cinétiques hydrogéophysiques aux interfaces. Technical report, PIREN Seine.
- Bodet, L., K. van Wijk, A. Bitri, O. Abraham, P. Côte, G. Grandjean, and D. Leparoux (2005). Surface-wave inversion limitations from laser-Doppler physical modeling. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 10(2), 151–162.
- Boezio, M., J. Costa, and J. Koppe (2006). Accounting for extensive secondary information to improve water-table mapping. *Natural Resources Research* 15(1), 33–48.
- Bonnet, X., H. Boucasse, P. Defrance, C. Duprez, P. Strosser, Y. Beley, and S. Morardet (2012). Evaluation économique des services rendus par les zones humides : la cas de la plaine alluviale de la basseée. Technical report, Commissariat général du développement durable.
- Boukerma, B. (1987). *Modélisation des écoulements superficiels et souterrains dans le sud-ouest de la France : approche du bilan hydrique*. Ph. D. thesis, ENSMP, Paris.
- Boulton, A. (2007). Hyporheic rehabilitation in rivers: restoring vertical connectivity. *Freshwater Biology* 52(4), 632–650.
- Boulton, A. J., S. Findlay, P. Marmonier, E. H. Stanley, and H. M. Valett (1998). The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. *New York*, 59–81.
- Bradford, J. (2002). Depth characterization of shallow aquifers with seismic reflection, part I—The failure of NMO velocity analysis and quantitative error prediction. *Geophysics* 67(1), 89–97.
- Bricon, C. and C. Cavelier (1961). Prévisions géologiques et programme d'étude géologique du bassin versant expérimental de l'orgeval (affluent du grand morin) en seine-et-marne. Technical report, BRGM.
- Bridge, J. and I. Lunt (2006). Depositional models of braided rivers. In : *Sambrook Smith, G.H., Best, J.L., Bristow, C.S. and Petts, G.E. (Eds.) Braided rivers: Process, deposits, ecology and management*. Blackwell Publishing., 11–50.
- Bridge, J. and S. Mackey (1993). A theoretical study of fluvial sandstone body dimensions. *Special Publications of the International Association of Sedimentologists* 15, 213–236.

- Briggs, M., L. Lautz, and J. McKenzie (2012). A comparison of fibre-optic distributed temperature sensing to traditional methods of evaluating groundwater inflow to streams. *Hydrological Processes* 26(9), 1277–1290.
- Bristow, C. (2009). Ground penetrating radar in aeolian dune sands. In: *Jol, H.M. (Ed.) Ground Penetrating Radar: Theory and Applications. Elsevier, 274–294.*
- Brochu, Y. and D. Marcotte (2003). A simple approach to account for radial flow and boundary conditions when kriging hydraulic head fields for confined aquifers. *Mathematical Geology* 35(2), 111–139.
- Brodie, R., B. Sundaram, R. Tottenham, and S. Hostetler (2007). An overview of tools for assessing groundwater-surface water connectivity. *Bureau of Rural Sciences, Canberra.*, 131.
- Brunke, M. and T. Gonser (1997). The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater Biology* 37(1), 1–33.
- Brunner, P., P. Cook, and C. Simmons (2009). Hydrogeologic controls on disconnection between surface water and groundwater. *Water Resources Research* 45, W01422.
- Brunner, P., C. Simmons, and P. Cook (2009). Spatial and temporal aspects of the transition from connection to disconnection between rivers, lakes and groundwater. *Journal of Hydrology* 376, 159–169.
- Brunner, P., C. Simmons, P. Cook, and R. Therrien (2010). Modeling surface water-groundwater interaction with MODFLOW: Some considerations. *Ground Water* 48(2), 174–180.
- Buchanan, S. and J. Triantafylis (2009). Mapping water table depth using geophysical and environmental variables. *Ground Water* 47(1), 80–96.
- Burt, T. (2005). A third paradox in catchment hydrology and biogeochemistry: decoupling in the riparian zone. *Hydrological Processes* 19, 2087–2089.
- Burt, T., G. Pinay, F. Matheson, N. Haycock, A. Butturini, J. Clement, S. Danielescu, D. Dowrick, M. Hefting, A. Hillbricht-Ilkowska, and V. Maitre (2002). Water table fluctuations in the riparian zone: comparative results from a pan-European experiment. *Journal of Hydrology* 265, 129–148.
- Caissie, D., T. Pollock, and R. Cunjak (1996). Variation in stream water chemistry and hydrograph separation in a small drainage basin. *Journal of Hydrology* 178, 137–157.
- Calver, A. (2001). Riverbed permeabilities: Information from pooled data. *Ground Water* 39(4), 546–553.
- Cameron, A. and C. Knapp (2009). A new approach to predict hydrogeological parameters using shear waves from multichannel analysis of surface waves method. In *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, Fort Worth, Texas, pp. 475. EEGS.
- Campinchi, J. and M. Morisseau (1983). Etude bibliographique en vue du renforcement de l'alimentation en eau potable (haute vallée du grand morin). Technical report , 83SNG 693 IDF 27 pages, BRGM.
- Cardenas, M. (2009a). A model for lateral hyporheic flow based on valley slope and channel sinuosity. *Water Resources Research* 45, W01501.
- Cardenas, M. (2009b). Stream-aquifer interactions and hyporheic exchange in gaining and losing sinuous streams. *Water Resources Research* 45, W06469.
- Cardenas, M. and J. Wilson (2007a). Dunes, turbulent eddies, and interfacial exchange with permeable sediments. *Water Resources Research* 43, W08412.
- Cardenas, M. and J. Wilson (2007b). Exchange across a sediment-water interface with ambient groundwater discharge. *Journal of Hydrology* 346, 69–80.

- Cardenas, M. and J. Wilson (2007c). Hydrodynamics of coupled flow above and below a sediment-water interface with triangular bedforms. *Advances in Water Resources* 30, 301–313.
- Cardenas, M., J. Wilson, and V. Zlotnik (2004). Impact of heterogeneity, bed forms, and stream curvature on subchannel hyporheic exchange. *Water Resources Research* 40, W08307.
- Carleton, J. and H. Montas (2010). An analysis of performance models for free water surface wetlands. *Water Research* 44, 3595–3606.
- Cazemier, D., P. Lagacherie, and R. Martin-Clouaire (2001). A possibility theory approach for estimating available water capacity from imprecise information contained in soil databases. *Geoderma* 103, 113–132.
- Chapman, T. (1999). A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes* 13, 701–714.
- Chen, D. and K. MacQuarrie (2004). Numerical simulation of organic carbon, nitrate, and nitrogen isotope behavior during denitrification in a riparian zone. *Journal of Hydrology* 293, 235–254.
- Chen, X. and X. Chen (2003). Sensitivity analysis and determination of streambed leakance and aquifer hydraulic properties. *Journal of Hydrology* 284, 270–284.
- Chiang, W.-H. and W. Kinzelbach (2005). *3D-Groundwater Modeling with PMWIN. A simulation System for Modeling Groundwater Flow and Transport Processes*. Berlin Heidelberg New York: Springer-Verlag.
- Chilès, J.-P. and P. Delfiner (1999). *Geostatistics : modeling spatial uncertainty*. Wiley, New-York.
- Chow, V. T. (1959). *Open Channel Hydraulics*. McGraw Hill Company Inc., New York.
- Christiaens, K., M. Vanclooster, D. Mallants, E. Xevi, and J. Feyen (1995). Modelling of the water and nutrient cycle at the catchment scale using the european hydrological system SHE 2: Nitrogen balance. *Water* 81, 98.
- Claret, C., P. Marmonier, M.-J. Dole-Olivier, and E. Castella (1999). Effects of management works on the interstitial fauna of floodplain aquatic systems (River Rhône, France). *Biodiversity and Conservation* 8, 1179–1204.
- Cocher, E. (2013). Détermination des paramètres hydrodynamiques du bassin des Avenelles par inversion de données piézométriques. Master's thesis, Paris.
- Cojan, I., J. Brulhet, J. Corbonnois, A. Devos, J. Gargani, D. Harmand, S. Jaillet, A. Jouve, M. Laurain, O. Lejeune, J. Le Roux, B. Losson, A. Marre, M.-G. Moreau, C. Ricorde, R. Simon-Coinçon, O. Stab, M. Thiry, and P. Voinchet (2007). Morphologic evolution of eastern Paris Basin: "ancient surfaces" and Quaternary incisions. *Mémoire de la Société géologique de France* 178, 135–155.
- Conan, C., F. Bouraoui, N. Turpin, G. de Marsily, and G. Bidoglio (2003). Modeling flow and nitrate fate at catchment scale in Brittany (France). *J. Environ. Qual.* 32, 2026–2032.
- Conant, B. (2004). Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures. *Ground Water* 42(2), 243–257.
- Constantz, J. (2008). Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research* 44, 1–20.
- Constantz, J., A. Stewart, R. Niswonger, and L. Sarma (2002). Analysis of temperature profiles for investigating stream losses beneath ephemeral channels. *Water Resources Research* 38-12, 1316.
- Cook, P. (2015). Quantifying river gain and loss at regional scales. *Journal of Hydrology In Press*.

- Cox, M., G.W.Su, and J. Constantz (2007). Heat, chloride, and specific conductance as ground water tracers near streams. *Ground Water* 45, 187–195.
- Cressie, N. (1990). The Origins of Kriging. *Mathematical Geology* 22(3), 239–252.
- Cristea, N. and S. Burges (2009). Use of thermal infrared imagery to complement monitoring and modeling of spatial stream temperatures. *Journal of Hydrologic Engineering* 14(10), 1080–1090.
- Curie, F. (2006). *Rétention de nitrate dans les zones humides riveraines : Rôle des facteurs hydrologiques, géomorphologiques et biogéochimiques. Approche multi échelle dans le bassin de la Seine*. Ph. D. thesis, Université Paris 6.
- Curie, F., A. Ducharne, H. Bendjoudi, and S. Gaillard (2003). Classification et typologie fonctionnelle des zones humides riveraines à l'échelle du bassin de la Seine : élimination et rétention des nitrates. Technical report, PIREN Seine.
- Curie, F., A. Ducharne, M. Sebilo, and H. Bendjoudi (2009). Denitrification in a hyporheic riparian zone controlled by river regulation in the Seine river basin (France). *Hydrological Processes* 23(5), 655–664.
- Cuthbert, M., R. Mackay, V. Durand, M. Aller, R. Greswell, and M. Rivett (2010). Impacts of river-bed gas on the hydraulic and thermal dynamics of the hyporheic zone. *Advances in Water Resources* 33(11), 1347–1358.
- Dacharry, M. (1993). *Encyclopedie*. AXIS.
- Dahl, M., B. Nilsson, J. Langhoff, and J. Refsgaard (2007). Review of classification systems and new multi-scale typology of groundwater-surface water interaction. *Journal of Hydrology* 344(1-2), 1–16.
- Dahm., C., M. Baker, D. Moore, and J. Thibault (2003). Coupled biogeochemical and hydrological responses of streams and rivers to drought. *Freshwater Biology* 48(7), 1219–1231.
- Dahm, C., N. Grimm, P. Marmonier, H. Valett, and P. Vervier (1998). Nutrient dynamics at the interface between surface waters and groundwaters. *Freshwater Biology* 40(3), 427–451.
- Datry, T., M. Dole-Olivier, P. Marmonier, C. Claret, J. Perrin, M. Lafont, and P. Breil (2008). La zone hyporhéique, une composante à ne pas négliger dans l'état des lieux et la restauration des cours d'eau. *In-génieries - E A T* 54, 3–18.
- Dawson, C. (2008). A continuous/discontinuous Galerkin framework for modeling coupled subsurface and surface water flow. *Computers and Geosciences* 12, 451–472.
- Deleplancque, B., P. Weill, and I. Caujan (2013). Genèse et hétérogénéités sédimentaires de la plaine alluviale de la basse. Technical report, PIREN Seine.
- Deleplancque, B., P. Weill, I. Cojan, B. Labarthe, and N. Flipo (2014). Architecture et hétérogénéités sédimentaires de la plaine alluviale de la basse. Technical report, PIREN Seine.
- Delfs, J.-O., F. Blumensaat, W. Wang, P. Krebs, and O. Kolditz (2012). Coupling hydrogeological with surface runoff model in a Poltva case study in Western Ukraine. *Environ. Earth. Sci.* 65, 1439–1457.
- Desassis, N. and D. Renard (2013). Automatic variogram modeling by iterative least squares: Univariate and multivariate cases. *Mathematical Geology* 45, 453–470.
- Desbarats, A., C. Logan, M. Hinton, and D. Sharpe (2002). On the kriging of water table elevations using collateral information from a digital elevation model. *Journal of Hydrology* 255(1-4), 25–38.

- Discacciati, M., E. Miglio, and A. Quarteroni (2002). Mathematical and numerical models for coupling surface and groundwater flows. *Applied Numerical Mathematics* 43, 57–74.
- Doherty, J. (2010). *PEST : Model Independent Parameter Estimation, User Manual : 5th Edition*. Watermark Numerical Computing.
- Dooge, J. (1968). The hydrologic cycle as a closed system. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin* 13(1), 58–68.
- Doussan, C., G. Poitevin, E. Ledoux, and M. Detay (1997). River bank filtration: modelling of the changes in water chemistry with emphasis on nitrogen species. *Journal of Contaminant Hydrology* 25, 129–156.
- Ducharne, A. (2009). Reducing scale dependence in TOPMODEL using a dimensionless topographic index. *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 2399–2412.
- Ebel, B. and K. Loague (2006). Physics-based hydrologic-response simulation: Seeing through the fog of equifinality. *Hydrol. Process.* 20, 2887–2900.
- Ebel, B., B. B. Mirus, C. S. Heppner, J. E. VanderKwaak, and K. Loague (2009). First-order exchange coefficient coupling for simulating surface water-groundwater interactions: parameter sensitivity and consistency with a physics-based approach. *Hydrological Processes* 23, 1949–1959.
- Eckhardt, N. (2008). A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. *Journal of Hydrology* 352, 168–173.
- Ellis, P., R. Mackay, and M. Rivett (2007). Quantifying urban river-aquifer fluid exchange processes: A multi-scale problem. *Journal of Contaminant Hydrology* 91(1-2), 58–80.
- Elsner, J. and C. Schmertmann (1994). Assessing forecast skill through cross-validation. *Weather Forecasting* 9, 619–624.
- Engdahl, N., E. Volger, and G. Weissmann (2010). Evaluation of aquifer heterogeneity effects on river flow loss using a transition probability framework. *Water Resources Research* 46, W01506.
- Engeler, I., H. Hendricks Franssen, R. Müller, and F. Stauffer (2011). The importance of coupled modelling of variably saturated groundwater flow-heat transport for assessing river-aquifer interactions. *Journal of Hydrology* 397(3-4), 295–305.
- Etchevers, P., C. Golaz, and F. Habets (2001). Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin from 1981 to 1994. *Journal of Hydrology* 244, 60–85.
- Even, S., N. Bacq, D. Ruelland, G. Billen, J. Garnier, M. Poulin, S. Théry, and S. Blanc (2007). New tools for modelling water quality of hydrosystems: An application in the Seine River basin in the frame of the Water Framework Directive. *Sciences of Total Environment* 375(1-3), 274–291.
- Falivene, O., L. Cabrera, J. Munoz, P. Arbues, O. Fernandez, and A. Saez (2007). Statistical grid-based facies reconstruction and modeling for sedimentary bodies. Alluvial-palustrine and turbiditic examples. *Geologica Acta* 5, 199–230.
- Fanelli, R. and L. Lautz (2008). Patterns of water, heat, and solute flux through streambeds around small dams. *Ground Water* 46, 671–687.
- Faulkner, B. R., J. R. Brooks, K. J. Forshay, and S. P. Cline (2012). Hyporheic flow patterns in relation to large river floodplain attributes. *Journal of Hydrology* 448-449(0), 161–173.
- Fechner, L., C. Gourlay-Francé, A. Bourgeault, and M. Tusseau-Vuillemin (2012). Diffuse urban pollution increase metal tolerance of natural heterotrophic biofilm. *Environmetnal Pollution* 162, 311–318.

- Fleckenstein, J., S. Krause, D. Hannah, and F. Boano (2010). Groundwater-surface water interactions: New methods and models to improve understanding of processes and dynamics. *Advances in Water Resources* 33(11), 1291–1295.
- Fleckenstein, J., R. Niswonger., and G. Fogg (2006). River-aquifer interactions, geologic heterogeneity, and low-flow management. *Ground Water* 44(6), 837–852.
- Flipo, N. (2005). *Modélisation intégrée des transferts d'azote dans les aquifères et les rivières : Application au bassin du Grand Morin*. Ph. D. thesis, Centre d'Informatique Géologique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Flipo, N. (2012). Introduction aux travaux de l'axe " interfaces nappe-rivière ". Technical report, PIREN Seine.
- Flipo, N. (2013, June). *Modélisation des Hydrosystèmes Continentaux pour une Gestion Durable de la Ressource en Eau*. Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, [http://tel.archives-ouvertes.fr/docs/00/87/94/49/PDF/flipo2013\\_hdr.pdf](http://tel.archives-ouvertes.fr/docs/00/87/94/49/PDF/flipo2013_hdr.pdf). Habilitation thesis.
- Flipo, N. (2014). Résumé des travaux de l'axe interfaces nappe-rivière. Technical report, PIREN Seine.
- Flipo, N., S. Even, M. Poulin, S. Théry, and E. Ledoux (2007). Modelling nitrate fluxes at the catchment scale using the integrated tool CAWAQS. *Sciences of Total Environment* 375, 69–79.
- Flipo, N., B. Labarthe, and F. Baratelli (2014). Relations eaux souterraines - réseau hydrographique du bassin Seine-Normandie : Calcul des anomalies de débit. Technical Report R141105NFLI, ARMINES-MINES ParisTech.
- Flipo, N., B. Labarthe, F. Baratelli, and A. Pryet (2014). Relations eaux souterraines réseau hydrographique du bassin Seine-Normandie : Intégration de la dynamique des plaines alluviales. Technical Report R141212NFLI, ARMINES-MINES ParisTech.
- Flipo, N., B. Labarthe, F. Saleh, A. Pryet, P. Goblet, P. Viennot, and L. Abasq (2013). Relations eaux souterraines-réseau hydrographique sur le bassin Seine Normandie : Quantification des flux hydriques. Technical Report R130218NFLI, ARMINES-MINES ParisTech.
- Flipo, N., C. Monteil, M. Poulin, C. de Fouquet, and M. Krimissa (2012). Hybrid fitting of a hydrosystem model: long term insight into the Beauce aquifer functioning (France). *Water Resources Research* 48, W05509.
- Flipo, N., A. Mouhri, B. Labarthe, S. Biancamaria, A. Rivière, and P. Weill (2014). Continental hydrosystem modelling : the concept of nested stream-aquifer interfaces. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 3121–3149.
- Flipo, N., F. Saleh, A. Mouhri, and B. Labarthe (2013). État de l'art sur la modélisation des échanges nappe-rivière. Technical report, PIREN Seine.
- Frei, S., J. Fleckenstein, S. Kollet, and R. Maxwell (2009). Patterns and dynamics of river-aquifer exchange with variably-saturated flow using a fully-coupled model. *Journal of Hydrology* 375, 383–393.
- Frei, S., K. Knorr, S. Peiffer, and J. Fleckenstein (2012). Surface micro-topography causes hot spots of biogeochemical activity in wetland systems: A virtual modeling experiment. *J. Geophys. Res.* 117, G00N12.
- Frei, S., G. Lischeid, and J. Fleckenstein (2010). Effects of micro-topography on surface-subsurface exchange and runoff generation in a virtual riparian wetland - a modeling study. *Advances in Water Resources* 33(11), 1388–1401.

- Furman, A. (2008). Modeling coupled surface-subsurface flow processes: A review. *Vadose Zone J.* 7(2), 741–756.
- Fustec, E., H. Bendjoudi, S. Gaillard, P. Weng, F. Boyer, P. Boët, O. Schannen, S. Croguennec, and G. Billen (2001). Fonctionnement du territoire bassée. Technical report, Piren-Seine.
- Gabriels, P., R. Snieder, and G. Nolet (1987). In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode rayleigh waves. *Geophysical Prospecting* 35(2), 187–196.
- Gaillard, S. (1999). *L'Aube : Dynamique morphosédimentaire holocène et fonctionnement actuel d'un hydrosystème à faible énergie*. Ph. D. thesis, Université Paris IV. 204 p.
- Gaillard, S., M. Sebilou, D. Brunstein, D. N'Guyen-The, M. Grably, E. Fustec, H. Bendjoudi, J.-P. Bravard, A. Amezal, G. Billen, and A. Mariotti (2002). Typologie et fonctions des zones humides riveraines. Technical report, PIREN Seine.
- Galbiati, L., F. Bouraoui, F. Elorza, and G. Bidoglio (2006). Modeling diffuse pollution loading into a Mediterranean lagoon: Development and application of an integrated surface-subsurface model tool. *Ecol. Model.* 193, 4–18.
- Genereux, D. P., S. Leahy, H. Mitasova, C. D. Kennedy, and D. R. Corbett (2008). Spatial and temporal variability of streambed hydraulic conductivity in West Bear Creek, North Carolina, USA. *Journal of Hydrology* 358, 332–353.
- Gibbard, P. and K. Cohen (2008). Global chronostratigraphic correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes* 31, 243–247.
- Gleeson, T. and D. Paszkowski (2013). Perceptions of scale in hydrology: what do you mean by regional scale? *Hydrological Sciences Journal* 59(1), 1–9.
- Goblet, P. (2010). Programme METIS - Simulation d'écoulement et de transport miscible en milieu poreux et fracturé - Notice de conception mise à jour le 6/09/10. Technical report, Centre de Géosciences - Ecole des Mines de Paris.
- Golaz-Cavazzi, C., P. Etchevers, F. Habets, E. Ledoux, and J. Noilhan (2001). Comparison of two hydrological simulations of the Rhône basin. *Physics and Chemistry of the Earth* 26, 461–466.
- Gomez, E. (2002). *Modélisation intégrée du transfert de nitrate à l'échelle régionale dans un système hydrologique. Application au bassin de la Seine*. Ph. D. thesis, École Nationale Supérieure des Mines de Paris, Centre d'Informatique Géologique.
- Gomez, E., E. Ledoux, P. Viennot, C. Mignolet, M. Benoît, C. Bornerand, C. Schott, B. Mary, G. Billen, A. Ducharme, and D. Brunstein (2003). Un outil de modélisation intégrée du transfert des nitrates sur un système hydrologique: Application au bassin de la Seine. *La Houille Blanche* 3-2003, 38–45.
- Gonzales, A., J. Nonner, J. Heijkers, and S. Uhlenbrook (2009). Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment. *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 2055–2068.
- Gooseff, M., J. Anderson, S. Wondzell, J. LaNier, and R. Haggerty (2006). A modelling study of hyporheic exchange pattern and the sequence, size, and spacing of stream bedforms in mountain stream networks, Oregon, USA. *Hydrological Processes* 20, 2443–2457.
- Gooseff, M. and B. McGlynn (2005). A stream tracer technique employing ionic tracers and specific conductance data applied to the Maimai catchment, New Zealand. *Hydrological Processes* 19, 2491–2506.

- Gordon, R., L. Lautz, M. Briggs, and J. McKenzie (2012). Automated calculation of vertical pore-water flux from field temperature time series using the VFLUX method and computer program. *Journal of Hydrology* 420-421, 142–158.
- Greiner, I. (1997). *Analyse de la variabilité fonctionnelle de la plaine alluviale de la Seine et modélisation des transferts de nitrates*. Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris. 241 p.
- Grelle, G. and F. M. Guadagno (2009). Seismic refraction methodology for groundwater level determination: "Water seismic index". *J. Applied Geophysics* 68(3), 301–320.
- Greswell, R., P. Ellis, M. Cuthbert, R. White, and V. Durand (2009). The design and application of an inexpensive pressure monitoring system for shallow water level measurement, tensiometry and piezometry. *Journal of Hydrology* 373(3-4), 416–425.
- Gu, C., W. Anderson, and F. Maggi (2012). Riparian biogeochemical hot moments induced by stream fluctuations. *Water Resources Research* 48, W09546.
- Gu, C., G. Hornberger, J. Herman, and A. Mills (2008). Influence of stream-groundwater interactions in the streambed sediments on  $\text{NO}_3^-$  flux to a low-relief coastal stream. *Water Resources Research* 44, W11432.
- Gueho, Y. (2014). Les impacts hydrodynamiques des gravières sur la nappe alluviale de la Bassée. Master's thesis, Paris. 50 p.
- Guérin, R. (2005). Borehole and surface-based hydrogeophysics. *Hydrogeology Journal* 13(1), 251–254.
- Guin, A., R. Ramanathan, R. Ritzi, D. Dominic, I. Lunt, T. Scheibe, and V. Freedman (2010). Simulating the heterogeneity in braided channel belt deposits: 2. Examples of results and comparison to natural deposits. *Water Resources Research* 46, W04516.
- Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé, and D. Vidal-Madjar (1999). The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the Hapex-Mobilhy area Part I: Model and database. *Journal of Hydrology* 217, 75–96.
- Haeni, F. P. (1986). Application of seismic refraction methods in groundwater modeling studies in new england. *Geophysics* 51(2), 236–249.
- Haines, S. S., A. Pidlisecky, and R. Knight (2009). Hydrogeologic structure underlying a recharge pond delineated with shear-wave seismic reflection and cone penetrometer data. *Near Surface Geophysics* 7(5-6), 329–339.
- Hancock, P., A. Boulton, and W. Humphreys (2005). Aquifers and hyporheic zones: Towards an ecological understanding of groundwater. *Hydrogeology Journal* 13(1), 98–111.
- Hansen, N. (2001). Completely derandomized self-adaptation in evolution strategies. *Evol. Comput.* 9, 159–195.
- Hansen, N., S. Muller, and P. Koumoutsakos (2003). Reducing the time complexity of the derandomized evolution strategy with covariance matrix adaptation (cma-es). *Evol. Comput.* 9, 159–195.
- Hansen, N. and A. Ostermeier (2001). Completely derandomized self-adaptation in evolution strategies. *Evol. Comput.* 9, 159–195.
- Hanson, R., W. Schmid, C. Faunt, and B. Lockwood (2010). Simulation and analysis of conjunctive use with MODFLOW's farm process. *Ground Water* 48(5), 674–689.

- Harbaugh, A. and M. McDonald (1996). User's documentation for MODFLOW-96, an update to the U.S. Geological Survey modular finite-difference ground-water flow model. Open-File Report 96-485, U.S. Geological Survey. 56 p.
- Harvey, J. and K. Bencala (1993). The effect of streambed topography on surface-subsurface water exchange in mountain catchments. *Water Resources Research* 29(1), 89–98.
- Harvey, J., B. Wagner, and K. Bencala (1996). Evaluating the reliability of the stream tracer approach to characterize stream-subsurface water exchange. *Water Resources Research* 32(8), 2441–2451.
- Hatch, C., A. Fisher, J. Revenaugh, J. Constantz, and C. Ruehl (2006). Quantifying surface water-groundwater interactions using time series analysis of streambed thermal records: Method development. *Water Resources Research* 42, W10410.
- Hayashi, M. and D. Rosenberry (2002). Effects of ground water exchange on the hydrology and ecology of surface water. *Ground Water* 40(3), 309–316.
- Hayashi, M., T. Vogt, L. Mächler, and M. Schirmer (2012). Diurnal fluctuations of electrical conductivity in a pre-alpine river: Effects of photosynthesis and groundwater exchange. *Journal of Hydrology* 450-451, 93–104.
- Hefting, M., J. Clément, D. Dowrick, A. Cosandey, S. Bernal, C. Cimpian, A. Tatur, T. Burt, and G. Pinay (2004). Water table elevation controls on soil nitrogen cycling in riparian wetlands along a European climatic gradient. *Biogeochemistry* 67, 113–134.
- Heinz, J., S. Kleineidam, G. Teutsch, and T. Aigner (2003). Heterogeneity patterns of Quaternary glaciofluvial gravel bodies (SW-Germany): application to hydrogeology. *Sedimentary Geology* 158, 1–23.
- Henderson, R., F. Day-Lewis, and C. Harvey (2009). Investigation of aquifer-estuary interaction using wavelet analysis of fiber-optic temperature data. *Geophys. Res. Lett.* 36(6), 1–6.
- Henriksen, H., L. Troldborg, A. Hojberg, and J. Refsgaard (2008). Assessment of exploitable groundwater resources of Denmark by use of ensemble resource indicators and a numerical groundwater-surface water model. *Journal of Hydrology* 348, 224–240.
- Hester, E. and M. Doyle (2008). In-stream geomorphic structures as drivers of hyporheic exchange. *Water Resources Research* 44, W03417.
- Hill, M. (2006). The practical use of simplicity in developing ground water models. *Ground Water* 44, 775–781.
- Hill, M., R. Cooley, and D. Pollock (1998). A Controlled Experiment in Ground Water Flow Model Calibration. *Ground Water* 36(3), 520–535.
- Hoeksema, R., R. Clapp, A. Thomas, A. Hunley, N. Farrow, and K. Dearstone (1989). Cokriging model for estimation of water table estimation. *Water Resources Research* 25(3), 429–438.
- Hubbard, S. and N. Linde (2011). Hydrogeophysics. In *Treatise on Water Science*, pp. 401–434. Oxford: Elsevier.
- IGN (2006). Descriptif du contenu bd carthage v3.0. Technical report, Institut Géographique National.
- IGN (2015). BD ALTI Version 2.0. Technical report, Institut Géographique National.
- Ikedda, S., G. Parker, and K. Sawai (1981). Bend theory of river meanders. Part 1: linear development. *Journal of Fluid Mechanics* 112, 363–377.

- Irvine, D., P. Brunner, H.-J. Hendricks Franssen, and G. Simmons (2012). Heterogeneous or homogeneous? Implications of simplifying heterogeneous streambeds in models of losing streams. *Journal of Hydrology* 424-425, 16–23.
- Jardani, A., J. Dupont, A. Revil, N. Massei, M. Fournier, and B. Laignel (2012). Geostatistical inverse modeling of the transmissivity field of a heterogeneous alluvial aquifer under tidal influence. *Journal of Hydrology* 472-473, 287–300.
- Jensen, J. and P. Engesgaard (2011). Nonuniform groundwater discharge across a streambed: Heat as a tracer. *Vadose Zone Journal* 10(1), 98–109.
- Jolly, I. and D. Rassam (2009). A review of modelling of groundwater-surface water interactions in arid/semi-arid floodplains. In *18<sup>th</sup> World IMACS / MODSIM Congress, Cairns, Australia*.
- Jones, J., E. Sudicky, A. Brookfield, and Y.-J. Park (2006). An assessment of the tracer-based approach to quantifying groundwater contributions to streamflow. *Water Resources Research* 42, W02407.
- Jones, J., E. Sudicky, and R. McLaren (2008). Application of a fully-integrated surface-subsurface flow model at the watershed-scale: A case study. *Water Resources Research* 44, W03407.
- Jongmans, D. and D. Demanet (1993). The importance of surface waves in vibration study and the use of rayleigh waves for estimating the dynamic characteristics of soils. *Engineering Geology* 34(1–2), 105–113.
- Jordan, D. and W. Pryor (1992). Hierarchical levels of heterogeneity in a Mississippi River meander belt and application to reservoir systems. *AAPG Bulletin* 76, 1601–1624.
- Journel, A. (1986). Geostatistics: Models and Tools for the Earth Sciences. *Mathematical Geology* 18(1), 119–140.
- Kalbus, E., F. Reinstorf, and M. Schirner (2006). Measuring methods for groundwater - surface water interactions: a review. *Hydrology and Earth System Sciences* 10, 873–887.
- Kalbus, E., C. Schmidt, M. Bayer-Raich, S. Leschik, F. Reinstorf, G. Balcke, and M. Schirmer (2007). New methodology to investigate potential contaminant mass fluxes at the stream-aquifer interface by combining integral pumping tests and streambed temperatures. *Environmental Pollution* 148(3), 808–816.
- Kalbus, E., C. Schmidt, J. Molson, F. Reinstorf, and M. Schirmer (2009). Influence of aquifer and streambed heterogeneity on the distribution of groundwater discharge. *Hydrology and Earth System Sciences* 13, 69–77.
- Kasahara, T. and A. Hill (2006). Hyporheic exchange flows induced by constructed riffles and steps in lowland streams in southern Ontario, Canada. *Hydrological Processes* 20, 4287–4305.
- Kasahara, T. and S. Wondzell (2003). Geomorphic controls on hyporheic exchange flow in mountain streams. *Water Resources Research* 39(1), 1005.
- Käser, D., A. Binley, A. Heathwaite, and S. Krause (2009). Spatio-temporal variations of hyporheic flow in a riffle-step-pool sequence. *Hydrological Processes* 23(15), 2138–2149.
- Keery, J., A. Binley, N. Crook, and J. Smith (2007). Temporal and spatial variability of groundwater-surface water fluxes: Development and application of an analytical method using temperature time series. *Journal of Hydrology* 336(1-2), 1–16.
- Kikuchi, C., T. Ferré, and J. Welker (2012). Spatially telescoping measurements for improved characterization of ground water-surface water interactions. *Journal of Hydrology* 446-447, 1–12.

- Kim, K.-Y., C.-M. Chon, K.-H. Park, Y.-S. Park, and N.-C. Woo (2008). Multi-depth monitoring of electrical conductivity and temperature of groundwater at a multilayered coastal aquifer: Jeju Island, Korea. *Hydrological Processes* 22, 3724–3733.
- Kjellin, J., S. Hallin, and A. Wörman (2007). Spatial variations in denitrification activity in wetland sediments explained by hydrology and denitrifying community structure. *Water Research* 41, 4710–4720.
- Klaus, J. and J. McDonnell (2013). Hydrograph separation using stable isotopes : Review and evaluation. *Journal of Hydrology* 505, 47–64.
- Klingbeil, R., S. Kleinedam, U. Aspiron, T. Aigner, and G. Teutsch (1999). Relating lithofacies to hydrofacies: outcrop-based hydrogeological characterisation of Quaternary gravel deposits. *Sedimentary Geology* 129, 299–310.
- Koch, J., D. McKnight, and R. Neupauer (2011). Simulating unsteady flow, anabranching, and hyporheic dynamics in a glacial meltwater stream using a coupled surface water routing and groundwater flow model. *Water Resources Research* 47, W05530.
- Kolditz, O., S. Bauer, C. Beyer, N. Böttcher, P. Dietrich, U.-J. Görke, T. Kalbacher, C.-H. Park, U. Sauer, C. Schütze, H. Shao, A. Singh, J. Taron, W. Wang, and N. Watanabe (2012). A systematic benchmarking approach for geologic CO<sub>2</sub> injection and storage. *Environ. Earth. Sci.* 67(2), 613–632.
- Kollet, S. J. and R. M. Maxwell (2006). Integrated surface-groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. *Advances in Water Resources* 29, 945–958.
- Konstantaki, L., S. Carpentier, F. Garofalo, P. Bergamo, and L. V. Socco (2013). Determining hydrological and soil mechanical parameters from multichannel surface-wave analysis across the alpine fault at Incheon, New Zealand. *Near Surface Geophysics* 11(4), 435–448.
- Krause, S., T. Blume, and N. Cassidy (2012). Investigating patterns and controls of groundwater up-welling in a lowland river by combining fibre-optic distributed temperature sensing with observations of vertical head gradients. *Hydrology and Earth System Sciences* 16(1), 1775–1792.
- Krause, S. and A. Bronstert (2007). The impact of groundwater-surface water interactions on the water balance of a mesoscale lowland river catchment in northeastern Germany. *Hydrological Processes* 21, 169–184.
- Krause, S., A. Bronstert, and E. Zehe (2007). Groundwater-surface water interactions in a North German lowland floodplain - Implications for the river discharge dynamics and riparian water balance. *Journal of Hydrology* 347, 404–417.
- Krause, S., D. Hannah, and J. Fleckenstein (2009). Hyporheic hydrology: interactions at the groundwater-surface water interface. *Hydrological Processes* 23, 2103–2107.
- Krause, S., D. M. Hannah, J. H. Fleckenstein, C. M. Heppell, D. Kaeser, R. Pickup, G. Pinay, A. L. Robertson, and P. J. Wood (2011). Inter-disciplinary perspectives on processes in the hyporheic zone. *Ecohydrology* 4(4), 481–499.
- Krause, S., L. Heathwaite, A. Binley, and P. Keenan (2009). Nitrate concentration changes at the groundwater-surface water interface of a small Cumbrian River. *Hydrological Processes* 23, 2195–2211.
- Kurtulus, B., N. Flipo, P. Goblet, G. Vilain, J. Tournebize, and G. Tallec (2011). Hydraulic head interpolation in an aquifer unit using ANFIS and ordinary kriging. In *Studies in computational intelligence*, Number 343, pp. 265–273. Springer.

- Labarthe, B., N. Flipo, L. Abasq, B. Deleplancque, A. Mouhri, A. Jost, and C. de Fouquet (2014). Première caractérisation hydrodynamique des échanges dans la plaine alluviale de la basse. Technical report, PIREN Seine.
- Labarthe, B., N. Flipo, and C. de Fouquet (2013). Modélisation multi-échelle de l'interface nappe-rivière de l'hydrosystème seine : rapport d'avancement. Technical report, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- LaBolle, E., A. Ahmed, and G. Fogg (2003). Review of the integrated groundwater and surface-water model (IGSM). *Ground Water* 41(2), 238–46.
- Lagacherie, P., D. Cazemier, R. Martin-Clouaire, and T. Wassenaar (2000). A spatial approach using imprecise soil data for modelling crop yields over vast areas. *Agriculture Ecosystems and Environment* 81, 5–16.
- Lamb, R., K. Beven, and S. Myrabo (1998). Use of spatially distributed water table observations to constrain uncertainty in a rainfall-runoff model. *Advances in Water Resources* 22(4), 305–317.
- Landon, M., D. Rus, and F. Harvey (2001). Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds. *Ground Water* 39(6), 870–885.
- Lautridou, J., J. Auffret, F. Lécolle, D. Lefebvre, G. Lericolais, A. Roblin-Jouve, S. Balescu, G. Carpentier, J.-M. Cordy, J. Descombes, S. Occhietti, and D. Rousseau (1999). Le fleuve Seine, Le fleuve Manche. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170, 545–558.
- Lautz, L., N. Kranes, and D. Siegel (2010). Heat tracing of heterogeneous hyporheic exchange adjacent to in-stream geomorphic features. *Hydrological Processes* 24, 3074–3086.
- Lautz, L. and D. Siegel (2006). Modeling surface and ground water mixing in the using MODFLOW and MT3D. *Advances in Water Resources* 29, 1618–1633.
- Le Jeune, Y., C. Leroyer, and J.-F. Pastre (2012). L'évolution holocène de la basse vallée de la Marne (Bassin parisien, France) entre influences climatiques et anthropiques. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 4, 459–476.
- Ledoux, E., G. Girard, G. de Marsily, J. Villeneuve, and J. Deschenes (1989). *Unsaturated flow in hydrologic modeling - theory and practice*, Chapter Spatially distributed modeling: conceptual approach, coupling surface water and groundwater., pp. 435–454. Springer, NATO ASI Ser. CNorwell, Massachusetts : Kluwer Academic.
- Ledoux, E., E. Gomez, J. Monget, C. Viavattene, P. Viennot, A. Ducharme, M. Benoit, C. Mignolet, C. Schott, and B. Mary (2007). Agriculture and groundwater nitrate contamination in the Seine basin. The STICS-MODCOU modelling chain. *Sciences of Total Environment* 375, 33–47.
- Lee, D. R. (1977). A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnol. Oceanogr.* 22(1), 140–147.
- Lee, S.-C. and A. Mehta (1997). *Cohesive Sediments*, Chapter Equilibrium hypsometry fine-grained shore profiles, pp. 429–437. Wiley.
- Lemieux, J. and E. Sudicky (2010). Simulation of groundwater age evolution during the Wisconsinian glaciation over the Canadian landscape. *Environmental Fluid Mechanics* 10, 91–102.
- Lestel, L. (2013). Pollution atmosphérique en milieu urbain : de sa régulation à sa surveillance. *Vertigo* 15.
- Levassor, A. (2005). Etude globale pour l'aménagement de la basse. étude hydrogéologique de faisabilité. Technical report, ARMINE.

- Lewandowski, J., L. Angermann, G. Nützmann, and J. Fleckenstein (2011). A heat pulse technique for the determination of small-scale flow directions and flow velocities in the streambed of sand-bed streams. *Hydrological Processes* 25, 3244–3255.
- Loague, K., C. Heppner, B. Mirus, B. Ebel, Q. Ran, A. Carr, S. Beville, and J. VanderKwaak (2006). Physics-based hydrologic-response simulation: foundation for hydroecology and hydrogeomorphology. *Hydrological Processes* 20, 1231–1237.
- Loheide, S. and S. Gorelick (2007). Riparian hydroecology: A coupled model of the observed interactions between groundwater flow and meadow vegetation patterning. *Water Resources Research* 43(7), 1–16.
- Loheide II, S. and S. Gorelick (2006). Quantifying stream-aquifer interactions through the analysis of remotely sensed thermographic profiles and in situ temperature histories. *Environ. Sci. Technol.* 40(10), 3336–3341.
- Lopez, S., I. Cojan, J. Rivoirard, and A. Galli (2008). Process-based stochastic modelling: meandering channelized reservoirs. *Special Publications of the International Association of Sedimentologists* 40, 139–144.
- Lowry, C., J. Walker, R. Hunt, and M. Anderson (2007). Identifying spatial/variability of groundwater discharge in a wetland stream using a distributed temperature sensor. *Water Resources Research* 43(10), W10408.
- Lyon, S., J. Seibert, A. Lembo, M. Walter, and T. Steenhuis. (2006). Geostatistical investigation into the temporal evolution of spatial structure in a shallow water table. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10(1), 113–125.
- Maillot, M. (2015). Impact de la sinuosité et des hétérogénéités sédimentaires sur les échanges nappe-rivière en système fluvial méandrique. *Rapport de stage de Master 2 - Université Pierre et Marie Curie / MINES ParisTech*, 50 p.
- Malard, F., K. Tockner, M.-J. Dole-Olivier, and J. V. Ward (2002). A landscape perspective of surface-subsurface hydrological exchanges in river corridors. *Freshwater Biology* 47, 621–640.
- Mardhel, V., A. Gravier, J.-Y. Koch-Mathiann, C. Nowak, J.-L. Terreyre, M. Raguét, and C. Garnier (2006). Cartographie de la vulnérabilité simplifiée des eaux souterraines du bassin Seine-Normandie et application aux sites BASOL. In *International symposium Darcy 2006 - Aquifers Systems Management, 30th Mai - 1st June 2006, Dijon, France*.
- Mariethoz, G., P. Renard, F. Cornaton, and O. Jaquet (2009). Truncated plurigaussian simulations to characterize aquifer heterogeneity. *Ground Water* 47, 13–24.
- Marmonier, P., G. Archambaud, N. Belaidi, N. Bougon, P. Breil, E. Chauvet, C. Claret, J. Cornut, T. Darty, M. Dole-Olivier, B. Dumont, N. Flipo, A. Foulquier, M. Gérino, A. Guilpart, F. Julien, C. Maazouzi, D. Martin, F. Mermillod-Blondin, B. Montuelle, P. Namour, S. Navel, D. Ombredane, T. Pelte, C. Piscart, M. Pusch, S. Stroffek, A. Robertson, J. Sanchez-Pérez, S. Sauvage, A. Taleb, M. Wantzen, and P. Vervier (2012). The role of organisms in hyporheic processes : gaps in current knowledge, needs for future research and applications. *Ann. Limnol. - Int. J. Lim.* 48(3), 253–266.
- Martin-Clouaire, R., D. Cazemier, and P. Lagacherie (2000). Representing and processing uncertain soil information for mapping soil hydrological properties. *Computers and electronics in agriculture* 29, 41–57.
- Marzadri, A., D. Tonina, and A. Bellin (2011). A semianalytical three-dimensional process-based model for hyporheic nitrogen dynamics in gravel bed rivers. *Water Resources Research* 47, W11518.
- Marzadri, A., D. Tonina, A. Bellin, G. Vignoli, and M. Tubino (2010). Semianalytical analysis of hyporheic flow induced by alternate bars. *Water Resources Research* 46, W07531.

- Massei, N. and M. Fournier (2012). Assessing the expression of large-scale climatic fluctuations in the hydrological variability of daily Seine river flow (France) between 1950 and 2008 using Hilbert-Huang Transform. *Journal of Hydrology* 448-449, 119–128.
- Massei, N., B. Laignel, J. Deloffre, J. Mesquita, A. Motelay, R. Lafite, and A. Durand (2010). Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950-2008. *Int. J. Climatol.* 30(14), 2146–2154.
- Matheron, G. (1978). *Estimer et choisir* (Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique, Fasc. 7 ed.). Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Mau, D. and T. Winter (1996). Estimating ground-water recharge from streamflow hydrographs for a small mountain watershed in a temperate humid climate, New Hampshire, USA. *Ground Water* 35(2), 291–304.
- McCallum, A., M. Andersen, B. Giambastiani, B. Kelly, and R. I. Acworth (2012). River-aquifer interactions in a semi-arid environment stressed by groundwater abstraction. *Hydrological Processes In press*.
- McCallum, J., P. Cook, D. Berhane, C. Rumpf, and G. McMahon (2012). Quantifying groundwater flows to streams using differential flow gaugings and water chemistry. *Journal of Hydrology* 416-417(0), 118–132.
- Mégnién, C. (1965). Possibilité aquifère des alluvions du val de seine entre Nogent-sur-Seine et Montereau. Technical report, Bureau de Recherche Géologique et Minière. 452 p.
- Mégnién, C. (1970). *Atlas des nappes aquifères de la région parisienne*. Editions BRGM.
- Mermillod-Blondin, F., M. Creuze, P. Marmonier, and M.-J. Dole-Olivier (2000). Distribution of solutes, microbes and invertebrates in river sediments along a riffle-pool-riffle sequence. *Freshwater Biology* 44, 255–269.
- Merritt, M. and L. Konikow (2000). Documentation of a Computer Program to Simulate Lake-Aquifer Interaction Using the MODFLOW Ground-Water Flow Model and the MOC3D Solute-Transport Model. Report 00-4167, U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations. 146 p.
- Miall, A. (1996). *The geology of fluvial deposits*. Springer Verlag.
- Michael, H., H. Li, A. Boucher, T. Sun, J. Caers, and S. Gorelick (2010). Combining geologic-process models and geostatistics for conditional simulation of 3-D subsurface heterogeneity. *Water Resources Research* 43, W05527.
- Miglio, E., A. Quarteroni, and F. Saleri (2003). Coupling of free surface and groundwater flows. *Computers & Fluids* 32, 73–83.
- Miguel, C., N. Lamouroux, H. Pella, B. Labarthe, N. Flipo, and M. Akopian (2014). Altération d'habitat hydraulique à l'échelle des bassins versants: Impacts des prélèvements en nappe du bassin Seine-Normandie. *Hydrobiologia soumis*.
- Mimoun, D. (2004). *Spatialisation de l'information : une aide à l'analyse hydraulique et paysagère développée lors de la réhabilitation des sites post-industriels – Cas des réaménagements des gravières en eau en milieu alluvionnaire*. Ph. D. thesis, Université Jean Monnet, Saint-Etienne. 378 p.
- Moffett, K., S. Tyler, T. Torgersen, M. Menon, J. Selker, and S. Gorelick (2008). Processes controlling the thermal regime of saltmarsh channel bed. *Environmental Science & Technology* 42, 671–676.
- Monteil, C. (2011). *Estimation de la contribution des principaux aquifères du bassin-versant de la Loire au fonctionnement hydrologique du fleuve à l'étiage*. Ph. D. thesis, MINES-ParisTech, 60 bd Saint Michel, Paris.

- Mosegaard, K. and M. Sambridge (2002). Monte carlo analysis of inverse problems. *inverse problems* 18, R29–R54.
- Mota, R. and F. Monteiro Santos (2010). 2D sections of porosity and water saturation from integrated resistivity and seismic surveys. *Near Surface Geophysics* 8(6), 575–584.
- Mouhri, A., N. Flipo, F. Rejiba, C. de Fouquet, L. Bodet, P. Goblet, B. Kurtulus, P. Ansart, G. Tallec, V. Durand, and A. Jost (2013). Designing a multi-scale sampling system of stream-aquifer interfaces in a sedimentary basin. *Journal of Hydrology* 504, 194–206.
- Mouhri, A., N. Flipo, F. Rejiba, C. de Fouquet, G. Tallec, L. Bodet, V. Durand, A. Jost, R. Guérin, and P. Ansart (2012). Stratégie d'échantillonnage des échanges nappe-rivière du bassin agricole de l'orgeval. Technical report, PIREN Seine.
- Mouhri, A., N. Flipo, F. Rejiba, P. Goblet, L. Bodet, and A. Jost (2014). Caractérisation et quantification spatio-temporelle des échanges hydriques dans la vallée incisée des avenelles. Technical report, PIREN Seine.
- Mouhri, A., N. Flipo, F. Rejiba, P. Goblet, L. Bodet, G. Tallec, P. Ansart, A. Jost, V. Durand, and C. de Fouquet (2013). Investigations hydro-géophysiques et premières modélisations thermiques de la vallée des avenelles à l'interface cours d'eau-nappe. Technical report, PIREN Seine.
- Mouhri, A., N. Flipo, and F. Saleh (2012). État de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe-rivière. Technical report, PIREN Seine.
- Mouhri, A., N. Flipo, Q. Vitale, L. Bodet, G. Tallec, P. Ansart, and F. Rejiba (2013). *L'observation long terme en environnement – Exemple du bassin versant de l'Orgeval*, Chapter Influence du contexte hydrogéologique sur la connectivité nappe-rivière au niveau de la vallée incisée des Avenelles. QUAE.
- Munz, M., S. Krause, C. Tecklenburg, and A. Binley (2011). Reducing monitoring gaps at the aquifer-river interface by modelling groundwater-surface water exchange flow patterns. *Hydrological Processes* 25, 3547–3562.
- Nalbantis, I., A. Efstratiadis, E. Rozos, M. Kopsiafti, and D. Koutsoyiannis (2011). Holistic versus monomeric strategies for hydrological modelling of human-modified hydrosystems. *Hydrology and Earth System Sciences* 15(3), 743–758.
- Nathan, R. and T. McMahon (1990). Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. *Water Resources Research* 26(7), 1465–1473.
- Nemeth, M. and H. Solo-Gabriele (2003). Evaluation of the use of reach transmissivity to quantify exchange between groundwater and surface water. *Journal of Hydrology* 274, 145–159.
- Noto, L., V. Ivanov, R. Bras, and E. Vivoni (2008). Effects of initialization on response of a fully-distributed hydrologic model. *Journal of Hydrology* 352, 107–125.
- Nowinski, J., M. Cardenas, A. Lightbody, T. Swanson, and A. Sawyer (2012). Hydraulic and thermal response of groundwater-surface water exchange to flooding in an experimental aquifer. *Journal of Hydrology* 472-473, 184–192.
- Nyquist, J. E., P. A. Freyer, and L. Toran (2008). Stream bottom resistivity tomography to map ground water discharge. *Ground Water* 46(4), 561–569.
- Oeurng, C., S. Sauvage, and J.-M. Sánchez-Pérez (2010). Temporal variability of nitrate transport through hydrological response during flood events within a large agricultural catchment in south-west France. *Sciences of Total Environment* 409, 140–149.

- Osman, Y. and M. Bruen (2002). Modelling stream-aquifer seepage in an alluvial aquifer: an improved loosing-stream package for MODFLOW. *Journal of Hydrology* 264, 69–86.
- Paillet, F. (1995). Integrating surface geophysics, well logs and hydraulic test data in the characterization of heterogeneous aquifers. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 1(1), 1–13.
- Panday, S. and P. S. Huyakorn (2004). A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Advances in Water Resources* 27, 361–382.
- Pardo-Igúzquiza, E. and M. Chica-Olmo (2007). KRIGRADI: A cokriging program for estimating the gradient of spatial variables from sparse data. *Computers and Geosciences* 33, 497–512.
- Pardo-Igúzquiza, E., M. Chica-Olmo, M. Garcia-Soldado, and J. A. Luque-Espinar (2009). Using semivariogram parameter uncertainty in hydrogeological applications. *Ground Water* 47(1), 25–34.
- Park, C. B., R. D. Miller, and J. Xia (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* 64(3), 800–808.
- Park, Y.-J., E. Sudicky, S. Panday, and G. Matanga (2009). Implicit subtime stepping for solving nonlinear flow equations in an integrated surface-subsurface system. *Vadose Zone Journal* 8, 825–836.
- Partington, D., P. Brunner, S. Frei, C. Simmons, A. Werner, R. Therrien, H. Maier, G. Dandy, and J. Fleckenstein (2013). Interpreting streamflow generation mechanisms from integrated surface-subsurface flow models of a riparian wetland and catchment. *Water Resources Research* 49, 5501–5519.
- Partington, D., P. Brunner, C. Simmons, R. Therrien, A. Werner, R. Therrien, H. Maier, and G. Dandy (2012). Evaluation of outputs from automated baseflow separation methods against simulated baseflow from a physically based, surface water-groundwater flow model. *Journal of Hydrology* 459, 28–39.
- Pasquet, S. (2014). *Apport des méthodes sismiques à l'hydrogéophysique : importance du rapport  $V_p/V_s$  et contribution des ondes de surface*. Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Pasquet, S., L. Bodet, A. Dhemaied, A. Mouhri, Q. Vitale, F. Rejiba, N. Flipo, and R. Guérin (2015). Detecting different water table levels in a shallow aquifer with combined p-, surface and sh-wave surveys: Insights from  $v_p/v_s$  or poisson's ratios. *J. Applied Geophysics* 13, 28–50.
- Pasquet, S., L. Bodet, Q. Vitale, F. Rejiba, R. Guérin, R. Mourgues, and V. Tournat (2015). Laser-doppler acoustic probing of granular media with varying water levels. In *Physics Procedia, 2015 International Congress on Ultrasonics. ICU, Metz, France*, pp. 000–000.
- Pasquier, P. and D. Marcotte (2006). Steady- and transient-state inversion in hydrogeology by successive flux estimation. *Advances in Water Resources* 29(12), 1934–1952.
- Pastre, J., F., M. Fontugne, C. Kuzucuoglu, C. Leroyer, N. Limondin-Lozouet, M. Talon, and N. Tisnérat (1997). L'évolution tardi et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 3, 291–312.
- Pastre, J.-F., C. Leroyer, N. Limondin-Lozouet, C. Chaussé, M. Fontugne, A. Gebhardt, C. Hatté, and V. Krier (2000). Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin Parisien (France). *Quaternaire* 11, 107–122.
- Peaudecerf, P. (1975). Effets des gravières sur le comportement hydrodynamique des nappes d'eau souterraines. *La Houille Blanche* 2–3, 133–140.
- Peyrard, D., S. Delmotte, S. Sauvage, P. Namour, M. Gerino, P. Vervier, and J. Sanchez-Perez (2011). Longitudinal transformation of nitrogen and carbon in the hyporheic zone of an N-rich stream: A combined modelling and field study. *Physics and Chemistry of the Earth* 36, 599–611.

- Peyrard, D., S. Sauvage, P. Vervier, J. Sanchez-Perez, and M. Quintard (2008). A coupled vertically integrated model to describe lateral exchanges between surface and subsurface in large alluvial floodplains with a fully penetrating river. *Hydrological Processes* 22, 4257–4273.
- Pinder, G., J. Bredehoeft, and H. C. Jr (1969). Determination of Aquifer Diffusivity from Aquifer Response to Fluctuations in River Stage. *Water Resources Research* 5(4), 850–855.
- Pinder, G. and J. Jones (1969). Determination of the groundwater component of peak discharge from the chemistry of total run-off. *Water Resources Research* 5(2), 438–445.
- Poeter, E. and D. Gaylord (1990). Influence of aquifer heterogeneity on contaminant transport at the Hanford site. *Ground Water* 28, 900–909.
- Polus, E., N. Flipo, C. de Fouquet, and M. Poulin (2011). Geostatistics for assessing the efficiency of distributed physically-based water quality model. Application to nitrates in the Seine River. *Hydrological Processes* 25(2), 217–233.
- Poole, G., S. O'Daniel, K. Jones, W. Woessner, E. Bernhardt, A. Helton, J. Stanford, B. Boer, and T. Beechie (2008). Hydrologic spiralling: The role of multiple interactive flow paths in stream ecosystems. *River Res. Applic.* 24, 1018–1031.
- Pryet, A., B. Labarthe, F. Saleh, M. Akopian, and N. Flipo (2015). Reporting of stream-aquifer flow distribution at the regional scale with a distributed process-based model. *Water Resources Management* 29, 139–159.
- Quinn, P., K. Beven, P. Chevallier, and O. Planchon (1991). The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes* 5(1), 59–79.
- Renard, F. and N. Jeannée (2008). Estimating transmissivity fields and their influence on flow and transport: The case of Champagne mounts. *Water Resources Research* 44, 1–12.
- Renard, P. (1997). *Modelisation des écoulements en milieu poreux heterogenes-calcul des permeabilites equivalentes*. Ph. D. thesis, école des mines de Paris.
- Revelli, R., F. Boano, C. Camporeale, and L. Ridolfi (2008). Intra-meander hyporheic flow in alluvial rivers. *Water Resources Research* 44, W12428.
- Richards, K. (1982). *Rivres - form and process in alluvial channels*. Methuen, New York, N.Y.
- Rivest, M., D. Marcotte, and P. Pasquier (2008). Hydraulic head field estimation using kriging with an external drift: A way to consider conceptual model information. *Journal of Hydrology* 361(3-4), 349–361.
- Rivett, M., S. Buss, P. Morgan, J. Smith, and C. Bemment (2008). Nitrate attenuation in groundwater: A review of biogeochemical controlling processes. *Water Research* 42, 4215–4232.
- Rodríguez, E. (2014). Surface water and ocean topography mission (SWOT) project – Science Requirements Document. Technical report, JPL.
- Rosenberry, D. (2008). A seepage meter designed for use in flowing water. *Journal of Hydrology* 359, 118–130.
- Rosenberry, D. and J. Pitlick (2009). Local-scale variability of seepage and hydraulic conductivity in a shallow gravel-bed river. *Hydrological Processes* 23, 3306–3318.
- Rötting, T., J. Carrera, J. Bolzicco, and J. Salvany (2006). Stream-stage response tests and their joint interpretation with pumping tests. *Ground Water* 44(3), 371–385.
- Rouhani, S. and D. Myers (1990). Problems in Space-Time Kriging of Geohydrological Data. *Mathematical Geology* 22(5), 611–623.

- Rubin, Y., X. Chen, H. Murakami, and M. Hahn (2010). A bayesian approach for inverse modeling, data assimilation, and conditional simulation of spatial random fields. *Water Resources Research* 46, W10523.
- Rushton, K. (2007). Representation in regional models of saturated river-aquifer interaction for gaining/losing rivers. *Journal of Hydrology* 334, 262–281.
- Rushton, K. and L. Tomlinson (1979). Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers. *Journal of Hydrology* 40, 49–65.
- Saenger, N., P. Kitanidis, and R. Street (2005). A numerical study of surface-subsurface exchange processes at a riffle-pool pair in the Lahn River, Germany. *Water Resources Research* 41, W12424.
- Saleh, F. (2010). *Apport de la modélisation hydraulique pour une meilleure simulation des tirants d'eau et des échanges nappe-rivière à l'échelle régionale*. Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie.
- Saleh, F., A. Ducharne, N. Flipo, L. Oudin, and E. Ledoux (2013). Impact of river bed morphology on discharge and water levels simulated by a 1d saint-venant hydraulic model at regional scale. *Journal of Hydrology* 476, 169–177.
- Saleh, F., N. Flipo, S. Biancamaria, F. Habets, E. Rodríguez, and N. Mognard (2012). The contribution of the future mission SWOT to improve simulations of river stages and stream-aquifer interactions at regional scale. In *20 years of Progress in Radar Altimetry*.
- Saleh, F., N. Flipo, and C. de Fouquet (2012). Influence de la méthode d'estimation des niveaux d'eau dans un réseau hydrographique sur la quantification des échanges nappe-rivière. Technical report, PIREN Seine.
- Saleh, F., N. Flipo, F. Habets, A. Ducharne, L. Oudin, P. Viennot, and E. Ledoux (2011). Modeling the impact of in-stream water level fluctuations on stream-aquifer interactions at the regional scale. *Journal of Hydrology* 400(3-4), 490–500.
- Sawyer, A. and M. Cardenas (2009). Hyporheic flow and residence time distributions in heterogeneous cross-bedded sediment. *Water Resources Research* 45, W08406.
- Sawyer, A., M. Cardenas, and J. Buttles (2011). Hyporheic exchange due to channel-spanning logs. *Water Resources Research* 47, W08502.
- Scanlon, B., R. Healy, and P. Cook (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10(1), 18–39.
- Schanen, O. (1998). *Analyse et modélisation de l'impact hydrodynamique biogéochimique des lacs de gravières sur la nappe alluviale du Val de Seine*. Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie. 273 p.
- Schanen, O., H. Bendjoudi, A. Levassor, and E. Fustec (1998). Quantification des écoulements nappe-gravières, en zone alluviale, par optimisation du bilan hydrologique. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes* 326, 107–112.
- Schmidt, C., M. Bayer-Raich, and M. Schirmer (2006). Characterization of spatial heterogeneity of groundwater-stream water interactions using multiple depth streambed temperature measurements at the reach scale. *Hydrology and Earth System Sciences* 3(4), 1419–1446.
- Schmidt, C., B. Conant, M. Bayer-Raich, and M. Schirmer (2007). Evaluation and field-scale application of an analytical method to quantify groundwater discharge using mapped streambed temperatures. *Journal of Hydrology* 347, 292–307.
- Schuetz, T. and M. Weiler (2011). Quantification of localized groundwater inflow into streams using ground-based infrared thermography. *Geophys. Res. Lett* 38(3), L03401.

- Scibek, J., D. Allen, A. Cannon, and P. Whitfield (2007). Groundwater-surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater model. *Journal of Hydrology* 333, 165–181.
- Sebilo, M. (2003). *Utilisation du tracage isotopique naturel pour caractériser et quantifier les processus de nitrification et de dénitrification à l'échelle du réseau hydrographique de la Seine*. Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Seitzinger, S., R. Styles, E. Boyer, R. Alexander, G. Billen, R. Howarth, B. Mayer, and N. V. Breemen (2002). Nitrogen retention in rivers: model development and application to watersheds in the northeastern U.S.A. *Biogeochemistry* 57/58, 199–237.
- Selker, J., L. Thévenaz, H. Huwald, A. Mallet, W. Luxemburg, N. Van De Giesen, M. Stejskal, J. Zeman, M. Westhoff, and M. Parlange (2006). Distributed fiber-optic temperature sensing for hydrologic systems. *Water Resources Research* 42(12), 8.
- Slater, L., D. Ntarlagiannis, F. Day-Lewis, K. Mwakanyamale, E. Versteeg, A. Ward, C. Strickland, C. Johnson, and J. Lane (2010). Use of electrical imaging and distributed temperature sensing methods to characterize surface water-groundwater exchange regulating uranium transport at the hanford 300 area, washington. *Water Resources Research* 46(10), 1–13.
- Smerdon, B., C. Mendoza, and K. Devito (2007). Simulations of fully coupled lake-groundwater exchange in a subhumid climate with an integrated hydrologic model. *Water Resour. Res.* 43, W01416.
- Smerdon, B., C. Mendoza, and K. Devito (2012). The impact of gravel extraction on groundwater dependent wetlands and lakes in the Boreal Plains, Canada. *Environ. Earth Sci.* 67, 1249–1259.
- Smith, M., D.-J. Seo, V. Koren, S. Reed, Z. Zhang, Q. Duan, F. Moreda, and S. Cong (2004). The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design. *Journal of Hydrology* 298, 4–26.
- Socco, L. V., S. Foti, and D. Boiero (2010). Surface-wave analysis for building near-surface velocity models - established approaches and new perspectives. *Geophysics* 75(5), A83–A102.
- Socco, L. V. and C. Strobbia (2004). Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surface Geophysics* 2(4), 165–185.
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal* 10(2), 52–67.
- Sophocleous, M., M. Townsend, L. Vogler, T. McClain, E. Marks, and G. Coble (1988). Experimental studies in stream-aquifer interaction along the arkansas river in central kansas - field testing and analysis. *Journal of Hydrology* 98(3-4), 249–273.
- Stonedahl, S., J. Harvey, J. Detty, A. Aubeneau, and A. Packman (2012). Physical controls and predictability of stream hyporheic flow evaluated with a multiscale model. *Water Resources Research* 48, W10513.
- Stonedahl, S., J. Harvey, A. Wörman, M. Salehin, and A. Packman (2010). A multiscale model for integrating hyporheic exchange from ripples to meanders. *Water Resources Research* 46, W12539.
- Storey, R. G., K. Howard, and D. Williams (2003). Factors controlling riffle-scale hyporheic exchange flows and their seasonal changes in a gaining stream: A three-dimensional groundwater flow model. *Water Resources Research* 39-2, 1034.
- Sulis, M., S. Meyerhoff, C. Paniconi, R. Maxwell, M. Putti, and S. Kollet (2010). A comparison of two physics-based numerical models for simulating surface water-groundwater interactions. *Advances in Water Resources* 33, 456–467.

- Sun, Y., S. Kang, F. Li, and L. Zhang (2009). Comparison of interpolation methods for depth to groundwater and its temporal and spatial variations in the Minqin oasis of northwest China. *Environmental Modelling and Software* 24(10), 1163–1170.
- Ta'any, R., A. Tahboub, and G. Saffarini (2009). Geostatistical analysis of spatiotemporal variability of groundwater level fluctuations in Amman-Zarqa basin, Jordan: a case study. *Environ. Geol.* 57, 525–535.
- Tajjar, M. H. (1993). *Modélisation de l'hydrodynamique des échanges nappe-rivière. Simulation d'une lachûre expérimentale en Seine en période d'étiage*. Ph. D. thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Teil, M., M. Blanchard, and M. Chevreuil (2005). Atmospheric fate of phthalate esters in an urban area (paris-france). *Sciences of Total Environment* 354, 212–223.
- Theodossiou, N. and P. Latinopoulos (2006). Evaluation and optimisation of groundwater observation networks using the kriging methodology. *Environmental Modelling & Software* 21(7), 991–1000.
- Thierion, C., L. Longuevergne, F. Habets, E. Ledoux, P. Ackerer, S. Majdalani, E. Leblois, S. Lecluse, E. Martin, S. Queguiner, and P. Viennot (2012). Assessing the water balance of the Upper Rhine Graben hydrosystem. *Journal of Hydrology* 424-425, 68–83.
- Thiériion, C., P. Viennot, and E. Ledoux (2008). Mise en oeuvre du modèle MODCOU sur les aquifères du Bajocien-Bathonien dans le secteur des bocages normands – Construction et calage du modèle. Technical Report R080523CTHI, Centre de Géosciences - MINES ParisTech.
- Thouvenot-Korppoo, M., G. Billen, and J. Garnier (2009). Modelling benthic denitrification processes over a whole drainage network. *Journal of Hydrology* 379, 239–250.
- Tonina, D. and J. M. Buffington (2007). Hyporheic exchange in gravel bed rivers with pool-riffle morphology: laboratory experiments and three-dimensional modelling. *Water Resources Research* 43, W01421.
- Tóth, J. (1962). A Theory of Groundwater Motion in Small Drainage Basins in Central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research* 67(11), 4375–4387.
- Tóth, J. (1963). A Theoretical Analysis of Groundwater Flow in Small Drainage Basins. *Journal of Geophysical Research* 68(16), 4795–4812.
- Turesson, A. (2007). A comparison of methods for the analysis of compressional, shear, and surface wave seismic data, and determination of the shear modulus. *J. Applied Geophysics* 61(2), 83–91.
- Turko, M. (2013). Modélisation du fonctionnement hydrologique des plaines alluviales du bassin de la Seine. Master's thesis, Centre de Géosciences - MINES ParisTech.
- Turlan, T., F. Birgand, and P. Marmonier (2007). Comparative use of field and laboratory mesocosms for in-stream nitrate uptake measurement. *Ann. Limnol. - Int. J. Lim.* 43(1), 41–51.
- Tusseau-Vuillemin, M.-H., G. C., L. C., J.-M. Mouchel, B. R., G. R., S. J.L., and E.-P. F. (2007). Dissolved and bioavailable contaminants in the seime river basin. *Sciences of Total Environment* 375, 244–256.
- Urquiza, J., D. N'Dri, A. Garon, and M. Delfour (2008). Coupling stokes and darcy equations. *Applied Numerical Mathematics* 58, 525–538.
- Valette, L. and A. Cunillera (2010). Cahiers techniques SYRAH-CE. Technical report, Pole Hydroécologie des cours d'eau Onema Cemagref Lyon.
- Vandenbergh, J. (1995). Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews* 14, 631–638.

- Vandenberghe, J. (2002). The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. *Quaternary International* 91, 17–23.
- VanderKwaak, J. E. and K. Loague (2001). Hydrologic-response simulations for the R-5 catchment with a comprehensive physics-based model. *Water Resources Research* 37, 999–1013.
- Vazquez-Suné, E., B. Capino, E. Abarca, and J. Carrera (2007). Estimation of recharge from floods in disconnected stream-aquifer systems. *Ground Water* 45(5), 579–589.
- Viennot, P. (2007). Modélisation mathématique du fonctionnement hydrogéologique du bassin de la Seine – Représentation différenciée des aquifères du Tertiaire – Intégration des prélèvements anthropiques. Technical Report R071128PVIE, Centre de Géosciences - MINES ParisTech.
- Viennot, P. and L. Abasq (2013). Modélisation de la pollution nitrates des grands aquifères du bassin Seine-Normandie à l'échelle des masses d'eau. Technical Report R130423PVIE, Centre de Géosciences - MINES ParisTech.
- Viennot, P., A. Ducharme, F. Habets, F. Lamy, and E. Ledoux (2009). Hydrogéologie du bassin de la Seine. Technical report, PIREN-Seine.
- Vogt, T., E. Hoehn, P. Schneider, A. Freund, M. Schirmer, and O. Cirpka (2010). Fluctuations of electrical conductivity as a natural tracer for bank filtration in a losing stream. *Advances in Water Resources* 33(11), 1296–1308.
- Vogt, T., P. Schneider, L. Hahn-Woernle, and O. Cirpka (2010). Estimation of seepage rates in a losing stream by means of fiber-optic high-resolution vertical temperature profiling. *Journal of Hydrology* 380(1-2), 154–164.
- Wang, W., J. Li, X. Feng, X. Chen, and K. Yao (2011). Evolution of stream-aquifer hydrologic connectedness during pumping-experiment. *Journal of Hydrology* 402(3-4), 401–414.
- Ward, A., M. Fitzgerald, M. Gooseff, T. Voltz, A. Binley, and K. Singha (2012). Hydrologic and geomorphic controls on hyporheic exchange during base flow recession in a headwater mountain stream. *Water Resources Research* 48(4).
- Ward, A., M. Gooseff, and K. Singha (2010). Characterizing hyporheic transport processes : Interpretation of electrical geophysical data in coupled stream-hyporheic zone systems during solute tracer studies. *Advances in Water Resources* 33(11), 1320–1330.
- Weber, D. and E. Englund (1994). Evaluation and Comparison of Spatial Interpolators II. *Mathematical Geology* 26(5), 589–604.
- Weng, P., A. Coudrain-Ribstein, A. Talbi, and H. Bendjoudi (1998). Groundwater circulation between alluvial aquifer and underlying senonian chalk in the seine valley. *Phys. Chem. Earth (B)* 24, 151–154.
- Weng, P., A. Coudrain-Ribstein, C. Kao, H. Bendjoudi, and G. de Marsily (1999). Demonstration of strong temporary vertical circulation between wetlands and alluvial and regional aquifers. *Surface Geosciences*.
- Weng, P., J. Sánchez-Pérez, S. Sauvage, P. Vervier, and F. Giraud (2003). Assessment of the quantitative and qualitative buffer function of an alluvial wetland: hydrological modelling of a large floodplain (Garonne River, France). *Hydrological Processes* 17, 2375–2392.
- Werner, A., M. Gallagher, and S. Weeks (2006). Regional-scale, fully coupled modelling of stream-aquifer interaction in a tropical catchment. *Journal of Hydrology* 328, 497–510.

- Westhoff, M., T. Bogaard, and H. H. G. Savenije (2011). Quantifying spatial and temporal discharge dynamics of an event in a first order stream, using distributed temperature sensing. *Hydrology and Earth System Sciences* 15(6), 1945–1957.
- White, D. S. (1993). Perspectives on defining and delineating hyporheic zones. *Journal of the North American Benthological Society* Vol. 12, No. 1, 61–69.
- Whiting, P. and M. Pomeroy (1997). A numerical study of bank storage and its contribution to streamflow. *Journal of Hydrology* 202, 121–136.
- Williams, G. (1978). Hydraulic geometry of river cross sections - Theory of minimum variance. *USGS Professional Paper 1029*, 47 p.
- Williams, G. (1986). River meanders and channel size. *Journal of Hydrology* 88, 147–164.
- Winter, T. (1998). Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal* 7, 28–45.
- Woessner, W. W. (2000). Stream and fluvial plain ground water interactions: Rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water* 38(3), 423–429.
- Wondzell, S., J. LaNier, and R. Haggerty (2009). Evaluation of alternative groundwater flow models for simulating hyporheic exchange in a small mountain stream. *Journal of Hydrology* 364, 142–151.
- Wood, E., J. Roundy, T. Troy, L. van Beek, M. Bierkens, E. Blyth, A. de Roo, P. Döll, M. Ek, J. Famiglietti, D. Gochis, N. van de Giesen, P. Houser, P. Jaffé, S. Kollet, B. Lehner, D. Lettenmaier, C. Peters-Lidard, M. Sivapalan, J. Sheffield, A. Wade, and P. Whitehead (2011). Hyperresolution global land surface modeling: Meeting a grand challenge for monitoring Earth's terrestrial water. *Water Resources Research* 47, W05301.
- Wood, E., J. Roundy, T. Troy, L. van Beek, M. Bierkens, E. Blyth, A. de Roo, P. Döll, M. Ek, J. Famiglietti, D. Gochis, N. van de Giesen, P. Houser, P. Jaffé, S. Kollet, B. Lehner, D. Lettenmaier, C. Peters-Lidard, M. Sivapalan, J. Sheffield, A. Wade, and P. Whitehead (2012). Reply to comment by Keith J. Beven and Hannah L. Cloke on "Hyperresolution global land surface modeling: Meeting a grand challenge for monitoring Earth's terrestrial water". *Water Resources Research* 48, W01802.
- Wroblicky, G., M. Campana, H. Valett, and C. Dahm (1998). Seasonal variation in surface-subsurface water exchange and lateral hyporheic area of two stream-aquifer systems. *Water Resources Research* 34-3, 317–328.
- Xia, J., R. D. Miller, C. B. Park, E. Wightman, and R. Nigbor (2002). A pitfall in shallow shear-wave refraction surveying. *J. Applied Geophysics* 51(1), 1–9.
- Zimmerman, D., C. Pavlik, A. Ruggles, and M. Armstrong (1999). An Experimental Comparison of Ordinary and Universal Kriging and Inverse Distance Weighting. *Mathematical Geology* 31(4), 375–390.

Le programme de recherche PIREN-Seine a été lancé il y a plus de 25 ans, en 1989. Il fait aujourd'hui partie de la « Zone Atelier Seine » labellisée par l'Institut Ecologie et Environnement du CNRS. Les chercheurs contribuant au programme appartiennent à des nombreuses institutions de l'enseignement et de la recherche (Universités, CNRS, Grandes Ecoles, INRA, IRSTEA,...). Le programme fonctionne par grandes phases de 4 ou 5 années. Cette série de 7 volumes concerne la synthèse de la 6<sup>ième</sup> phase du programme qui s'est étendue de 2011 à 2015.

Les chercheurs du programme développent avec les institutions du bassin de la Seine une recherche pluri-disciplinaire, à la fois utile au développement des politiques liées à l'eau au sein du bassin, et d'un niveau scientifique reconnu. Les projets de recherche, pour chaque phase du programme, sont ainsi co-construits au travers de séquences d'ateliers et de discussions entre les chercheurs du programme et leurs partenaires, les chercheurs se nourrissant aussi des pratiques de leurs pairs dans le domaine des sciences de l'environnement au sein du réseau national des Zones Ateliers.

Depuis 25 ans, le programme s'est intéressé à de nombreux aspects de fonctionnement du bassin de la Seine, en intégrant ses systèmes naturels, systèmes hydriques, sols, et les hommes qui y vivent et qui l'ont façonné depuis des siècles. Les résultats des recherches menées sont publiés dans de nombreux ouvrages et revues scientifiques internationales, dont on trouvera la liste sur le site internet du programme (<http://www.piren-seine.fr>). Ils sont également utilisés dans l'élaboration des politiques publiques et des schémas directeurs dans le bassin de la Seine, alors que différents outils issus du programme sont utilisés pour la gestion opérationnelle de certaines masses d'eau.

Pour sa 6<sup>ième</sup> phase, le programme PIREN-Seine a bénéficié du soutien :

- de l'Agence de l'Eau Seine-Normandie,
- du Syndicat Interdépartemental pour l'Assainissement de l'Agglomération Parisienne,
- du Syndicat des Eaux d'Ile de France,
- de l'EPTB Seine Grands Lacs,
- de la Direction Régionale et Interdépartementale de l'Environnement et de l'Energie
- d'Eau de Paris,
- de la Lyonnaise des Eaux,
- du Centre National de la Recherche Scientifique,
- de bourses doctorales provenant de la Région Ile-de-France.