# Quantification des échanges nappe-rivière au sein de l'hydrosystème Seine par modélisation multi-échelle

Baptiste Labarthe

▶ **To cite this version:**

Baptiste Labarthe. Quantification des échanges nappe-rivière au sein de l'hydrosystème Seine par modélisation multi-échelle. Hydrologie. Université Paris sciences et lettres, 2016. Français. NNT : 2016PSLEM090 . tel-01790909

**HAL Id: tel-01790909**

**https://pastel.hal.science/tel-01790909**

Submitted on 14 May 2018

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

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

# THÈSE DE DOCTORAT

de l'Université de recherche Paris Sciences et Lettres
PSL Research University

**Préparée à MINES ParisTech**

# QUANTIFICATION DES ÉCHANGES NAPPE-RIVIÈRE AU SEIN DE L'HYDROSYSTÈME SEINE PAR MODÉLISATION MULTI-ÉCHELLE.

**Ecole doctorale n°398**

GÉOSCIENCES, RESSOURCES NATURELLES ET ENVIRONNEMENT

**Spécialité** GÉOSCIENCES ET GÉO-INGENIERIE

**COMPOSITION DU JURY :**

M. Julio GONCALVES
Aix-Marseille Université, Président

M. Stéphane CALMANT
LEGOS, Rapporteur

M. Jean-Michel LEMIEUX
Université de Laval, Rapporteur

Mme. Nathalie DÖRFLIGER
BRGM, Membre du jury

M. Alexandre PRYET
ENSEGID, Membre du jury

Mme. Chantal de FOUQUET
MINES ParisTech, Membre du jury

M. Patrick GOBLET
MINES ParisTech, Membre du jury

M. Nicolas FLIPO
MINES ParisTech, Membre du jury

**Soutenue par** Baptiste **LABARTHE**
**le 29 mars 2016**

Dirigée par **Nicolas FLIPO**

MINES ParisTech | PSL RESEARCH UNIVERSITY PARIS

# Résumé

Du fait des évolutions climatiques et démographiques planétaires actuelles, une pression accrue sur la ressource « eau » est prévue à plus ou moins long terme. L'eau prélevée pour des usages anthropiques provient à la fois de sources de surface (rivières) et souterraines (aquifères), qui, malgré des dynamiques différentes, sont interconnectées. L'identification de cette continuité hydrique entre eaux de surface et eaux souterraines a permis l'émergence du concept d'hydrosystème englobant les deux milieux. L'étude des hydrosystèmes permet de caractériser la ressource en eau dans son ensemble et facilite ainsi la mise en place des politiques de gestion.

Les travaux de thèse présentés dans ce mémoire s'inscrivent dans une démarche de gestion intégrée de la ressource en eau et visent à caractériser et modéliser la dynamique d'un hydrosystème fortement anthropisé : l'hydrosystème Seine. Pour cela, cette thèse se focalise sur l'étude de l'interface connectant les eaux de surface et souterraines (l'interface nappe-rivière) et s'appuie sur une conceptualisation de l'interface nappe-rivière en tant qu'objet emboîté autour du réseau hydrographique. Cette vision de l'interface lui confère un caractère multi-échelle. En effet, l'interface nappe-rivière est associée à la plaine alluviale à l'échelle régionale, au sein de la plaine alluviale au corridor hyporhéique, et ainsi de suite jusqu'à l'interface eau-benthos. Cette vision de l'interface nappe-rivière permet, de plus, de hiérarchiser les flux au sein de l'hydrosystème. L'alimentation de l'interface est majoritairement assurée par les flux souterrains régionaux convergeant vers le réseau hydrographique. Ces flux sont ensuite répartis au sein de la plaine alluviale suivant ses hétérogénéités structurales (géométriques, hydrodynamiques), avant d'atteindre le corridor hyporhéique. La modélisation multi-échelle de l'interface nappe-rivière de l'hydrosystème Seine, effectuée dans ce travail de thèse s'appuie sur ces concepts.

Ainsi, dans un premier temps, les flux régionaux au sein de l'hydrosystème ont été définis. Pour cela, une méthodologie de calibration d'un modèle couplé, simulant conjointement les écoulements de surface et souterrains, a été développée. Cette procédure de calibration, en deux étapes, intègre la potentielle dépendance des paramètres souterrains aux paramètres de surface. La première étape consiste à calibrer le bilan hydrique de surface afin de définir de manière adéquate la recharge conditionnant la calibration des paramètres souterrains. La calibration de surface s'appuie sur la construction d'une fonction objectif multiple à base physique, combinant des débits moyens observés et une chronique de débit ruisselé définie par séparation d'hydrogramme. La minimisation de cette fonction objectif assure la définition de paramètres de surface reproduisant un bilan hydrique non-biaisé et permet ainsi la calibration de paramètres souterrains qui assurent une reproduction appropriée des flux régionaux au sein de l'hydrosystème.

Une fois ces flux régionaux caractérisés, la répartition de ces flux le long du réseau hydrographique à l'échelle régionale est ensuite étudiée. Pour cela, afin d'affiner l'estimation des échanges nappe-rivière, les hétérogénéités locales au sein du corridor hyporhéique et de la plaine alluviale peuvent être prises en compte par le modèle régional. Une méthode particulière de définition des paramètres équivalents de l'interface nappe-rivière est présentée. Cette méthode s'appuie sur une modélisation emboîtée répondant à la conceptualisation de l'interface nappe-rivière. Elle prend ainsi en compte deux modèles de résolutions différentes : un modèle régional de résolution grossière permettant d'estimer

les flux souterrains de grande ampleur alimentant la plaine alluviale et un modèle intermédiaire de la plaine alluviale de résolution plus fine. Suivant un procédé de changement d'échelle, les paramètres hydrodynamiques de la plaine alluviale et du corridor hyporhéique définis à l'échelle intermédiaire peuvent ensuite être transférés à l'échelle régionale. La modélisation réalisée à l'échelle régionale prend ainsi en compte les hétérogénéités définies à l'échelle intermédiaire.

Pour finir, une application de gestion intégrée de la ressource en eau est proposée. Afin de mettre en place un cadre favorable à la modélisation multi-échelle des interfaces nappe-rivière, les plaines alluviales sont introduites au sein du modèle régional. Les résultats de quantification des échanges nappe-rivière à l'échelle régionale sont présentés. En moyenne, environ 180 $m^3$ $s^{-1}$ sont fournis par les aquifères au réseau hydrographique. La majorité des échanges est réalisée le long du réseau hydrographique principal (100 $m^3$ $s^{-1}$). Les échanges moyens sont stables au cours de l'année. Une étude des échanges nappe-rivière durant les années 1995-1996 et 2000-2001 précise le comportement de l'hydrosystème lors d'années sèches et humides. Sur une période humide (telle l'année 2000-2001), une augmentation des échanges est observée (160 $m^3$ $s^{-1}$ sont fournis par les aquifères au réseau principal). Durant la période sèche, malgré une baisse de 75% de la recharge sur l'hydrosystème, l'alimentation du réseau hydrographique principal reste stable par rapport à la moyenne (environ 110 $m^3$ $s^{-1}$). Cela est principalement dû à une diminution des réinfiltrations du réseau hydrographique (diminution de 35% par rapport aux réinfiltrations moyennes) et à une augmentation de l'alimentation de la plaine alluviale par les aquifères régionaux (augmentation de 30% par rapport à l'alimentation moyenne). Finalement, l'étude du fonctionnement du bassin de la Seine permet de définir la vulnérabilité de l'hydrosystème aux modifications naturelles et anthropiques du cycle de l'eau et s'inscrit ainsi dans une dynamique de gestion intégrée de la ressource.

# Remerciements

Nous y voilà ! C'est l'instant que tous les thésards attendent fébrilement : le moment où, le cœur battant et la main tremblante ils s'apprêtent à mettre un point final à leurs travaux de thèse. Mais avant cela, je tiens à prendre un petit moment pour remercier toutes les personnes que j'ai eu l'occasion de croiser durant ces trois années. Ces personnes qui, par leurs conseils avisés, leurs connaissances scientifiques ou leurs soutiens ont donné consistance et corps à ce travail.

Tout d'abord je tiens à remercier mon directeur de thèse Nicolas Flipo pour la confiance qu'il m'a accordée durant ces trois années. Je tiens aussi à le remercier pour la disponibilité et la réactivité hors du commun dont il a fait preuve tout au long de mon doctorat, et en particulier pendant la période de rédaction. Je le remercie enfin pour ses remarques toujours pertinentes et ses encouragements qui m'ont permis de mener à bien ce travail. Merci à Chantal de Fouquet co-encadrante de ma thèse de m'avoir initié à la Géostatistique. Je la remercie aussi pour les exaltants débats que l'on a pu avoir dans son bureau. Malgré ses efforts, son purisme restera, pour moi, un idéal qu'il me sera difficile d'atteindre.

Je tiens à remercier chaleureusement les membres du jury pour le temps consacré à la lecture de mon manuscrit. Merci donc à Jean-Michel Lemieux et Stéphane Calmant rapporteurs de ma thèse, à Julio Gonçalvès président du jury ainsi qu'à Nathalie Dörlfinger, Alexandre Pryet et Patrick Goblet examinateurs. Je les remercie pour leurs remarques ainsi que pour la discussion passionnante qui a suivi ma soutenance. J'adresse un remerciement particulier à Alexandre Pryet avec qui j'ai eu le réel plaisir de collaborer durant ma thèse. Merci pour ton accueil sur Bordeaux au sein de l'ENSEGID (avec l'aimable autorisation d'Alain Dupuy), et pour tous ces débats endiablés sur les "corrélations", le "null space" et autres "jacobiennes" qui ont rendu ces visites si stimulantes.

Ce travail de thèse a été réalisé dans le cadre du Piren Seine. Ce programme pluridisciplinaire a permis de nombreuses collaborations. Je tiens notamment à remercier Isabelle Cojan, Pierre Weil, Benoît Deleplanque d de l'équipe de Géologie et Hélène Beucher de l'équipe Géostatistique de Fontainebleau pour leurs collaborations à l'estimation des épaisseurs d'alluvions de la Bassée, ainsi qu'Anne Jost pour sa participation aux jury de mi-parcours et pour son implication aux travaux sur la Bassée. Une grande partie des études sur lesquelles se basent ce manuscrit de thèse ont été financées par l'Agence de l'Eau Seine Normandie. Je tiens tout particulièrement à remercier Maïa Akopian pour l'intérêt porté à mes travaux, ainsi que pour ses remarques qui auront été une constante source de motivation au cours de ces trois années.

Mon doctorat s'est déroulé au sein de l'équipe Systèmes Hydrologiques et Réservoirs du centre de Géosciences de Mines ParisTech. La convivialité qui y règne aura beaucoup contribué à la réussite de ce travail. Je tiens donc à remercier chaleureusement tous les membres permanents. Un grand merci à Patrick Goblet, Directeur du laboratoire de m'avoir accueilli durant ces trois années et à Agnes Rivière sans qui "libaq" n'aurait probablement jamais vu le jour. Je remercie aussi Dominique Bruel, Elisabeth Cordier, Pascal Viennot, Sophie Guillon et Florence Habets. J'adresse une amicale salutation à ceux qui ont quitté l'équipe prenant une retraite bien méritée. Un grand merci à Emmanuel Ledoux pour son immense contribution scientifique au monde de l'hydrogéologie, merci à Michel Poulin pour sa visite guidée de la Bassée lors de mon arrivée en thèse et enfin un immense merci à Dominique Vassiliadis,

qui, telle Ariane, aura guidé tant de générations de doctorants à travers le labyrinthe administratif. Au delà de ses talents, je la remercie encore pour sa jovialité et sa bonne humeur communicative. Mais qu'aurait été ce doctorat sans les collègues thésards, postdocs et stagiaires du laboratoire avec qui j'ai partagé tant de bons moments ? Je pense notamment à la famille du bureau A.131 (Queyrel, 2014; Vilmin, 2014) : Tata Wiwi (alias tantine poilue au groove du cul, vous comprendrez pourquoi on préfère l'appeler tata wiwi), tata Lolo (mais qu'y a t'il sous ton grand chapeau), Tati Lena et le petit père Cyril (je pense que son âme Trotskiste me détestera d'avoir écrit cela), mais aussi Papi Amer et sa compagne Djamila. Je ne saurais assez vous remercier pour les immenses tranches de rire qu'on a partagées, lors de nos moments musique, pistoche et nos soirées en tous genres. Un grand merci aux nouveaux colocataires du bureau, en particulier au coach Fulvia pour ses entraînements à la course, à Asma pour ses gâteaux orientaux et à Karina pour son soutien dans mon projet de chaîne YouTube ("La cuisine au four un délice par jour"), ça aura été un réel plaisir de passer ces derniers temps avec vous. J'en profite pour remercier Nicolas, Mathias et Christophe pour les bons midi et deux musique. Parce que le travail n'est pas tout, je voudrais aussi remercier tous les FSGs parisiens Tonio, Pierrot, Bewane, Billy, Lusk, ect., et parmi la troupe, un merci tout particulier à Bourback et Clairette pour les bons moments passés à la coloc nation.

Finalement je remercie mes proches, en premier lieux mes parents (Annie dite Larousse et Roger dit Lequillet) pour les nombreuses relectures et les multiples corrections orthographiques du manuscrit. Un grand merci à Ines pour son soutien indéfectible durant ces années et pour avoir su garder intacte (environ) mon intégrité mentale durant ces derniers mois de rédaction et de préparation orale. J'aurais encore tant de remerciement à donner mais on me dit dans l'oreillette qu'il est temps de laisser l'antenne. Je vous souhaite donc une bonne lecture et, merci à vous cher lecteur ...

# Table des matières


**1 Introduction générale** **1**

1.1 La gestion intégrée de la ressource en eau . . . 1

1.1.1 L'hydrosystème : unité de gestion du cycle de l'eau . . . 2

1.1.2 Échelle spatio-temporelle de la gestion de l'eau . . . 2

1.2 Place de l'interface nappe-rivière dans la gestion intégrée de la ressource en eau . . . 3

1.2.1 La Directive Cadre sur l'Eau . . . 4

1.2.2 Processus d'épuration au sein de l'interface nappe-rivière . . . 4

1.2.3 Étude interdisciplinaire des interfaces nappe-rivière : axe interface nappe-rivière du PIREN Seine . . . 4

1.2.4 Intérêt de la modélisation multi-échelle pour l'étude des interfaces nappe-rivière 5

1.3 Structure du mémoire . . . 6

**2 Stratégies de modélisation de l'interface nappe-rivière à l'échelle d'un hydrosystème régional** **8**

2.1 Le concept d'interfaces nappe-rivière emboîtées . . . 10

2.1.1 L'interface nappe-rivière un objet multi-échelle structuré autour du réseau hydrographique . . . 10

2.1.2 La zone hyporhéique, l'interface nappe-rivière à l'échelle locale . . . 11

2.1.3 Le corridor hyporhéique, l'interface nappe-rivière à l'échelle intermédiaire . . . 11

2.1.4 La plaine alluviale, l'interface nappe-rivière à l'échelle régionale . . . 13

2.1.5 Hiérarchisation des flux au sein de l'hydrosystème . . . 14

2.2 Modélisation des flux au sein de l'hydrosystème à l'échelle régionale . . . 14

2.2.1 Concept de modèle . . . 14

2.2.2 Bref aperçu de l'état de l'art sur la modélisation des hydrosystèmes . . . 15

2.2.3 Etat de l'art sur la modélisation des échanges nappe-rivière . . . 16

2.3 Modélisation multi-échelle de l'interface nappe rivière . . . 22

2.3.1 Le concept de modélisation multi-échelle . . . 22

2.3.2 Exemple d'application aux interfaces nappe-rivière : modélisation multi-échelle itérative basée sur des fonctions de passage . . . 23

2.4 Stratégie adoptée pour l'hydrosystème Seine . . . 29

2.4.1 Stratégie de modélisation . . . 29

2.4.2 CAWAQS2.0 un outil de modélisation des hydrosystèmes compatible avec le concept d'interface emboîtée . . . 32

**3 Description du bassin de la Seine et construction du modèle** **39**

3.1 Description de l'hydrosystème Seine . . . 40

3.1.1 Structure géologique du bassin de la Seine . . . 40

3.1.2 Hydrogéologie du bassin de la Seine . . . 40

3.1.3 Hydrologie du bassin de la Seine . . . 41
3.2 L'hydrosystème Seine un bassin fortement urbanisé, industriel et agricole . . . 42
3.2.1 Description socio-économique de l'hydrosystème . . . 42
3.2.2 Influence sur la ressource en eau . . . 43
3.3 Situations hydrologiques représentatives . . . 46
3.3.1 Évènements extrêmes historiques . . . 46
3.3.2 Cycles hydrologiques représentatifs . . . 47
3.3.3 Événements hydrologiques du bassin de la Seine . . . 48
3.4 Modèle régional de l'hydrosystème Seine . . . 50
3.4.1 Modélisation des flux d'eau du compartiment de surface . . . 51
3.4.2 Modélisation des flux au sein du compartiment souterrain . . . 55
3.4.3 Représentation explicite des plaines alluviales . . . 58

**4 Estimation des flux régionaux par calibration en deux étapes 63**
4.1 Introduction : état de l'art de la calibration de modèles d'hydrosystèmes . . . 64
4.1.1 Calibration itérative des hydrosystèmes . . . 64
4.1.2 Calibration en deux étapes des hydrosystèmes . . . 65
4.2 Méthodologie d'optimisation des paramètres de surface . . . 66
4.2.1 Mesure des variables d'état d'un hydrosystème . . . 66
4.2.2 Le bilan hydrique de l'hydrosystème . . . 67
4.2.3 Distribution spatiale et dynamique temporelle du bilan hydrique de l'hydrosystème 68
4.2.4 Définition de la fonction objectif . . . 69
4.2.5 Méthode de séparation d'hydrogramme . . . 70
4.3 Outils d'estimation des paramètres . . . 72
4.3.1 Modélisation inverse . . . 72
4.3.2 CMA-ES . . . 73
4.4 Optimisation du bilan hydrique de surface . . . 74
4.4.1 Présentation d'une unité de calcul du bilan hydrique . . . 75
4.4.2 Choix des paramètres à estimer . . . 76
4.4.3 Choix des stations de jaugeage sur le bassin . . . 76
4.4.4 Calcul des variables nécessaires à la construction de la fonction objectif . . . 77
4.4.5 Outil de séparation d'hydrogramme . . . 78
4.5 Résultats de simulation . . . 79
4.5.1 Résultats d'optimisation du bilan hydrique de surface . . . 82
4.5.2 Calibration du compartiment souterrain . . . 86
4.5.3 Dynamique temporelle . . . 86
4.5.4 Vérification du calcul du débit de base . . . 89
4.5.5 Se prémunir de l'équifinalité . . . 92
4.5.6 Bilan hydrique moyen de l'hydrosystème (1993-2010) . . . 93
4.6 Conclusion . . . 95

**5 Modélisation multi-échelle simplifiée de la plaine alluviale de la Bassée 96**
5.1 La plaine alluviale de la Bassée . . . 97
5.1.1 Description de la plaine alluviale . . . 97
5.1.2 Stratégie de modélisation multi-échelle . . . 99
5.2 Construction du modèle intermédiaire . . . 100
5.2.1 Géométrie du modèle intermédiaire . . . 100

5.2.2 Calibration du modèle souterrain de la plaine alluviale de la Bassée : estimation des hétérogénéités locales . . . 100
5.3 Simulation à l'échelle régionale . . . 105
5.3.1 Transfert de paramètres de l'échelle intermédiaire vers l'échelle régionale . . . 105
5.3.2 Hydrodynamique de la plaine alluviale de la Bassée . . . 108
5.4 Conclusion . . . 117

**6 Quantification des échanges nappe-rivière à l'échelle de l'hydrosystème Seine 120**
6.1 Gestion de l'eau à l'échelle du bassin . . . 121
6.2 Modélisation multi-échelle des échanges nappe-rivière à l'échelle du bassin Seine-Normandie 122
6.2.1 Modèles impliqués dans la stratégie de modélisation . . . 122
6.2.2 Stratégie de modélisation . . . 123
6.2.3 Résultats de simulation des sous-modèles . . . 124
6.2.4 Estimation des échanges nappe-rivière à l'échelle des MECE . . . 127
6.3 Quantification des échanges nappe-rivière et vulnérabilité des masses d'eau . . . 128
6.3.1 Indicateurs de la connexion nappe-rivière . . . 128
6.3.2 Quantification des échanges nappe-rivière . . . 129
6.3.3 Effets des pompages sur les échanges nappe-rivière . . . 132
6.3.4 Vulnérabilité des MECE aux pollutions locales des aquifères . . . 134
6.3.5 Vulnérabilité des MESO aux eaux de surface . . . 135
6.4 Conclusion . . . 136

**7 Conclusions et perspectives 138**
7.1 Protocole de modélisation multi-échelle de l'interface nappe-rivière . . . 138
7.2 Application au modèle couplé du bassin de la Seine . . . 139
7.3 Limites et perspectives de validation, d'amélioration . . . 140
7.3.1 Mesure de la recharge sur un bassin versant régional . . . 140
7.3.2 Validation de l'estimation des échanges nappe-rivière en fonction de l'échelle de modélisation . . . 141

**A Plateforme de modélisation Cawaqs2.0 : annexe technique 162**
A.1 Modélisation des processus de surface . . . 163
A.1.1 Modèle de calcul du bilan hydrique de surface . . . 163
A.1.2 Le module hydraulique . . . 167
A.1.3 Calcul des apports latéraux du réseau hydrographique . . . 174
A.2 Modèle de transfert d'eau dans la zone non saturée . . . 178
A.2.1 Estimation des flux dans la zone non-saturée . . . 179
A.2.2 Définition des apports aux éléments de calcul du transfert d'eau dans la zone non-saturée et modalité de définition de la recharge en aquifère . . . 179
A.3 Le module souterrain . . . 180
A.3.1 L'équation de diffusivité . . . 181
A.3.2 Définition des éléments de calcul . . . 181
A.3.3 Discrétisation de l'équation de diffusivité . . . 183
A.3.4 Développement de l'équation de diffusivité discrétisée . . . 184
A.3.5 Validation de l'algorithme de résolution de l'équation de diffusivité . . . 190
A.4 Calcul des interactions entre la surface et le souterrain . . . 196
A.4.1 Les échanges nappe-rivière . . . 196
A.4.2 Les débordements de nappe . . . 197

A.4.3 L'algorithme itératif de calcul des interactions surface-souterrain . . . . . 197

**B Résultats de simulation Cawaqs2.0** **200**
B.1 Chroniques de débit en rivière sur la période de calibration 1993-2010 . . . . . 200
B.2 Chroniques piézométriques sur la période de calibration 1996-2006 . . . . . 214
B.2.1 Piézomètres alluviaux . . . . . 214
B.2.2 Piézomètres de la Beauce . . . . . 217
B.2.3 Piézomètres des formations de Brie . . . . . 224
B.2.4 Piézomètres des formations du Champigny . . . . . 226
B.2.5 Piézomètres des formations du Lutetien . . . . . 230
B.2.6 Piézomètres des formations du Thanetien . . . . . 233
B.2.7 Piézomètres des formations de la Craie . . . . . 235

**C Paramétrisation du modèle d'hydrosystème Seine** **246**
C.1 Paramétrisation du modèle de surface . . . . . 246
C.2 Paramétrisation du module hydraulique . . . . . 248
C.3 Paramétrisation du modèle de zone non saturée . . . . . 251
C.4 Paramétrisation du modèle souterrain . . . . . 254
C.4.1 Transmissivité par couche . . . . . 254
C.4.2 Coefficient d'emmagasinement par couche . . . . . 258
C.4.3 Drainance et conductance par couche . . . . . 262

**D Articles publiés en premier auteur** **266**
D.1 Two-step calibration procedure for continental hydrosystem models (version provisoire) 266
D.2 Distributed simulation of daily stream-aquifer exchanged fluxes in the Seine river basin at the regional scale . . . . . 308

# Table des figures


1.1 Vue schématique d'un hydrosystème et des principaux processus s'y développant . . . 2
1.2 Sites expérimentaux d'étude des interfaces nappe-rivière sur le bassin de la Seine A) site expérimental du bassin de l'Orgeval B) site expérimental de la plaine alluviale de la Bassée 5

2.1 Interfaces nappe-rivière emboîtées : a) échelle régionale, bassin unitaire ; b) échelle intermédiaire du tronçon au sein de la plaine alluviale ; c) coupe de l'interface nappe-rivière ; d) échelle intermédiaire méandriforme ; e) échanges longitudinaux entre la rivière et la zone hyporhéique ; f) échelle de la colonne d'eau d'après Flipo et al. (2014) . . . . . 12
2.2 Schéma conceptuel de la quantification des échanges nappe-rivière. . . . . 20
2.3 Procédé de changement d'échelle de la perméabilité, prenant en compte les écoulements locaux d'après Chen et al. (2003) . . . . . 25
2.4 Fonction de passage de la transimissivité appliquée dans la modélisation multi-échelle. 26
2.5 Schéma conceptuel de la structure emboîtée de l'interface nappe-rivière et des flux l'alimentant (1,2,3), associé aux étapes de modélisation multi-échelle permettant leurs représentations (A,B,C) . . . . . 28
2.6 Illustration du procédé itératif de le Loc'h (1987) permettant le calcul des bornes $c^{uu}_{max}$ et $c^{uu}_{min}$ à deux dimensions. D'après Renard (1997). La direction principale de l'écoulement est supposée être selon la direction x . . . . . 31
2.7 Schéma du fonctionnement de la plate-forme de modélisation des hydrosystèmes CAWAQS2.0 . . . . . 33
2.8 Schéma du modèle conceptuel de transfert en zone non saturée défini dans libnsat . . . 35
2.9 Application de la représentation emboîtée des flux souterrains en fonction de la discrétisation du souterrain . . . . . 38

3.1 Coupe géologique simplifiée du bassin Parisien d'après Gomez (2002) . . . . . 40
3.2 Réseau hydrographique sur la carte simplifiée des formations géologiques de l'hydrosystème . . . . . 41
3.3 Répartition des principaux centres urbains du bassin de la Seine . . . . . 42
3.4 Répartition des principaux prélèvements de surface sur le bassin de la Seine. Le classement des prélèvements est fait selon leurs usages et les volumes prélevés. . . . . 43
3.5 Répartition des principaux prélèvements souterrains sur le bassin de la Seine. Le classement des prélèvements est fait selon leurs usages et les volumes prélevés. . . . . 44
3.6 Etat global des cours d'eau 2010-2011 (avec polluants spécifiques et hors HAP) d'après AESN (2013) . . . . . 46
3.7 État chimique à la masse d'eau souterraine d'après AESN (2013) . . . . . 47
3.8 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 . . . . . 48

3.9 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 . . . . . 49
3.10 Chronique de débits journaliers de l'année 2003 comparée à la chronique journalière moyenne sur la période 1993-2010. . . . . 50
3.11 Répartition des principales unités de calcul du bilan hydrique sur le bassin de la Seine 51
3.12 Fréquences cumulées des surfaces des unités de calcul du bilan hydrique . . . . . 53
3.13 Réseau hydrographique simulé. On peut distinguer le réseau hydrographique principal sur la zone aquifère, sur lequel les échanges nappe-rivière sont calculés (rouge), le réseau hydrographique secondaire sur la zone aquifère (bleu) et le réseau hydrographique sur la zone non aquifère (noir) . . . . . 54
3.14 Épaisseur de la zone non-saturée sur le bassin de la Seine . . . . . 56
3.15 Carte géologique des formations représentées dans le modèle Seine. . . . . 57
3.16 Répartition des forages par unités hydrographiques . . . . . 59
3.17 Exemples de résultats de sélection automatique de modèle variographique par unité hydrographique . . . . . 60
3.18 Estimation des épaisseurs d'alluvions par zone hydrographique et épaisseur moyenne associée au tronçon . . . . . 61
3.19 Champ de transmissivités de l'aquifère alluvial . . . . . 62

4.1 Schéma explicatif de la méthode de calibration itérative des hydrosystèmes d'après Flipo et al. (2012) . . . . . 65
4.2 Schéma explicatif de la méthode de calibration en deux étapes . . . . . 66
4.3 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 jeu 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. . . . . 74
4.4 Schéma conceptuel du calcul du bilan hydrique . . . . . 75
4.5 Coefficient de récession moyen aux stations de jaugeage sélectionnées pour l'optimisation des paramètres de surface . . . . . 77
4.6 Localisation des stations de jaugeage, choisies pour la calibration . . . . . 78
4.7 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) . . . . . 79
4.8 Paramètres de récession moyens à chaque station du bassin de la Seine en fonction de leurs aires de drainage respectives. Deux groupes de stations peuvent être distingués : le groupe des stations amont, caractérisé par une aire de drainage inférieure à 7000 km$^2$ et une variabilité importante du paramètre de récession et le groupe des stations aval caractérisé par une aire de drainage supérieure à 7000 km$^2$ et un paramètre de récession constant (0.955 $j^{-1}$) . . . . . 80
4.9 Histogramme des valeurs des paramètres de récession calculé à la station de Poses sur une période de 31 ans . . . . . 81
4.10 Exemple de séparation de l'hydrogramme de crue à la station de Poses à l'exutoire du bassin de la Seine, sur la période 1976-1977. La contribution moyenne du signal haute fréquence et du signal basse fréquence au débit total est indiquée en pourcentage du débit moyen. . . . . 81

4.11 Critère de performance (NASH) sur le signal haute fréquence du débit en rivière calculé aux stations de jaugeage utilisées pour l'optimisation. Le signal haute fréquence simulé est comparé à celui obtenu par séparation d'hydrogramme. L'ensemble des stations aval présente un critère de Nash supérieur à 0.7, une majorité de stations aval présente un critère de Nash supérieur à 0.5. . . . . 84
4.12 Comparaison des moyennes du signal haute fréquence simulées et estimées. La moyenne est réalisée sur une période de 17 ans. Les résultats sont présentés aux stations amont (A) et aux stations aval (B). Ces résultats montrent le respect de l'équation de fermeture du bilan hydrique (eq. 4.6, p.68) et ainsi l'efficacité de la procédure d'optimisation . . 85
4.13 Comparaison du débit moyen simulé au débit moyen observé. La période de prise de moyenne est de 17 ans. Les résultats sont présentés séparément à l'amont et l'aval du système. Le modèle reproduit la moyenne des débits observés, et respecte donc la condition de fermeture du bilan hydrique de l'hydrosystème exprimée par l'équation 4.4,p. 68. . . . . 85
4.14 Erreur quadratique moyenne aux piézomètres sur le bassin de la Seine. L'effectif dans chaque classe est indiqué entre crochets. En fond de carte, la piézométrie de surface moyenne sur la période 1996-2006 est présentée. . . . . 87
4.15 Chroniques piézométriques simulées et observées sur 6 piézomètres sélectionnés dans les formations aquifères des Alluvions, de la Beauce, de la Brie, de Champigny, du Lutétien et de la Craie . . . . . 87
4.16 Distribution spatiale du critère de Nash aux 113 stations de jaugeage de débit du modèle régional, les 30 stations utilisées pour l'optimisation des paramètres sont présentées en gras. . . . . 88
4.17 Comparaison des débits simulés et observés aux stations de Poses et de Bazoches-les-Bray. 89
4.18 Comparaison du flux de base et de l'infiltration simulés par le modèle. Les résulats aux stations à l'amont (A) et à l'aval (B) du système sont présentés séparément. Le flux de base sur 17 ans est équivalent à l'infiltration sur 17 ans. Ces résultats valident le respect par le modèle des hypothèses posées pour le développement de la procédure de calibration 90
4.19 Comparaison entre le débit de base moyen estimé et simulé sur une période de 17 ans aux stations à l'amont (A) et à l'aval (B) de l'hydrosystème. Le débit de base estimé a été obtenu par séparation d'hydrogramme. L'indice de confiance 95% représente la limite au delà de laquelle les variables ont une probabilité inférieure à 0.95 d'être représentées par la droite $y = x$. Selon l'équation 4.5, ces résultats valident la reproduction de l'infiltration moyenne par le modèle. . . . . 90
4.20 Bassin d'alimentation des stations au delà de l'indice de confiance dans la figure 4.19 . 91
4.21 Comparaison des résultats du signal haute fréquence moyen du débit en rivière estimé et simulé avec les paramètres optimaux et les paramètres obtenus par Pryet et al. (2015) 92
4.22 Schéma du bilan hydrique général de l'hydrosystème Seine [$m^3$ $s^{-1}$] . . . . . 94

5.1 Localisation de la plaine alluviale de la Bassée, carte géologique de la Bassée . . . . . 97
5.2 Localisation des deux modèles utilisés dans la modélisation emboîtée. . . . . 99
5.3 Krigeage de l'épaisseur des alluvions de la plaine de la Bassée d'après Deleplancque et al. (2014), a) points de sondage, b) histogramme des épaisseurs de la plaine alluviale, c) carte variographique, d) carte des profondeurs estimées. . . . . 100
5.4 Schéma de la procédure itérative d'optimisation des paramètres souterrains par estimations successives des flux d'après Flipo et al. (2012) . . . . . 101
5.5 Localisation des observations piézométriques sur le modèle intermédiaire . . . . . 102

5.6 Résultats de l'estimation par krigeage des épaisseurs de la zone non saturée dans la plaine alluviale de la Bassée : A) distribution des épaisseurs krigées de la zone non saturée B) écart type de l'erreur d'estimation . . . . . 103
5.7 Carte piézométrique des alluvions dans la plaine alluviale de la Bassée. . . . . 103
5.8 Schéma de la méthodologie de définition des conditions limites permettant l'emboîtement du modèle intermédiaire. Les valeurs sont ramenées en équivalent $mm.an^{-1}$ . . . . . 104
5.9 Carte de la différence absolue entre la piézométrie de référence et la piézométrie en régime permanent. . . . . 106
5.10 Carte des transmissivités inversées avec le champ germe uniforme ($1 \times 10^{-2}\ m^2.s^{-1}$) . 106
5.11 Carte des transmissivités à l'échelle régionale définies à partir des valeurs du modèle intermédiaire . . . . . 107
5.12 Chroniques de débit des années civiles 2001 et 2003 comparées à la moyenne journalière des débits sur la période 1993-2010 à Bazoches-les-Bray . . . . . 109
5.13 Carte des échanges spatialisés sur la plaine alluviale de la Bassée. En rouge les échanges en période sèche (août-octobre 2003), en bleu les échanges en période de crue (mars-mai 2001) et en vert les échanges moyens sur la période 1993-2010. . . . . 111
5.14 Carte piezométrique moyenne de l'aquifère de la Craie, réalisée sur la période 1993-2010 112
5.15 Schéma conceptuel de la mise en place des flux spiralaires entre la plaine alluviale et l'aquifère de la craie . . . . . 113
5.16 Evolution des échanges journaliers sur la plaine alluviale de la Bassée au cours de la période de crue mars-mai 2001. A) chronique de débit à la station de Bazoches-les-Bray, B) Chronique des échanges journaliers globaux sur la zone de la Bassée. Sont distingués les échanges nets (ligne pleine), les débits infiltrés (pointillés), les débit exfiltrés (point-pointillé), pour les échanges nappe-rivière (bleu) et les échanges Alluvion-Craie (vert). 115
5.17 Schéma conceptuel des échanges dans la plaine alluviale de la Bassée en période de crue. Les étapes 1,2,3,4, correspondent aux situations notées 1,2,3,4, dans la figure 5.16. La situation 0 correspond à la situation supposée avant la crue. . . . . 116
5.18 Evolution des échanges mensuels sur la plaine alluviale de la Bassée au cours de l'année civile 2003. A) chronique de débit à la station de Bazoches-les-Bray, B) Chronique des échanges mensuels moyens sur la zone de la Bassée. Sont distingués les échanges nets (ligne pleine), les débits infiltrés (rond), les débit exfiltrés (croix), pour les échanges nappe-rivière (bleu) et les échanges Alluvion-Craie (vert). . . . . 118

6.1 Unités de gestion de l'eau sur le bassin Seine-Normandie . . . . . 122
6.2 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 . . . . . 123
6.3 Distribution statistique des critères de Nash aux 30 stations du modèle régional, ainsi qu'aux 65 stations de jaugeage de débit de l'ensemble des modèles en contact avec les aquifères régionaux, hormis l'aquifère du Jurassique . . . . . 125
6.4 Carte des masses d'eaux de surface concernées par les estimations des échanges nappe-rivière sur le bassin Seine-Normandie. . . . . 127
6.5 Schéma du calcul de la vulnérabilité sur les MESO principales (à gauche) et sur les plaines alluviales (à droite) . . . . . 128

6.6 Débits linéiques pluri-annuels moyens échangés entre les aquifères et le réseau hydrographique pour la situation avec pompage. En bleu sont représentés les secteurs d'alimentation du réseau par les nappes, en rouge les zones de ré-infiltration de la rivière vers la nappe. Le débit linéique échangé moyen est de 13 $l\ s^{-1}\ km^{-1}$ . . . . . 130
6.7 Pourcentage mensuel de masses d'eau de surface exfiltrante sur le bassin pour les différentes configurations climatiques et anthropiques étudiées . . . . . 131
6.8 Différence entre les débits linéiques échangés avec et sans pompage sur le bassin . . . . 133
6.9 Différence entre les échanges nappe-rivière estimés à l'échelle de la maille avec et sans pompage sur le réseau hydrographique principal d'après Pryet et al. (2015) . . . . . 133
6.10 Vulnérabilité des MECE à une contamination des eaux souterraines . . . . . 134
6.11 Pourcentage des MECE par classe de vulnérabilité en fonction de différents scenarios hydrologiques, et pour différentes périodes de l'année (moyenne sur l'année, ou moyenne des mois de juillet et septembre) . . . . . 135
6.12 Recharge des MESO calculée sur la période 1993-2010 . . . . . 136
6.13 Vulnérabilité pluri-annuelle des MESO : rapport de l'infiltration des rivières sur la recharge par l'impluvium . . . . . 137

7.1 Procédure itérative de modélisation multi-échelle des interfaces nappe-rivière . . . . . 144

A.1 Schéma du fonctionnement de la plate-forme de modélisation des hydrosystèmes CAWAQS2.0 . . . . . 163
A.2 Schéma conceptuel du calcul du bilan hydrique . . . . . 164
A.3 Répartition des principales unités de calcul du bilan hydrique sur le bassin de la Seine 167
A.4 Exemple de construction des éléments de calcul du bilan hydrique pour le modèle régional du bassin de la Seine . . . . . 168
A.5 Schéma des différents type de singularités gérées pour la résolution du schéma de Muskingum . . . . . 172
A.6 Différents types d'éléments de calcul du débit. En rouge, les éléments où les échanges-nappe rivière sont calculés, ils sont définis par l'intersection de la géométrie du réseau hydrographique et du maillage souterrain. En noir et bleu, les éléments de calculs du débit où les échanges nappe-rivière ne sont pas calculés, les tronçons et les éléments de calculs du débit ont la même dimension. Il est à noter que sur les tronçons noir, un calcul du débit total dégradé est réalisé. . . . . 173
A.7 Schéma du calcul du ruissellement sur une cellule de production . . . . . 175
A.8 Schéma du calcul du débit ruisselé provenant de l'infiltration sur une cellule de production située au droit d'une zone non aquifère . . . . . 176
A.9 Schéma du calcul du débit ruisselé provenant du débordement de nappe sur une cellule de production . . . . . 177
A.10 Schéma du modèle conceptuel de transfert en zone non saturée défini dans libnsat . . . 180
A.11 Exemple de référencement des faces et subface d'un élément dans le plan. L'élément traité est représenté en bleu . . . . . 182
A.12 Exemple de référencement des faces et subface d'un élément dans la direction Z. La face traitée est représentée en bleu . . . . . 183
A.13 Geometry for the Thiem's solution, from de Marsily (1986). . . . . 190
A.14 Comparaison entre la solution analytique et les résultats de libaq pour le cas test de Thiem . . . . . 192
A.15 Geometry for the Theis' solution (modified from Hunt (2008).) . . . . . 192

A.16 Comparaison entre la solution analytique de Theis et les résultats fournis par libaq . . 193
A.17 Geometry for the Hantush's solution (Hunt (2008)). . . . . 194
A.18 Comparaison entre la solution analytique de Hantush et les résultats de libaq en transitoire et permanent . . . . . 195
A.19 Comparaison entre la solution analytique pour une recharge uniforme et les résultats de libaq en permanent . . . . . 196

B.1 Racine carrées des erreurs quadratiques moyennes [m] entre la piézométrie observée et simulée au niveau de l'aquifère alluvial . . . . . 214
B.2 Racine carrées des erreurs quadratiques moyennes [m] entre la piézométrie observée et simulée au niveau de l'aquifère des formations calcaires de Beauce . . . . . 217
B.3 Racine carrées des erreurs quadratiques moyennes [m] entre la piézométrie observée et simulée au niveau de l'aquifère des formations calcaires et sableuses de Brie . . . . . 224
B.4 Racine carrées des erreurs quadratiques moyennes [m] entre la piézométrie observée et simulée au niveau de l'aquifère des formations calcaires du Champigny . . . . . 226
B.5 Racine carrées des erreurs quadratiques moyennes [m] entre la piézométrie observée et simulée au niveau de l'aquifère des formations calcaires et sableuses du Lutetien . . . . 230
B.6 Racine carrées des erreurs quadratiques moyennes [m] entre la piézométrie observée et simulée au niveau de l'aquifère des formations sableuses du Thanetien . . . . . 233
B.7 Racine carrées des erreurs quadratiques moyennes [m] entre la piézométrie observée et simulée au niveau de l'aquifère des formations crayeuses du Crétacé supérieur . . . . . 235

C.1 Cartographie des unités de calcul du bilan hydrique sur le bassin de la Seine . . . . . 247
C.2 Aire des bassins d'alimentation des tronçons rivière ($network_musk$) . . . . . 248
C.3 Pente moyenne du lit de la rivière calculé sur les tronçons rivière ($network_musk$) . . 249
C.4 Largeur du lit majeur de la rivière attribué aux tronçons rivière ($network_musk$) . . 249
C.5 Altitude moyenne du lit de la rivière sur les éléments rivière ($ele_musk$) . . . . . 250
C.6 Cartographie des unités de calcul de la zone non saturée sur le bassin de la Seine . . . 251
C.7 Transmissivité de la couche alluvion . . . . . 254
C.8 Transmissivité de la couche beauce . . . . . 255
C.9 Transmissivité de la couche brie . . . . . 255
C.10 Transmissivité de la couche champigny . . . . . 256
C.11 Transmissivité de la couche lutetien . . . . . 256
C.12 Transmissivité de la couche thanetien . . . . . 257
C.13 Transmissivité de la couche craie . . . . . 257
C.14 Coefficient d emmagasinement de la couche alluvion . . . . . 258
C.15 Coefficient d'emmagasinement de la couche beauce . . . . . 259
C.16 Coefficient d'emmagasinement de la couche brie . . . . . 259
C.17 Coefficient d'emmagasinement de la couche champigny . . . . . 260
C.18 Coefficient d'emmagasinement de la couche lutetien . . . . . 260
C.19 Coefficient d'emmagasinement de la couche thanetien . . . . . 261
C.20 Coefficient d'emmagasinement de la couche craie . . . . . 261
C.21 Logarithme de la drainance de la couche Alluvion. La drainance est exprimée en $s^{-1}$ . 262
C.22 Logarithme de la drainance de la couche Beauce. La drainance est exprimée en $s^{-1}$ . . 263
C.23 Logarithme de la drainance de la couche Brie. La drainance est exprimée en $s^{-1}$ . . . . 263
C.24 Logarithme de la drainance de la couche Champigny. La drainance est exprimée en $s^{-1}$ 264
C.25 Logarithme de la drainance de la couche Lutetien. La drainance est exprimée en $s^{-1}$ . 264

C.26 Logarithme de la drainance de la couche Thanetien. La drainance est exprimée en $s^{-1}$ 265
C.27 Logarithme de la drainance de la couche Craie. La drainance est exprimée en $s^{-1}$ . . . 265

# Liste des tableaux


2.1 Tableau récapitulatif des paramètres et variables utilisées pour la formulation de la conductance aux différentes échelles ( Eq. 2.3 Eq. 2.4 Eq. 2.11). Les notations en majuscules font référence à des variables régionales, les notations en minuscules font référence à des variables à l'échelle intermédiaire. . . . . 16
2.2 Expression de la conductance en fonction des échelles de simulation, pour rappel $f(w_{riv})$ est la dimension dépendant de la largeur du système fluviatile pour laquelle l'expression de $f_{cor}$ (Eq. 2.4) est valide . . . . . 22
2.3 Tableau récapitulatif des paramètres et variables permettant de caractériser les fonctions de passage . . . . . 24
2.4 Tableau récapitulatif des paramètres et variables . . . . . 30

3.1 Volumes prélevés suivant le milieu (surface,souterrain,hydrosystème) et les usages (Alimentation en Eau Potable : AEP, Irrigation, Industrie). La Répartition correspond à la proportion des prélèvements effectués pour les différents usages suivant les milieux . . 45

4.1 Paramètres optimaux des unités de calcul du bilan hydrique et gammes de variations associées . . . . . 82
4.2 Résultats de simulation par couche aquifère . . . . . 86

5.1 Tableau récapitulatif de la valeur des paramètres utilisés pour la définition de la conductance . . . . . 107
5.2 Tableau des terminologies adoptées pour caractériser les échanges . . . . . 108
5.3 Récapitulatif des paramètres hydroclimatiques suivant les périodes représentatives . . 108
5.4 Bilan hydrique sur la plaine alluviale de la Bassée [$m^3$ $s^{-1}$] . . . . . 109
5.5 Tableau du bilan hydrique sur la plaine alluviale durant les différentes phases de crue (voir Fig. 5.12) [$m^3$ $s^{-1}$] . . . . . 114

6.1 Caractéristiques techniques des modèles utilisés pour l'estimation des échanges nappe-rivière à l'échelle du bassin Seine-Normandie, regroupant le nom du modèle, la superficie simulée, le nombre de formations hydrogéologiques distinguées, la dimension des unités de calcul des échanges nappe-rivière, la modalité de représentation des hauteurs d'eau en rivière, le nombre de piézomètres, la RMSE globale du modèle et un indice de confiance. 126
6.2 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 . . . . . 129

A.1 Lexique des abréviations caractérisant la géométrie des éléments et unités de calcul des processus de surface . . . . . 164
A.2 Paramètres et variables des processus de surface . . . . . 165

A.3 Lexique des abréviations caractérisant la géométrie des éléments et unités de calcul des processus de subsurface . . . . . 179
A.4 Paramètres et variables du transfert en zone non saturée . . . . . 179
A.5 Définition des paramètres nécessaires à la résolution de l'équation de diffusivité discrétisée 185
A.6 Définition des paramètres nécessaires à la résolution de l'équation de diffusivité discrétisée 186

C.1 Paramètres des unité de calcul du bilan hydrique . . . . . 246
C.2 Paramètres des unité de calcul du transfert en zone non saturée Partie 1 . . . . . 252
C.3 Paramètres des unité de calcul du transfert en zone non saturée Partie 2 . . . . . 253

# Chapitre 1

# Introduction générale

Cela fait plusieurs décennies qu'il est admis par la majorité de la communauté scientifique et politique que les activités humaines ont un effet sur le climat planétaire actuel. Ce constat a entraîné la constitution du Groupement d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC) et l'organisation de sommets internationaux visant à définir les réponses politiques au changement climatique. Si cette prise de conscience planétaire a permis des avancées considérables en climatologie et en particulier sur l'étude de l'évolution de la température du globe, les effets du réchauffement général prédit sur l'hydrologie planétaire sont encore à ce jour incertains (Boucher et al., 2013; Collins et al., 2013). Bien que la notion d'incertitude soit inhérente à la pratique de la modélisation (Beven, 2006), elle peut dans certains cas être réduite par une conceptualisation plus globale du système simulé. Il apparaît par exemple que l'incertitude des projections hydro-climatiques peut être diminuée par la prise en compte explicite des effets rétroactifs des circulations hydrologiques terrestres sur l'hydrologie atmosphérique locale (Taylor et al., 2013; Goderniaux et al., 2009; Jason et al., 2015). La caractérisation fine des flux hydriques terrestres semble donc indispensable afin d'anticiper les potentiels changements hydrologiques causés par le réchauffement climatique. Or, *les sociétés sont bien plus vulnérables aux changements hydrologiques qu'à ceux qui ne concernent que la température* (de Marsily, 2008). En effet, moins de 1% des ressources en eau planétaires est directement disponible pour la population humaine dont seulement 30% (12000 $km^3$) sont considérées comme renouvelables (Roche and Zimmer, 2006). A l'échelle planétaire, 4000 $km^3$ sont prélevés chaque année dans les réserves d'eau douce par les sociétés humaines (de Marsily, 2008; Roche and Zimmer, 2006). La quasi-totalité de ces prélèvements (95%) est utilisée pour satisfaire nos besoins vitaux (alimentation en eau potable 3% et agriculture 92%). Les 5% restant sont prélevés par l'industrie, notamment pour la production d'énergie. Dès lors, compte tenu des incertitudes sur l'évolution hydro-climatique planétaire, la gestion de la ressource en eau constitue un défi majeur auquel la communauté internationale devra faire face au cours du XXI$^{ème}$ siècle. Mon projet de thèse s'inscrit dans ces deux problématiques et vise à une meilleure caractérisation du bilan hydrique terrestre afin de procéder à une gestion intégrée de la ressource en eau.

## 1.1 La gestion intégrée de la ressource en eau

Afin d'assurer l'efficacité de la gestion de la ressource en eau, la communauté scientifique (Barthel, 2014; Holman et al., 2012; Krause et al., 2009; Refsgaard et al., 2010) ainsi que la communauté des gestionnaires (Parliament Council of the European Union, 2000) préconisent la prise en compte de l'ensemble du cycle de l'eau dans une gestion intégrée et globale de la ressource. La gestion intégrée vise à caractériser les variations naturelles et anthropiques qui affectent la quantité et la qualité de la ressource en eau, ainsi que l'effet de ces variations sur le milieu naturel. Pour ce faire, les systèmes climatiques, hydrologiques et hydrogéologiques caractérisant le cycle de l'eau doivent être regroupés

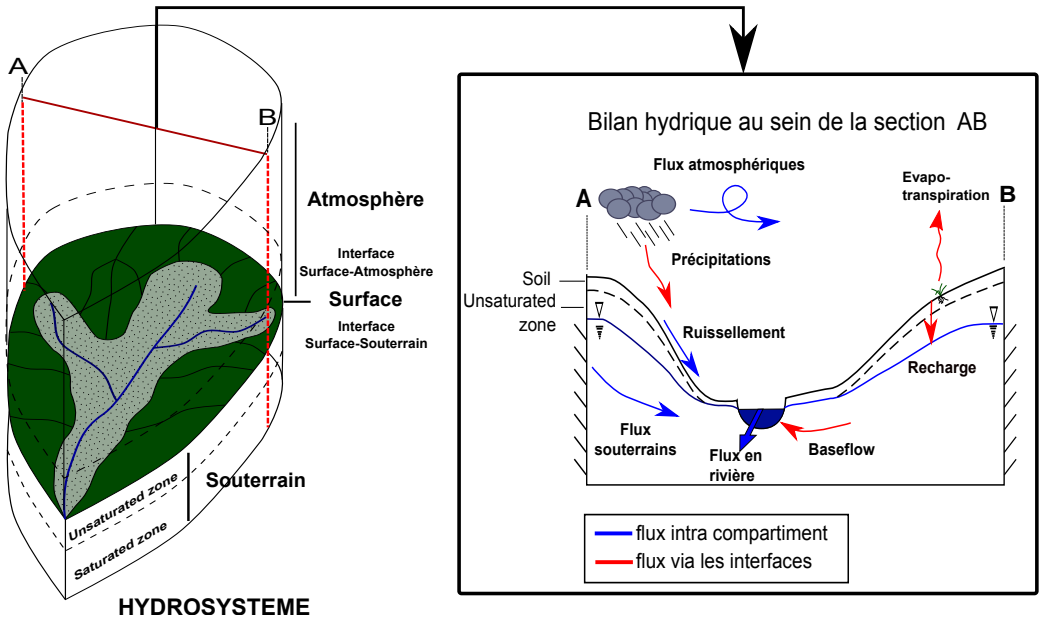



FIGURE 1.1 – Vue schématique d'un hydrosystème et des principaux processus s'y développant

au sein d'une unité de gestion unique. La notion d'hydrosystème peut ainsi être introduite.

### 1.1.1 L'hydrosystème : unité de gestion du cycle de l'eau

L'hydrosystème est défini comme une *portion de l'espace où, dans les trois dimensions, sont superposés les milieux de l'atmosphère, de la surface du sol et du sous sol, à travers lesquels les flux hydriques sont soumis à des modes particuliers de circulation* (Dacharry, 1993; Flipo et al., 2012; Flipo, 2013). Un hydrosystème constitue donc l'entité au sein de laquelle les processus du cycle de l'eau sont définis de manière conjointe (Fig 1.1). Cette entité peut être conceptualisée en plusieurs compartiments (atmosphérique, surface et souterrain), liés entre eux via des interfaces. La possibilité de matérialiser ces interfaces fait de l'hydrosystème un espace élémentaire sur lequel peut être résolu le bilan de masse du cycle de l'eau. Ce bilan de masse, ou bilan hydrique, exprime l'état des compartiments de surface et souterrain, ainsi que les flux aux interfaces de ces deux compartiments (recharge souterraine et échange nappe-rivière) (Fig 1.1), en fonction des variables climatiques. Ainsi, l'expression du bilan hydrique permet de définir les différents processus de l'hydrosystème et, par là même, de procéder à la gestion intégrée de la ressource en eau. Afin de définir cette évolution du système, de nombreux modèles numériques permettant de simuler de manière couplée les écoulements de surface et les écoulements souterrains ont vu le jour depuis les années 70 (Paniconi and Putti, 2015; Flipo et al., 2014). Ces modèles peuvent être mécanistes ou hybrides conceptuel-mécanistes, et permettent tous d'établir le bilan hydrique de l'hydrosystème.

### 1.1.2 Échelle spatio-temporelle de la gestion de l'eau

Si l'unité de gestion vient d'être définie, il convient à présent de s'intéresser à l'échelle spatio-temporelle qui doit être prise en compte dans la gestion intégrée de la ressource en eau. En effet, un hydrosystème combine des processus de surface et des processus souterrains qui présentent des temps caractéristiques et des rayons d'action s'étalant sur un spectre étendu de l'échelle spatio-temporelle (Flipo, 2013). Or la gestion de l'eau par l'humanité ne pourra être réalisée que dans un cadre spatio-

temporel appréhendé de manière rationnelle.

#### 1.1.2.1 Échelle temporelle de la gestion de l'eau

Les temps de transfert de l'eau au sein de l'hydrosystème sont différents entre les compartiments de surface et les compartiments souterrains. Ces temps de transfert sont de l'ordre de la décade dans la plupart des systèmes de surface (Weissmann et al., 2002), et s'étalent du mois à la décennie (McGuire and McDonnell, 2006) voire au siècle (Weissmann et al., 2002) pour les systèmes souterrains. Toutefois, pour caractériser l'état de l'hydrosystème, il est préférable que les processus hydriques s'y développant soient étudiés sur une échelle temporelle commune. Cette échelle de temps peut être déterminée par l'étude des cycles du climat, à l'origine des flux de l'hydrosystème. Ainsi, Flipo et al. (2012) et Massei et al. (2010) montrent que les variations climatiques de grande ampleur induisent des variations synchrones des stocks des compartiments de surface et de subsurface, et donc une cyclicité des processus au sein de l'hydrosystème. D'autre part, cette cyclicité des processus doit être prise en compte afin de déterminer l'évolution du bilan hydrique de manière appropriée sur un hydrosystème (Flipo et al., 2013). En effet, afin de déterminer le comportement moyen d'un système, il convient de s'assurer de la stationnarité du phénomène étudié sur la période. Sur le bassin de la Seine, au cours du cycle principal, les processus hydriques de l'hydrosystème sont stationnaires (Flipo et al., 2012). Les principaux cycles climatiques constituent ainsi l'échelle temporelle commune à l'hydrosystème permettant la caractérisation du comportement moyen du système. Sur le bassin de la Seine, le cycle climatique principal induisant une cyclicité des processus hydriques de l'hydrosystème correspond à l'Oscillation Nord Atlantique, qui décrit une période de 17 ans (Massei et al., 2010; Flipo et al., 2012).

#### 1.1.2.2 Échelle spatiale de la gestion de l'eau

Afin de faciliter la gestion intégrée de la ressource en eau, il est parfois plus simple de considérer un système de surface et souterrains clos. Pour cela, l'emprise de surface d'un hydrosystème peut être assimilée à celle d'un bassin versant (emprise de surface limitée par des lignes de partage des eaux) (Tóth, 1962). Ainsi, dans l'Union Européenne, et en particulier en France, la gestion de l'eau est réalisée à l'échelle de grands bassins versants hydrologiques. Ce découpage hydrogéographique de la gestion de l'eau, permet d'inscrire les décisions actées par les gestionnaires dans un cadre socio-économique qui prend en compte les spécificités hydriques des territoires. Ainsi l'hydrosystème régional constitue l'unité spatiale élémentaire de la gestion de l'eau en France et en Europe (Parliament Council of the European Union, 2000). La France est ainsi divisée en 6 bassins gérés par des agences de l'eau. Parmi ces agences, l'agence de l'eau Seine-Normandie s'intéresse à l'hydrosystème Seine et aux fleuves côtiers normands.

Pour s'inscrire dans une démarche de gestion intégrée de la ressource en eau, mon travail de thèse s'appuie sur des travaux de modélisation numérique de l'hydrosystème régional de la Seine. Les modélisations sont réalisées sur une période de 17 ans afin de prendre en compte la cyclicité des processus hydriques sur l'hydrosystème Seine. Parmi les différents processus étudiés au cours de mon travail de thèse, je me suis principalement intéressé à la simulation des flux à l'interface nappe-rivière pour son rôle important dans la gestion de la ressource en eau.

## 1.2 Place de l'interface nappe-rivière dans la gestion intégrée de la ressource en eau

Sur l'ensemble des hydrosystèmes européens, un cadre législatif commun permet l'homogénéisation des directives de gestion de l'eau (Parliament Council of the European Union, 2000).

### 1.2.1 La Directive Cadre sur l'Eau

La Directive Cadre sur l'Eau (DCE,directive 2000/60) est un texte législatif européen qui fixe le cadre communautaire de gestion de la ressource en eau. Cette directive vise à rétablir un bon état de la ressource en eau sur l'ensemble du territoire. Pour cela, la DCE adopte une vision globale de l'hydrosystème. La ressource en eau y est ainsi définie comme une ressource unique englobant les eaux de surfaces et les eaux souterraines. Afin d'atteindre un bon état qualitatif et quantitatif, la DCE insiste sur la place des interactions entre les milieux superficiels et souterrains dans la gestion intégrée de la ressource. Par exemple, il est écrit dans la DCE que le bon état du compartiment souterrain est atteint si les eaux souterraines n'influent pas sur la qualité chimique ou écologique des milieux superficiels qui lui sont associés (Parliament Council of the European Union, 2000, 2006). Ainsi, les états des différents milieux de l'hydrosystème sont connexes et la quantification des échanges entre ces différents milieux permet de spécifier leurs interpénétrations et de définir les risques de propagation des impacts anthropiques (prélèvements, pollution). Afin de caractériser l'état de la ressource en eau dans son ensemble, la quantification des flux à l'interface entre les milieux de surface et les milieux souterrains apparaît donc nécessaire (Parliament Council of the European Union, 2000, 2009).

### 1.2.2 Processus d'épuration au sein de l'interface nappe-rivière

En particulier, l'état qualitatif des milieux dépend des échanges à l'interface nappe-rivière. En effet, au sein de l'interface nappe-rivière, se mélangent des eaux de caractéristiques physico-chimiques différentes. Par exemple, les eaux souterraines cheminant dans les alluvions riches en matière organique sont faiblement oxygénées en comparaison des eaux de surface. Cette confrontation de milieux réduits et oxydants au sein de l'interface nappe-rivière permet le développement de processus biogéochimiques (Brunke and Gonser, 1997; Krause et al., 2009) favorisant la dégradation de polluants comme les nitrates par des processus de dénitrification (Billen and Garnier, 2000; Krause et al., 2011). Cette faculté auto-épuratrice des milieux peut aussi être accentuée par le temps de résidence de l'eau dans l'interface (Carleton and Montas, 2010; Kjellin et al., 2007) ou par la teneur en carbone organique (Rivett et al., 2008; Weng et al., 2003). Ainsi, les zones humides qui se développent à l'interface nappe-rivière sont des zones particulières de dénitrification (Gaillard, 1999; Curie, 2006). Par exemple, la zone humide de la Bassée, plus grande zone humide du bassin de la Seine, contribue à la dénitrification de 1.5 kTN/an (Billen et al., 1999). Au sein de cette zone humide, le taux de dénitrification est fortement associé au temps de résidence de l'eau, et donc à l'hydrodynamique locale (Curie et al., 2003; Schanen, 1998; Weng et al., 1998).

### 1.2.3 Étude interdisciplinaire des interfaces nappe-rivière : axe interface nappe-rivière du PIREN Seine

L'étude des flux à l'interface nappe-rivière implique donc un grand nombre de spécialités des géosciences et de la biologie (géologie, hydrologie, géophysique, géochimie, écologie, bactériologie ...) (Flipo, 2014) et constitue ainsi un sujet transversal. Les travaux de thèse présentés dans ce mémoire s'inscrivent dans le cadre d'un groupement de recherche interdisciplinaire visant à la compréhension globale de l'hydrosystème Seine : Le PIREN Seine. Le PIREN Seine travaille depuis 1989 à la compréhension du fonctionnement socio-hydrologique global du bassin versant de la Seine, en partenariat avec les principaux gestionnaires de la ressource en eau (agence de l'eau Seine-Normandie, Voies Navigables de France ou encore Eau de Paris ...). Les travaux du PIREN Seine sont divisés en plusieurs axes de recherche dont un est spécifiquement dédié à l'interface nappe-rivière.

L'étude des interfaces nappe-rivière au niveau du bassin de la Seine s'appuie sur deux sites ateliers : le site atelier de l'Orgeval principalement dédié à l'étude locale des échanges nappe-rivière et le site

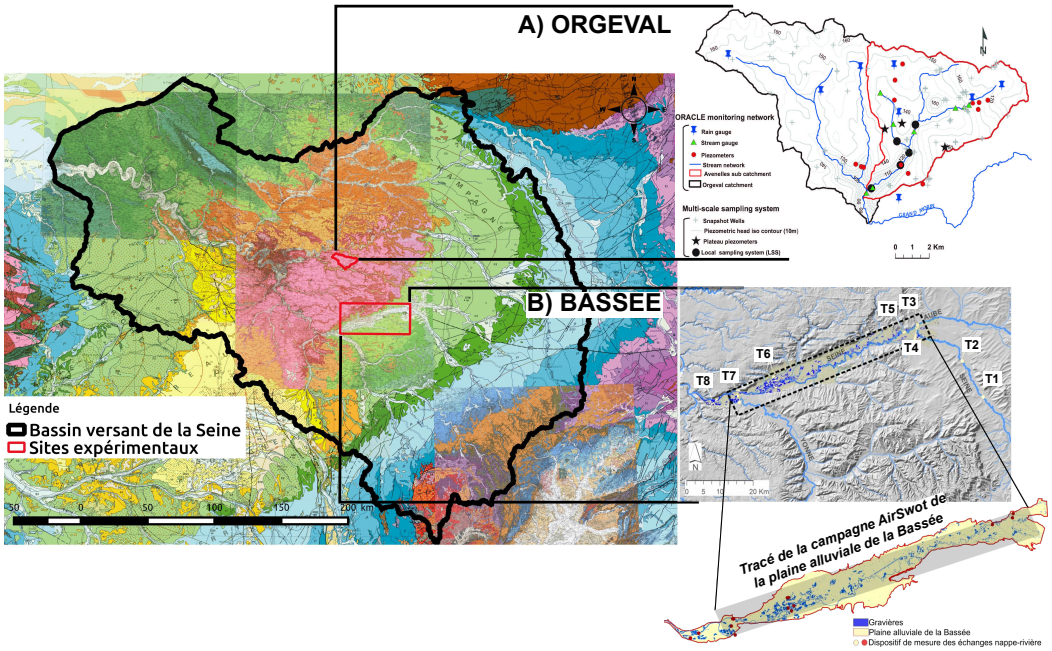



FIGURE 1.2 – Sites expérimentaux d'étude des interfaces nappe-rivière sur le bassin de la Seine A) site expérimental du bassin de l'Orgeval B) site expérimental de la plaine alluviale de la Bassée

atelier de la Bassée visant une étude des échanges nappe-rivière à plus large échelle (Fig. 1.2).

Les travaux menés sur l'interface nappe-rivière au sein du PIREN SEINE se déclinent en deux volets : un volet expérimental et un volet de modélisation numérique. L'étude expérimentale des interfaces nappe-rivière a permis le développement d'outils de suivi des flux échangés entre les milieux souterrains et superficiels (systèmes MoLoNaRi). Ces outils sont constitués d'un dispositif de mesure simultanée de la pression et de la température en rivière et au sein l'interface nappe-rivière (Mouhri et al., 2013), qui permet l'estimation ponctuelle des échanges nappe-rivière. Les mesures expérimentales obtenues peuvent ensuite être interprétées grâce à des modèles numériques. L'utilisation de ces modèles numériques permet aussi une estimation des flux échangés le long de l'interface nappe-rivière. Cette spatialisation de la quantification des échanges permet de caractériser la dynamique des flux au sein de l'interface nappe-rivière et contribue à la mise en œuvre de la gestion de la ressource en eau.

### 1.2.4 Intérêt de la modélisation multi-échelle pour l'étude des interfaces nappe-rivière

Afin de caractériser la dynamique des échanges à l'interface des milieux souterrains et de surface, une modélisation multi-échelle peut être mise en place. Ce type de modélisation vise à prendre en compte dans sa globalité la complexité des échanges nappe-rivière à l'échelle d'un hydrosystème régional. Elle s'appuie pour cela sur une description emboîtée de la structure de l'interface nappe-rivière en fonction des échelles de simulation. Ainsi à l'échelle régionale, l'interface nappe-rivière est associée à la plaine alluviale, au sein de la plaine alluviale, au complexe hydro-sédimentaire proche de la rivière que constitue le corridor hyporhéique, et ainsi de suite jusqu'à l'interface eau-sédiment.

Les travaux menés dans le cadre du PIREN SEINE s'attachent à faire le lien entre l'échelle locale et l'échelle intermédiaire. Afin de boucler le concept d'interfaces emboîtées, les travaux de thèse présentés par la suite visent à définir les possibilités de modélisation multi-échelle des interfaces nappe-rivière depuis l'échelle régionale (la plaine alluviale) jusqu'à l'échelle intermédiaire (le corridor hyporhéique).

## 1.3 Structure du mémoire

Dans un contexte de gestion intégrée de la ressource en eau, la quantification des échanges nappe-rivière à l'échelle des hydrosystèmes régionaux apparaît primordiale. Les flux aux interfaces nappe-rivière contrôlent, de manière importante, les aspects qualitatifs et quantitatifs de la ressource en eau d'un hydrosystème. L'objectif principal de ces travaux de thèse est de quantifier les flux échangés entre les eaux souterraines et les eaux de surface au sein d'un hydrosystème régional fortement anthropisé (l'hydrosystème Seine) par le biais d'une modélisation multi-échelle des interfaces nappe-rivière.

Pour cela le chapitre 2 (p. 8) présente un état de l'art des stratégies de modélisation des interfaces nappe-rivière à l'échelle régionale. Dans un premier temps, une revue bibliographique de la définition des interfaces nappe-rivière aux différentes échelles de l'hydrosystème est réalisée. Elle souligne l'extrême complexité de la dynamique des échanges nappe-rivière induits majoritairement par les flux régionaux en aquifère. Elle montre en particulier l'effet important des hétérogénéités morphologiques et hydrodynamiques aux différentes échelles sur cette dynamique. D'autre part, il apparaît qu'au niveau de l'hydrosystème, le corridor hyporhéique joue un rôle central dans la quantification des échanges nappe-rivière :

- à l'échelle régionale, il constitue une condition limite qui influence conjointement les échanges entre le réseau hydrographique et la plaine alluviale mais aussi les échanges entre l'interface nappe-rivière et les aquifères régionaux,
- à plus faible échelle, le corridor hyporhéique permet de caractériser et de définir dans son ensemble les processus locaux influençant la dynamique des échanges nappe-rivière (topographie du lit de la rivière, hétérogénéité de la zone hyporhéique, hydro-morphologie du réseau hydrographique etc.).

Après avoir exposé différentes méthodologies de modélisation multi-échelle des flux au sein de l'hydrosystème, la stratégie de modélisation à l'échelle du bassin est présentée. Les travaux de modélisation présentés par la suite s'appuient principalement sur la plateforme de modélisation couplée Cawaqs2.0 développée au cours du projet de thèse. Cette plateforme est présentée dans ce chapitre.

Dans le chapitre 3 (p. 39), une présentation de l'hydrosystème Seine est réalisée. Elle vise à caractériser l'environnement géologique et hydrologique du bassin. Une attention particulière est portée aux situations hydrologiques représentatives sur la période de 17 ans sur laquelle ces travaux de thèse s'appuient : la période 1993-2010. L'état hydrologique moyen sur ce cycle hydro-climatique est caractérisé par un débit à l'exutoire de 306 $m^3.s^{-1}$. Deux périodes contrastées sont extraites du cycle climatique. L'année 1995-1996 qui est la plus sèche de la période étudiée avec un débit moyen de 186 $m^3.s^{-1}$ et l'année 2000-2001 qui est l'année la plus humide observée depuis la création des barrages réservoirs en 1974. De plus, deux événements extrêmes ressortent sur la période 1993-2010. La crue du printemps 2001, dont le débit de crue est supérieur au débit de période de retour quinquennale et la période de sécheresse de l'été 2003, période de canicule ayant entraîné la mort de 45000 personnes en Europe.

La définition de l'interface nappe-rivière comme objet emboîté, établie dans le chapitre 2, permet de hiérarchiser les flux au sein de l'hydrosystème. Ainsi, les flux régionaux en aquifère convergeant vers le réseau hydrographique contribuent majoritairement à l'alimentation des interfaces nappe-rivière. Dans un second temps, les hétérogénéités des dépôts alluviaux permettent de répartir les flux le long du corridor hyporhéique, dont les propriétés locales affectent la dynamique des échanges nappe-rivière.

Suivant cette hiérarchisation des flux au sein de l'hydrosystème, les échanges nappe-rivière sont ma-

joritairement contrôlés par les flux au sein des systèmes aquifères régionaux. Ces flux doivent donc être caractérisés le plus précisément possible. Pour cela, le chapitre 4 (p. 63) présente une méthodologie de calibration des modèles d'hydrosystème. Cette méthodologie permet de définir de manière adéquate les conditions limites des interfaces nappe-rivière. La calibration est divisée en deux étapes. La première étape consiste à calibrer le compartiment de surface de l'hydrosystème en apportant une attention particulière à la restitution des processus d'infiltration par le système. Une fois la recharge en aquifère définie, la calibration du compartiment souterrain peut être effectuée lors de la deuxième étape. L'optimisation de surface s'appuie sur une fonction objectif multiple respectant le bilan hydrique de surface et s'appuyant sur une séparation d'hydrogramme. La conceptualisation de cette fonction objectif sera présentée. Cette procédure d'optimisation sera ensuite appliquée au modèle d'hydrosystème du bassin de la Seine. Il sera montré que cette méthode permet, a minima, de respecter le bilan hydrique moyen de l'hydrosystème. Cette méthodologie a fait l'objet d'un article fourni en annexe.

Une fois les flux souterrains régionaux définis de manière adéquate, la répartition spatiale de ces flux le long du cours d'eau peut être étudiée. Pour cela, le chapitre 5 (p. 96) propose une modélisation multi-échelle simplifiée de la plaine alluviale de la Bassée. Une méthode particulière de définition des paramètres équivalents de l'interface nappe-rivière est présentée. Cette méthode s'appuie sur une modélisation emboîtée répondant à la conceptualisation de l'interface nappe-rivière. Elle prend ainsi en compte deux modèles de résolutions différentes :

- un modèle régional de résolution grossière permettant d'estimer les flux souterrains de grande ampleur alimentant la plaine alluviale,
- un modèle intermédiaire de la plaine alluviale de résolution plus fine, permettant de reproduire plus finement les hétérogénéités des dépôts alluviaux définissant l'alimentation du corridor hyporhéique et de prendre en compte les hétérogénéités du corridor hyporhéique établissant la dynamique des échanges nappe-rivière.

Après simulation multi-échelle de l'interface nappe-rivière de la Bassée, l'hydrodynamique de la plaine alluviale et celle des échanges nappe-rivière le long du réseau hydrographique sont étudiées sur le cycle hydro-climatique, en période extrême de crue et de sécheresse.

Pour finir, une application de gestion intégrée de la ressource en eau est proposée dans le chapitre 6 (p. 120). Afin de mettre en place un cadre favorable à la modélisation multi-échelle des interfaces nappe-rivière, les plaines alluviales sont introduites au sein du modèle régional. Les premiers résultats de quantification des échanges nappe-rivière à l'échelle régionale sont finalement présentés. Ces résultats soulignent les effets de variations climatiques et anthropiques sur les échanges nappe-rivière et la ressource en eau. Une étude de la vulnérabilité de la ressource en eau de surface et souterraine sera aussi abordée par l'étude des échanges nappe-rivière.

Chaque chapitre présenté dans ce mémoire sera précédé d'un résumé, permettant au lecteur curieux d'accéder aux informations principales abordées et aux résultats majeurs obtenus.

# Chapitre 2

# Stratégies de modélisation de l'interface nappe-rivière à l'échelle d'un hydrosystème régional

**Résumé :**
Dans ce chapitre, un état de l'art des stratégies de modélisation de l'interface nappe-rivière à l'échelle régionale est proposé. Dans un premier temps, une revue bibliographique de la définition des interfaces nappe-rivière aux différentes échelles de l'hydrosystème est réalisée. Cinq échelles sont distinguées au sein de l'hydrosystème : l'échelle locale [10 cm–$\sim$ 10 m], l'échelle intermédiaire [10 m –$\sim$ 1 km], l'échelle du bassin unitaire [10 km$^2$ –$\sim$ 1000 km$^2$], l'échelle régionale [10 000 km$^2$ –$\sim$ 1 M km$^2$] et l'échelle continentale [$>$ 10 M km$^2$].

La revue bibliographique souligne l'extrême complexité de la dynamique des échanges nappe-rivière induits majoritairement par les flux régionaux en aquifère. Elle montre en particulier l'importance de la définition des hétérogénéités à la fois morphologiques et hydrodynamiques aux différentes échelles afin de caractériser cette dynamique. D'autre part, il apparaît qu'au niveau de l'hydrosystème, le corridor fluviatile inclus dans la plaine alluviale joue un rôle central dans la quantification des échanges nappe-rivière. Ainsi, les flux régionaux en aquifère convergeant vers le réseau hydrographique contribuent majoritairement à l'alimentation des interfaces nappe-rivière. Dans un second temps, les hétérogénéités des dépôts alluviaux permettent de répartir les flux le long du corridor hyporhéique, dont les propriétés locales affectent la dynamique des échanges nappe-rivière.

Afin de modéliser les flux au sein des interfaces nappe-rivière l'ensemble des flux au sein de l'hydrosystème doivent donc être quantifiés dès l'échelle régionale. Or, l'utilisation d'outils récents de modélisation (déterministe 3D) des flux d'un hydrosystème pour la simulation de bassins supérieurs à 10 000 km$^2$ à haute résolution spatiale peut s'avérer inadaptée. Afin de quantifier les flux au sein de l'hydrosystème à l'échelle régionale, un modèle hybride conceptuel-déterministe a été développé. La modélisation des flux à l'interface y est réalisée par un modèle de conductance dont l'expression varie en fonction de l'échelle de simulation.

Afin d'affiner l'estimation des échanges nappe-rivière, les flux régionaux et la dynamique locale des interfaces nappe-rivière peuvent être pris en compte. Pour cela, les hétérogénéités de la plaine alluviale permettent de renseigner le modèle régional. L'assimilation de ces informations locales au sein du modèle régional est réalisée par une méthodologie de définition de paramètres équivalents. En effet, suivant un procédé de changement d'échelle conjoint de la charge piézométrique et des propriétés

hydrauliques, les paramètres hydrodynamiques de la plaine alluviale et du corridor fluviatile peuvent être transférés de l'échelle intermédiaire à l'échelle régionale. Afin d'assurer la cohérence des flux lors du transfert de paramètres de l'échelle intermédiaire à l'échelle régionale, une procédure itérative est proposée. La stratégie de modélisation des échanges nappe-rivière à l'échelle régionale mise en place dans ces travaux de thèse tente ainsi de tenir compte de l'ensemble de la structure emboîtée de l'interface nappe-rivière.

## Matériel de référence

Ce chapitre s'appuie principalement sur Flipo et al. (2014), Pryet et al. (2015) et Labarthe et al. (2013).

## 2.1 Le concept d'interfaces nappe-rivière emboîtées

### 2.1.1 L'interface nappe-rivière un objet multi-échelle structuré autour du réseau hydrographique

L'étude des échanges nappe-rivière a permis une re-conceptualisation de la rivière qui est passée du statut de simple drain permettant le transfert des eaux de surface jusqu'aux océans, à celui de système à part entière connectant les milieux de surface et souterrains. Les eaux de rivière circulent en effet de nombreuses fois entre les milieux de surface et les milieux souterrains avant d'accéder aux océans, induisant ainsi des échanges et une interconnexion de ces deux milieux. Afin de conceptualiser ces échanges, la vision compartimentée de l'hydrosystème peut être localement (autour du réseau hydrographique) abandonnée au profit d'un objet unique fusionnant les eaux de surface et souterraines : l'interface nappe-rivière. Les flux à travers cette interface interviennent sur des échelles spatio-temporelles très différentes. Ils sont tout d'abord initiés par les flux régionaux en aquifère. En effet, en climat tempéré, le réseau hydrographique constitue principalement un drain de l'hydrosystème vers lequel convergent les flux souterrains (Tóth, 1962; Pinder and Jones, 1969; Kalbus et al., 2009) (même si de manière plus rare il peut définir un vecteur de recharge non négligeable (Krause et al., 2009)). Ces flux souterrains régionaux sont à l'origine des flux à travers l'interface nappe-rivière (Cardenas and Wilson, 2007b; Kalbus et al., 2009). Dans un second temps, ces flux se répartissent le long du réseau hydrographique en fonction des hétérogénéités locales au sein des dépôts alluviaux et le long du lit de la rivière (Calver, 2001; Genereux et al., 2008; Kalbus et al., 2009). Ensuite, à une échelle plus fine, la morphologie, la topographie et la micro-topographie du lit de la rivière peuvent affecter la dynamique des flux au sein de l'interface nappe-rivière et induire des recirculations (Cardenas and Wilson, 2007a) des flux initiés au sein des systèmes souterrains de grande ampleur.

Les flux à travers cette interface interviennent ainsi sur des échelles du centimètre au kilomètre et des temps caractéristiques de la seconde au mois (Datry et al., 2008), ce qui confère à l'interface nappe-rivière une structure multi-échelle emboîtée autour de la rivière.

La conceptualisation multi-échelle du problème de la quantification des flux au sein de l'interface nappe-rivière nécessite la définition explicite des échelles d'étude. Cinq échelles d'étude des processus au sein de l'hydrosystème sont communément établies (Blöschl and Sivapalan, 1995; Dahl et al., 2007; Flipo et al., 2014). Ce sont :

- l'échelle locale [10 cm–$\sim$ 10 m], cette échelle concerne les points expérimentaux,
- l'échelle intermédiaire [10 m –$\sim$ 1 km], cette échelle concerne le tronçon de rivière,
- l'échelle du bassin versant unitaire [10 km$^2$ –$\sim$ 1000 km$^2$], cette échelle est dite unitaire car à partir de cette échelle l'ensemble des processus de surface et souterrains de l'hydrosystème peuvent être établis,
- l'échelle régionale [10 000 km$^2$ –$\sim$ 1 M km$^2$], cette échelle regroupant plusieurs bassins unitaires est l'échelle de la gestion intégrée de la ressource en eau. Il est à noter que c'est uniquement l'aspect opérationnel qui permet de distinguer l'échelle régionale de l'échelle du bassin unitaire. Les même processus sont établis à ces échelles,
- l'échelle continentale [$>$ 10 M km$^2$], à partir de cette échelle l'unité climatique n'est plus assurée, il convient de prendre en compte les circulations climatiques dans les études d'hydrosystèmes.

L'étude des processus hydriques caractérisant les échanges nappe-rivière à ces différentes échelles permet de définir le concept d'interfaces nappe-rivière emboîtées.

L'interface nappe-rivière constitue l'interface entre le réseau hydrographique et les eaux souterraines. Compte tenu de l'interconnexion de ces deux milieux à proximité du réseau hydrographique, il est difficile d'isoler cette interface qui s'exprime de manière différente en fonction de l'échelle prise en compte (Fig. 2.1). Si à l'échelle régionale et continentale, l'interface nappe-rivière est caractérisée par la plaine alluviale (Fig. 2.1a,b), à l'échelle intermédiaire elle est définie par le corridor hyporhéique (Fig. 2.1d), à l'échelle locale par la zone hyporhéique (Fig. 2.1c) et ainsi de suite jusqu'à l'interface eau-benthos (Fig. 2.1f). A chaque échelle d'étude, les échanges à travers l'interface nappe-rivière sont contrôlés conjointement par le gradient hydraulique, qui en définit l'intensité (Winter, 1998) et les structures géologiques qui en caractérisent la dynamique (Dahm. et al., 2003). Si les aquifères régionaux contribuent majoritairement à l'alimentation des interfaces nappe-rivière, la dynamique des échanges nappe-rivière est contrôlée par les hétérogénéités se développant au sein des différentes interfaces nappe-rivière, qui induisent une modification conjointe du gradient et des propriétés hydrauliques du milieu (Fleckenstein et al., 2006).

Une présentation des interfaces nappe-rivière en fonction de l'échelle d'étude est proposée. Une attention particulière est portée à l'expression des échanges nappe-rivière à travers une description des hétérogénéités structurelles des interfaces.

### 2.1.2 La zone hyporhéique, l'interface nappe-rivière à l'échelle locale

A l'échelle locale, l'interface nappe-rivière est représentée par la zone hyporhéique (ZH, Fig 2.1) . La ZH correspond à un habitat écologique (Brunke and Gonser, 1997) dont les conditions physiques (température) et géochimiques (gradient chimique) issues du mélange des eaux de surface et des eaux souterraines, permettent le développement d'un biotope spécifique (Krause et al., 2009). Dans un sens plus large, la ZH peut donc être vue comme la zone de mélange des eaux de surface et des eaux souterraines (Krause et al., 2009). La ZH peut se mettre en place à la fois sous le lit de la rivière au sein de ses berges. La présence d'un aquifère connecté au réseau hydrographique favorise le développement d'une ZH, par infiltration des eaux de surface à travers le lit de la rivière et exfiltration des eaux souterraines (Malard et al., 2002). Compte tenu des processus hydro-sédimentaires dont il est issu, le lit de la rivière présente une structure hétérogène, le plus souvent en couches (Hatch et al., 2010; Cardenas, 2009). Les mesures de perméabilité réalisées in-situ présentent des variations latérales et verticales de plusieurs ordres de grandeur (Leek et al., 2009; Ryan and Boufadel, 2007; Sebok et al., 2014). Cette importante hétérogénéité du milieu favorise les flux horizontaux plutôt que verticaux (Marion et al., 2008). De plus, les hétérogénéités au sein de la zone hyporhéique modifient à la fois l'intensité et le temps caractéristique des échanges nappe-rivière (Cardenas et al., 2004; Sawyer and Cardenas, 2009). Ainsi l'hypothèse d'homogénéité de la zone hyporhéique, généralement posée dans les travaux de modélisation à l'échelle locale, est une limite à la simulation des échanges nappe-rivière à cette échelle (Frei et al., 2010; Irvine et al., 2012; Cardenas et al., 2004). D'autre part, la présence de recirculation longitudinale induite par la micro-topographie du fond de la rivière (Cardenas, 2008; Krause et al., 2012; Stonedahl et al., 2010) (Fig. 2.1f), rend la simulation des échanges nappe-rivière d'autant plus complexe.

### 2.1.3 Le corridor hyporhéique, l'interface nappe-rivière à l'échelle intermédiaire

La principale différence entre les deux échelles, locale et intermédiaire, est la conceptualisation des échanges. Si à l'échelle du point expérimental la quantification des échanges nappe-rivière est réalisée sur une section 2D (Fig 2.1c), à l'échelle du tronçon, la quantification des échanges nappe-rivière doit

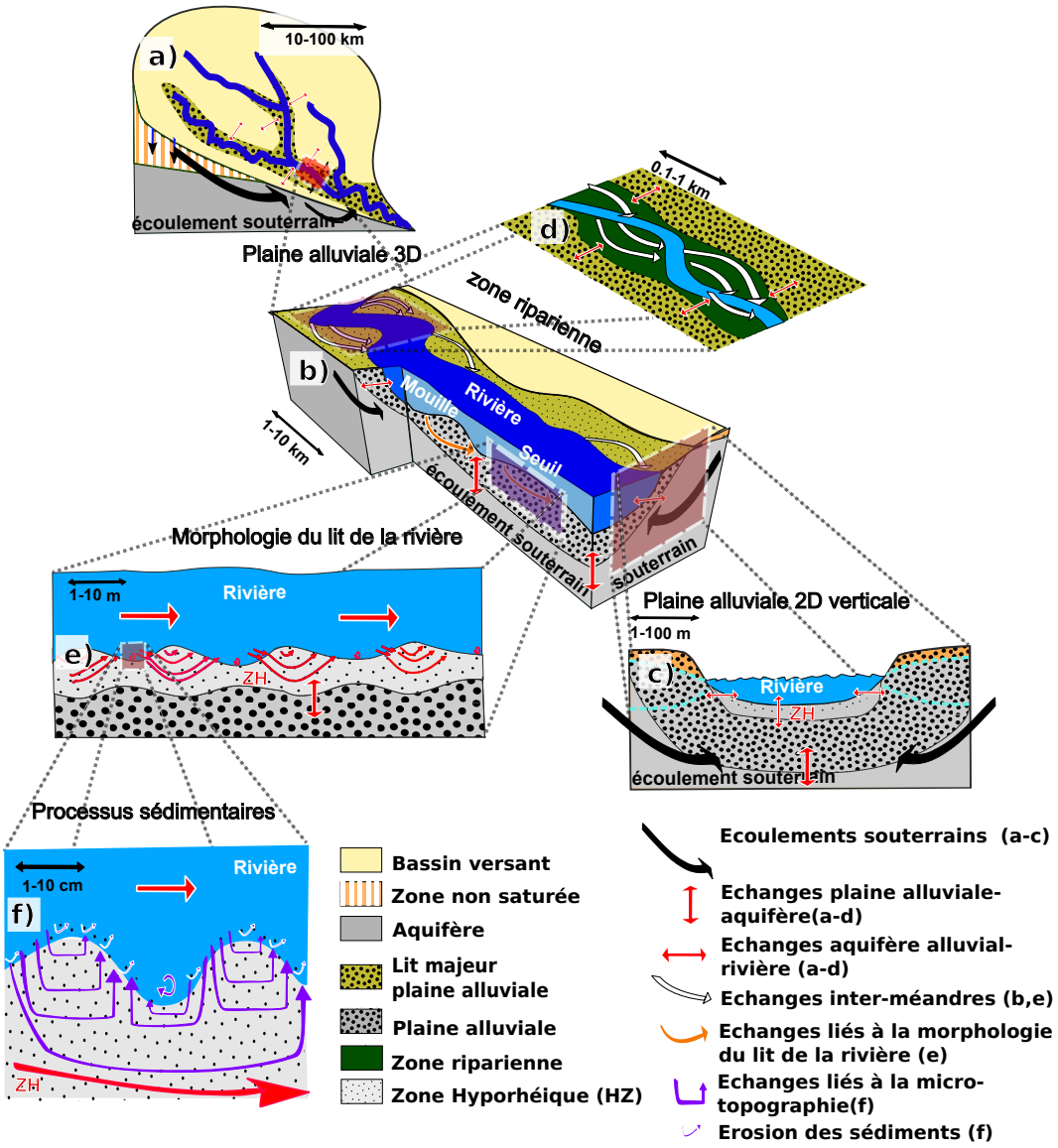



FIGURE 2.1 – Interfaces nappe-rivière emboîtées : a) échelle régionale, bassin unitaire ; b) échelle intermédiaire du tronçon au sein de la plaine alluviale ; c) coupe de l'interface nappe-rivière ; d) échelle intermédiaire méandriforme ; e) échanges longitudinaux entre la rivière et la zone hyporhéique ; f) échelle de la colonne d'eau d'après Flipo et al. (2014)

intégrer la troisième dimension de l'espace (Fig 2.1b,d). Lors de la conceptualisation 3D de la ZH la complexité géomorphologique de la rivière prend toute sa dimension, depuis le champ piézométrique proche rivière (Fig. 2.1d), à la courbure de la rivière (Fig. 2.1d) et aux séquences "seuil, mouille" des structures sédimentaires du lit de la rivière (Fig 2.1b). Le corridor hyporhéique intègre l'ensemble des structures sédimentaires et morphologiques qui permet de caractériser l'interface nappe-rivière.

Les caractéristiques géomorphologiques de la rivière ainsi que les hétérogénéités du champ proche rivière affectent significativement les échanges nappe-rivière (Stonedahl et al., 2010) ainsi que leur temps de transfert (Cardenas et al., 2008). Toutefois, même si ces hétérogénéités morphologiques sont de première importance pour la quantification des échanges nappe-rivière à l'échelle intermédiaire, ils sont aussi contraints par les flux d'eau à plus grande échelle au sein de la plaine alluviale (Andersen and Acworth, 2009). Le corridor hyporhéique se trouve ainsi à la confluence de processus locaux et régionaux à l'origine des échanges nappe-rivière. L'échelle intermédiaire, permettant d'une part la définition des caractéristiques géomorphologiques du corridor hyporhéique et la prise en compte des flux régionaux, se trouve ainsi au centre des échelles d'étude des échanges nappe-rivière.

### 2.1.4 La plaine alluviale, l'interface nappe-rivière à l'échelle régionale

Les plaines alluviales sont le résultat du remplissage sédimentaire de vallées incisées par les systèmes fluviatiles. Au cours du Quaternaire, les variations du niveau de base des océans suivant les variations climatiques (glaciaire ou inter-glaciaire) sont à l'origine des périodes d'aggradation (remplissage de la vallée alluviale) et d'incision de la plupart des vallées alluviales (Schumm, 1993; Dalrymple, 2006). Ces variations de l'environnement paléogéomorphologique du système fluviatile favorise la mise en place de contextes hydro-sédimentaires contrastés dont sont issues les hétérogénéités au sein de la plaine alluviale. Ces hétérogénéités s'expriment par un entrelacement de lithofaciès différents séparés par des profils d'érosion ou de dépôt. Les lithofaciès de la plaine alluviale sont constitués de sédiments de granulométries variant du centimètre (graviers) au micromètre (argile) décrivant des propriétés hydrauliques (perméabilité) extrêmement différentes (Anderson et al., 1999; Heinz et al., 2003; Fleckenstein et al., 2006). En effet, ces hétérogénéités sédimentaires peuvent induire des contrastes de perméabilité de plusieurs ordres de grandeur (Miall, 1996). Les différents lithofaciès présentent eux aussi une structure multi-échelle (Koltermann and Gorelick, 1996). A l'échelle pluri-métrique se déposent des barres de méandre principalement composées de sable et de gravier. Au sein de ces unités lithologiques, des processus hydro-sédimentaires complexes induisent des inter-stratifications et des hétérogénéités de plus faibles échelles (Allen, 1963; Bridge, 2006). A l'échelle kilométrique, les dépôts limoneux au sein de la plaine de débordement, ainsi que les dépôts argileux au sein des chenaux abandonnés créent d'importants contrastes de perméabilité avec les dépôts grossiers des barres de méandre. La nature des sédiments déposés au sein de la plaine alluviale est associée au fonctionnement global du système fluviatile, et est contrôlée par des facteurs hydro-climatiques, géomorphologiques et géologiques (Nanson and Croke, 1992).

La distribution spatiale des propriétés hydrodynamiques au sein de la plaine alluviale, associée aux lithofaciès, peut créer des écoulements préférentiels qui influencent à la fois la dynamique et les niveaux piézométriques au sein de la plaine alluviale (Bendjoudi et al., 2002), ainsi que les échanges nappe-rivière (Fleckenstein et al., 2006). D'autre part, la plaine alluviale agit comme un tampon entre les processus basses fréquences se développant au sein des systèmes aquifères régionaux et les processus hautes fréquences du système hydrographique. De ce fait, les niveaux piézométriques au sein du corridor hyporhéique, constituent la condition limite des échanges entre le réseau hydrographique et la plaine alluviale mais aussi entre la plaine alluviale et les systèmes aquifères régionaux. Ainsi, les variations d'épaisseur de l'aquifère alluvial peuvent agir sur la piézométrie au sein du corridor hyporhéique

(Malard et al., 2002), agissant à la fois sur les échanges nappe-rivière et les échanges entre l'aquifère alluvial et les aquifères régionaux. D'autre part, les anisotropies locales au sein du corridor hyporhéique, influencent fortement le développement des écoulements issus des anisotropies à plus large échelle au sein des aquifères régionaux (Zlotnik et al., 2011).

### 2.1.5 Hiérarchisation des flux au sein de l'hydrosystème

La revue bibliographique de l'expression de l'interface nappe-rivière suivant les échelles d'étude de l'hydrosystème souligne l'extrême complexité de la dynamique des échanges nappe-rivière induits majoritairement par les flux régionaux en aquifère. Elle montre en particulier l'importance de la définition des hétérogénéités à la fois morphologiques et hydrodynamiques aux différentes échelles d'étude de l'hydrosystème afin de caractériser cette dynamique.

D'autre part, il apparaît qu'au niveau de l'hydrosystème, le corridor hyporhéique joue un rôle central dans la quantification des échanges nappe-rivière :

— à l'échelle régionale, il constitue une condition limite qui influence conjointement les échanges entre le réseau hydrographique et la plaine alluviale mais aussi les échanges entre l'interface nappe-rivière et les aquifères régionaux,

— à plus faible échelle, le corridor hyporhéique permet de caractériser et de définir dans son ensemble les processus locaux influençant la dynamique des échanges nappe-rivière (topographie du lit de la rivière, hétérogénéité de la zone hyporhéique, hydro-morphologie du réseau hydrographique etc.).

Ainsi, les flux régionaux en aquifère convergeant vers le réseau hydrographique contribuent majoritairement à l'alimentation des interfaces nappe-rivière. Dans un second temps, les hétérogénéités des dépôts alluviaux permettent de répartir les flux le long du corridor hyporhéique, dont les propriétés locales affectent la dynamique des échanges nappe-rivière.

## 2.2 Modélisation des flux au sein de l'hydrosystème à l'échelle régionale

Afin de modéliser les flux au sein des interfaces nappe-rivière, l'ensemble des flux au sein de l'hydrosystème doit donc être quantifié dès l'échelle régionale. La quantification de ces flux peut être réalisée par modélisation numérique de l'hydrosystème.

### 2.2.1 Concept de modèle

La modélisation numérique vise à *reproduire des phénomènes ou à prévoir le comportement d'un système soumis à des sollicitations données* (Flipo, 2013). Pour cela, les variables d'états du domaine étudié sont calculées par la résolution d'un ensemble d'équations mathématiques décrivant l'évolution du système. Ces équations mathématiques relient les variables inconnues caractérisant l'état du système au sein du domaine étudié, à un ensemble de quantités connues : les variables d'entrée et les paramètres. Les données d'entrées définissent l'état du système aux limites du domaine étudié. Quant aux paramètres du modèle, ils déterminent les caractéristiques physiques de celui-ci. Les schémas de linéarisation des équations mathématiques (différences finies, éléments finis, volumes finis) contraignent fortement la géométrie des éléments sur lesquels sont résolues les équations. Cette forte contrainte imposée sur la géométrie du système peut poser certains problèmes, en particulier quand les données

d'entrée et les paramètres ont un domaine de validité différent du domaine modélisé. Se pose alors la problématique de changement d'échelle.

On peut distinguer plusieurs types de modèles numériques (Kauark-Leite, 1990) :

— les modèles mécanistes aussi appelés modèles à base physique,
— les modèles conceptuels,
— les modèles empiriques.

Les modèles mécanistes décrivent la physique des processus s'établissant au sein du domaine étudié. Ils s'appuient pour cela sur les lois fondamentales de la physique (conservation de la masse, du mouvement, de l'énergie), sur les lois de la thermodynamique, etc. Lorsque les processus du système ne peuvent pas être physiquement décrits ou qu'il devient trop compliqué d'établir un modèle mécaniste (compte tenu de la difficulté d'obtenir les paramètres du modèle par exemple), une simplification du problème peut être réalisée. On aboutit alors aux modèles conceptuels qui décrivent le concept physique des processus par une représentation plus simple. Cette simplification de la conceptualisation des processus fait que les modèles conceptuels sont plus "parcimonieux" que les modèles déterministes, un même processus étant décrit avec un nombre restreint de paramètres par les modèles conceptuels. Les modèles empiriques quant à eux, ne décrivent pas directement les processus physiques du système, ils lient de manière directe les variables d'entrée aux variables de sortie.

### 2.2.2 Bref aperçu de l'état de l'art sur la modélisation des hydrosystèmes

La volonté de quantifier les flux au sein d'un hydrosystème via des modèles numériques est née dès les années 40, avec les travaux de Theis (1941) qui s'intéressent aux effets des rivières sur les flux souterrains. Il faudra attendre les années 70-80 et l'avènement du numérique pour voir apparaître les premiers modèles mécanistes d'hydrosystème utilisant un schéma numérique aux différences finies (Freeze, 1971; Ledoux et al., 1989; Abbott et al., 1986a). Depuis les années 90, de nouvelles approches mettant en œuvre un schéma numérique aux éléments finis mixtes, permettent de prendre en compte des géométries plus complexes des hydrosystèmes et facilitent la simulation en 3-D des variables d'état du système (Kollet and Zlotnik, 2003; Loague et al., 2005; Goderniaux et al., 2009; Therrien et al., 2010). Ces différentes avancées ont donné naissance à une profusion de modèles de simulation des flux au sein de l'hydrosystème (Loague and VanderKwaak, 2004), parmi lesquels trois types de modèles d'hydrosystème sont distingués [1] :

— les modèles mécanistes 3D, parmi lesquels on peut citer Hydrogéosphere (Therrien et al., 2010), ParFlow (Kollet and Zlotnik, 2003), InHM (Loague et al., 2005)
— les modèles mécanistes pseudo 3D, parmi lesquels on peut citer Mike-she (Abbott et al., 1986a,b)
— les modèles hybrides mécanistes et conceptuels, parmi lesquels on peut citer Eaudyssée (Flipo et al., 2012; Pryet et al., 2015), GSFLOW (Markstrom et al., 2008).

La majorité des modèles mécanistes s'appuie pour le domaine souterrain sur les équations de Richards qui permettent de définir l'évolution hydrique des milieux poreux saturés et non saturés avec la même équation (Paniconi and Putti, 2015). Ces modèles caractérisent aussi les flux sur les versants de l'hydrosystème en appliquant les équations de l'onde cinématique ou de diffusion en 2D. Les modèles estiment également le débit en rivière via l'équation de St-Venant ou l'utilisation de courbes de tarage. Pour les modèles hybrides conceptuels-physiques, la partie conceptuelle concerne le modèle de surface qui s'appuie le plus souvent sur le concept de réservoir afin de déterminer le bilan hydrique de surface. Même si ces modèles expriment de manière conceptuelle les processus du bilan hydrique terrestre, ils estiment tout de même l'ensemble des flux à partir de données climatiques. Les modèles d'hydrosystème, qu'ils soient déterministes ou hybrides conceptuels-physiques, simulent l'état hydrique

1. description simplifiée et non exhaustive, pour plus de renseignements voir par exemple Flipo (2013)

des compartiments de surface et souterrains ainsi que les flux aux interfaces du système.

Toutefois, la mise en œuvre d'une modélisation numérique des écoulements de surface et souterrains couplés, sur de grandes échelles spatiales et temporelles, introduit de nouvelles problématiques essentiellement pragmatiques. En effet, malgré l'évolution constante des capacités de calcul, le nombre important d'éléments de calcul induit des contraintes sur le type et la résolution spatiale des modèles. Ainsi, la faisabilité d'utilisation de modèle déterministe 3D pour la simulation de systèmes supérieurs à 1000 km$^2$ sur un cycle hydro-climatique n'a été montrée que récemment (Kollet et al., 2010). D'autre part, quelle que soit la période de temps simulée, plusieurs revues sur les modalités de modélisation d'hydrosystèmes régionaux (Flipo et al., 2014; Barthel and Banzhaf, 2015) indiquent que la grande majorité (80% d'après Barthel and Banzhaf (2015) 100% d'après Flipo et al. (2014)) des applications de modélisation d'hydrosystème sur des échelles supérieures à 1000 km$^2$ est réalisée à l'aide de modèles hybrides conceptuels-physiques. Finalement, Gunduz and Aral (2005) montrent que l'utilisation de modèle numérique mécaniste 3D à haute résolution spatiale n'est pas encore adaptée à la simulation d'hydrosystèmes régionaux d'extension supérieure à 10 000 km$^2$ et pour des périodes de temps de quelques décennies. Dès lors, la quantification des flux au sein de l'hydrosystème à l'échelle régionale est réalisée dans la suite de ces travaux à l'aide d'un modèle hybride. Cette plateforme de modélisation, présentée dans la suite de ce chapitre (p. 32), permet de simuler l'ensemble des flux au sein de l'hydrosystème dont notamment les échanges nappe-rivière.

### 2.2.3 Etat de l'art sur la modélisation des échanges nappe-rivière

TABLE 2.1 – Tableau récapitulatif des paramètres et variables utilisées pour la formulation de la conductance aux différentes échelles ( Eq. 2.3 Eq. 2.4 Eq. 2.11). Les notations en majuscules font référence à des variables régionales, les notations en minuscules font référence à des variables à l'échelle intermédiaire.

| | paramètres et variables des échanges nappe-rivière | dimension |
|---|---|---|
| $e_{aq}$ | épaisseur de l'aquifère | [L] |
| $W$ | largeur de la maille à l'échelle régionale | [L] |
| $w$ | largeur de la maille à l'échelle intermédiaire | [L] |
| $w_{riv}$ | largeur de la rivière sur la maille intermédiaire | [L] |
| $l_{riv}$ | longueur de la rivière sur la maille intermédiaire | [L] |
| $e_{sb}$ | épaisseur de la zone hyporhéique | [L] |
| $h_{aq}$ | charge simulée dans l'aquifère sous la rivière | [L] |
| $h_{riv}$ | charge simulée en rivière | [L] |
| $h_b$ | charge à l'interface nappe-rivière | [L] |
| $h_d$ | charge sous la rivière au centre de la cellule | [L] |
| $h_c$ | charge proche rivière | [L] |
| $C$ | conductance | $[L^2/T]$ |
| $K_h$ | perméabilité horizontale de l'aquifère régional | [L/T] |
| $k_h$ | perméabilité horizontale de l'aquifère à l'échelle intermédiaire | [L/T] |
| $k_{sb}$ | perméabilité de la zone hyporhéique | [L/T] |
| $\alpha$ | coefficient d'anisotropie | [-] |
| $Q_{enr}$ | le débit nappe-rivière échangé à l'échelle régionale | $[L^3/T]$ |
| $q_{enr}$ | le débit nappe-rivière échangé à l'échelle locale | $[L^3/T]$ |
| $F_{cor}$ | facteur de correction à l'échelle régionale | [-] |
| $f_{cor}$ | facteur de correction à l'échelle intermédiaire | [-] |

Au sein des modèles d'hydrosystème (déterministes et/ou hybrides), les échanges nappe-rivière,

à travers les plaines d'inondations ou à travers le lit de la rivière sont simulés par deux approches distinctes (Ebel et al., 2009; Flipo et al., 2014; Furman, 2008; Kollet and Maxwell, 2006) :

— par un modèle de conductance, pour lequel l'interface elle-même a une valeur de conductivité. Le flux d'eau échangé à l'interface est calculé par le produit entre la conductivité, ou terme d'échange de premier ordre, et la différence de charges ou de pressions suivant les formulations adoptées. Ce modèle exprime implicitement les flux verticaux entre les eaux de surface et les eaux souterraines, quelle que soit l'échelle de modélisation. Cette approche de calcul des échanges nappe-rivière est utilisée par de nombreux modèles qu'ils soient mécanistes 3D, ou hybrides mécanistes-conceptuels (Pryet et al., 2015; McDonald and Harbaugh, 1988a; Therrien et al., 2010). Il existe plusieurs formulations de la conductance, les différences concernent principalement l'expression des mécanismes de déconnexion (Osman and Bruen, 2002). La déconnexion entre la rivière et l'aquifère sous-jacent apparaît lorsque un front de désaturation sépare les deux entités (Brunner et al., 2011). Le modèle de conductance émet généralement l'hypothèse d'un lit de rivière homogène, ce qui peut induire des erreurs d'estimation des échanges nappe-rivière en comparaison d'un modèle plus réaliste prenant en compte les hétérogénéités du lit de la rivière. Toutefois, si le modèle est correctement calibré et que les états de connexion/déconnexion sont bien reproduits, l'hypothèse d'homogénéité du lit de la rivière n'entraîne que de faibles erreurs d'estimation des échanges nappe-rivière (Irvine et al., 2012). D'autre part, le modèle de conductance définit implicitement la viscosité du fluide et la surface sur laquelle elle est appliquée. La valeur équivalente de la conductivité peut donc varier en fonction des facteurs climatiques et des périodes de crues. En effet la surface d'infiltration des eaux de rivière est potentiellement plus importante pendant cette période (Engeler et al., 2011) ;

— par un calcul liant les équations de Navier-Stokes et de Darcy en assurant la continuité du champ de pressions aux interfaces. Cette méthode de calcul des échanges nappe-rivière peut nécessiter un calcul itératif (Sulis et al., 2010). Cette approche itérative engendre parfois une discontinuité de la vitesse de l'eau tangentielle au fond de la rivière et nécessite un temps de calcul important (Discacciati et al., 2002; Miglio et al., 2003; Urquiza et al., 2008). Il est à noter que ce type de modélisation de l'interface nappe-rivière est pertinent pour les modèles 3D.

Bien que le modèle de continuité de pression semble plus rigoureux, le modèle résistif reste le plus utilisé. D'un point de vue conceptuel, Ebel et al. (2009) 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. Il apparaît aussi que le modèle de conductance permette de simuler les systèmes déconnectés, à condition que les flux lors de la déconnexion soient explicitement formulés (Brunner et al., 2011).

Finalement, du fait de l'hypothèse couramment émise de verticalité des échanges nappe-rivière (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) et exprimer les flux à l'interface nappe-rivière aux différentes échelles d'étude de l'hydrosystème.

Le modèle de conductance définit les échanges nappe-rivière de la manière suivante :

$$Q_{enrs} = C \times (H_{aq} - H_{riv}) \tag{2.1}$$

Dans ce modèle, c'est le terme de conductance qui intègre l'ensemble des processus contraignant la dynamique des échanges entre la rivière et l'aquifère. Ainsi, la structure emboîtée de l'interface nappe-rivière s'exprime par une modification de la formulation du terme de conductance en fonction de l'échelle de simulation.

#### 2.2.3.1 Évolution du terme de conductance

Dans de nombreuses études des interactions nappe-rivière mettant en œuvre une estimation des échanges nappe-rivière par un modèle de conductance, le terme de conductance est calibré ou défini à dire d'expert (Gomez, 2002; Monteil et al., 2010; Saleh et al., 2011). Toutefois, en l'absence de mesure de la dynamique des échanges nappe-rivière, la calibration de ce paramètre peut apparaître complexe à réaliser. En effet, le volume d'eau fourni localement par les aquifères à la rivière est souvent bien inférieur au débit en rivière (Mouhri et al., 2012). Le paramètre de conductance contrôlant ces échanges a donc un effet limité sur la valeur de débit simulé et peut donc difficilement être calibré sur des valeurs observées de débit en rivière. D'autre part, Hunt et al. (2006) montrent par une étude de sensibilité que l'observation du flux de base a une influence considérable sur l'estimation du paramètre de perméabilité en milieu aquifère. Cette influence est observée sur l'ensemble du domaine aquifère et non uniquement à proximité de la rivière. Ainsi compte tenu de la dépendance entre le paramètre de perméabilité et la quantification des échanges nappe-rivière, la calibration de la conductance à partir d'observations de piézométrie ne semble pas adaptée.

L'expression de la valeur de la conductance par une formule analytique peut donc être préférée. Le terme de conductance a été historiquement mis en place par la formulation d'un modèle conceptuel en régime permanent estimant les échanges entre la rivière et l'aquifère sous-jacent à travers une couche semi-perméable positionnée sous la rivière (Prickett and Lonnquist, 1971). Cette formation semi-perméable peut être identifiée au lit de la rivière, et la quantification des échanges nappe-rivière par cette formulation est uniquement contrôlée par la perméabilité verticale des dépôts du fond de rivière. Cette formulation s'approche de l'expression de la drainance (Ledoux et al., 1989; Hantush and Jacob, 1955), permettant de définir les flux verticaux entre deux formations aquifères à travers une formation semi-perméable. La conductance peut ainsi être formulée de la manière suivante (McDonald and Harbaugh, 1988b) :

$$C = (\frac{k_{sb} w_{riv} l_{riv}}{e_{sb}}) \tag{2.2}$$

Cette formulation de la conductance, qui considère uniquement des flux verticaux sous la rivière, fournit une quantification variable des échanges nappe-rivière en fonction de l'échelle de modélisation (Mehl and Hill, 2010). En particulier, cette expression de la conductance semble inadaptée à la modélisation régionale (Mehl and Hill, 2010; Haitjema et al., 2001; Rushton, 2007; Pryet et al., 2015).

Afin d'adapter le modèle de conductance à la modélisation des échanges nappe-rivière aux différentes échelles d'étude de l'hydrosystème, la formulation de la conductance peut être modifiée en fonction de l'échelle de simulation. Cette adaptation de l'expression du terme de la conductance à l'échelle de simulation peut être réalisée par l'identification des processus principaux contrôlant les échanges nappe-rivière aux différentes échelles d'étude (Flipo et al., 2014) et permet ainsi d'exprimer la dimension multi-échelle de l'interface nappe-rivière.

#### 2.2.3.2 Conductance à l'échelle régionale

Une étude numérique de l'évolution des échanges nappe-rivière en fonction de la discrétisation du modèle permet d'établir que les échanges nappe-rivière à l'échelle régionale sont principalement contraints par la perméabilité horizontale de la zone proche rivière (Rushton, 2007). Le terme de conductance devient :

$$C = F_{cor} \times K_h \times L_{riv} \tag{2.3}$$

Le facteur de correction, $F_{cor}$, appliqué au terme de perméabilité horizontale est supposé prendre en compte l'ensemble des processus locaux non décrits dans la modélisation à l'échelle régionale. Cette expression de la conductance est en accord avec la vision emboîtée de l'interface nappe-rivière adoptée

ici. Le terme de conductance permettant de définir les échanges nappe-rivière est, en premier lieu, contrôlé par la capacité du milieu proche rivière à transférer l'eau vers/depuis l'interface nappe-rivière, puis par les propriétés de l'interface intégrée dans $F_{cor}$. Ce facteur de correction englobant un grand nombre de processus, sa paramétrisation apparaît donc délicate. Cependant, cette approche a été appliquée avec succès afin de spatialiser les échanges nappe-rivière à l'échelle des bassins de la Seine (Pryet et al., 2015) et de la Loire (Baratelli et al., 2016). Sur le bassin de la Seine, $F_{cor}$ évolue entre [0.1 ;10] (Pryet et al., 2015).

#### 2.2.3.3 Conductance à l'échelle intermédiaire

A l'échelle intermédiaire, l'expression du paramètre de conductance sur la base de la formulation régionale est pertinente (Morel-Seytoux, 2009). Afin de traduire l'échelle d'analyse, les variables sont notées en minuscule. Son expression sera donc :

$$C = f_{cor} \times k_h \times l_{riv} \tag{2.4}$$

La définition du paramètre de conductance fait intervenir la perméabilité horizontale du milieu, ainsi qu'un facteur de correction. Le facteur de correction est censé prendre en compte les processus que l'échelle de modélisation adoptée ne permet pas de reproduire mais qui interviennent dans la quantification des échanges nappe-rivière. A l'échelle intermédiaire, une formulation du facteur de correction $f_{cor}$ peut être proposée. Dans toute cette partie, afin de définir l'expression analytique du facteur de correction à l'échelle intermédiaire, on se placera par simplification dans le cas où la rivière draine l'aquifère.

En appliquant de manière conjointe la méthode des potentiels et la loi de Darcy et en supposant les lignes de courant symétriques par rapport à l'axe de la rivière, le facteur de correction de Rushton (2007) peut être estimé à partir des paramètres physiques de la zone hyporhéique et des paramètres du milieu poreux proche de la rivière (Morel-Seytoux, 2009). Pour cela, la rivière est supposée être le drain unique du bassin, (il n'y a pas de flux entre les deux rives de la rivière). Dans ces conditions, le flux échangé entre la nappe et la rivière peut être exprimé en fonction de la différence de charge entre la rivière et la charge $h_c$ située à une distance $d$ de la rivière à partir de laquelle l'approximation de Dupuit-Forcheimer est valide (Fig 2.2). Dans la démonstration suivante, la loi de Darcy est appliquée trois fois. Une première fois au sein de l'aquifère où les flux sont supposés horizontaux (approximation de Dupuit-Forcheimer valide) et deux fois sous la rivière (dans l'aquifère sous la rivière et au sein de la zone hyporhéique) où les flux sont supposé majoritairement verticaux.

Le débit échangé peut aussi être exprimé en fonction de la différence de charge entre la rivière et l'interface :

$$q_{enr} = k_{sb} \times \frac{l_{riv} w}{e_{sb}} \times (h_{riv} - h_b) \tag{2.5}$$

D'autre part, si on suppose une perméabilité anisotrope du milieu poreux sous la rivière, le débit échangé s'écrit aussi :

$$q_{enr} = \alpha k_h \times \frac{l_{riv} w}{\frac{1}{2} e_{aq} - e_{sb}} \times (h_b - h_d) \tag{2.6}$$

Enfin, si la rivière est considérée comme un exutoire unique, l'ensemble des flux convergeant à l'interface constituent les échanges nappe-rivière, $q_{enr}$ peut alors être exprimé de la manière suivante :

$$q_{enr} = 2 \times k_h \times \frac{w * e_{aq}}{d} \times (h_d - h_c) \tag{2.7}$$

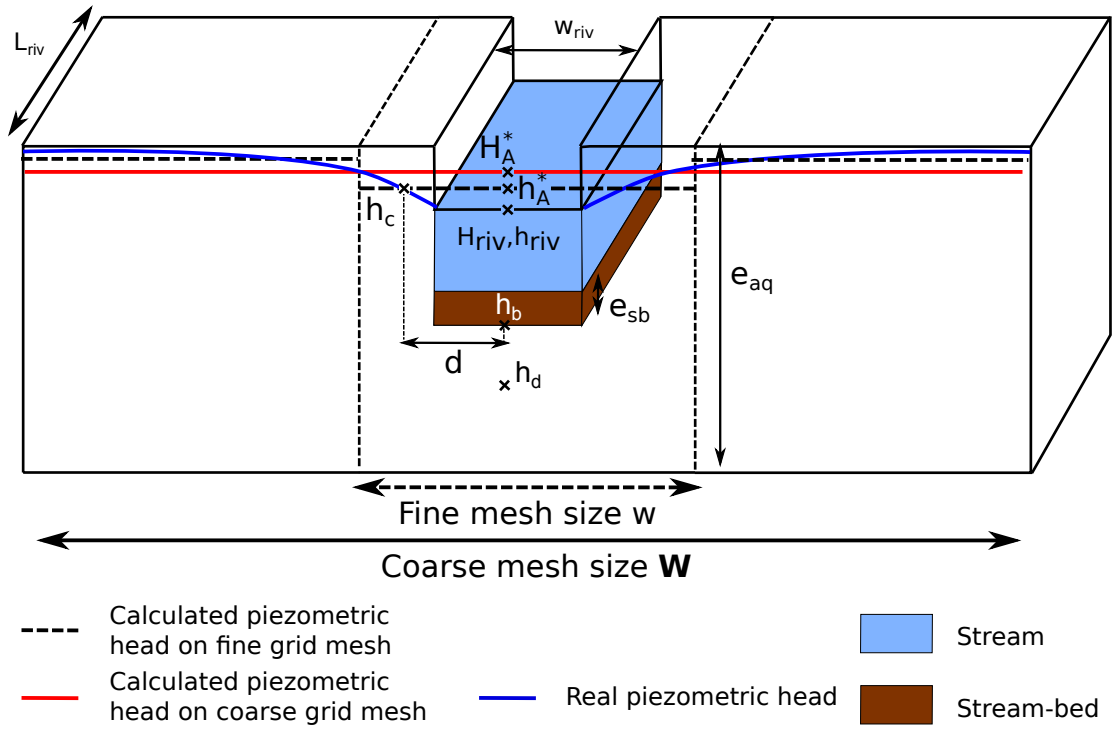



FIGURE 2.2 – Schéma conceptuel de la quantification des échanges nappe-rivière.

En substituant Eq.2.7 et Eq.2.5 dans Eq.2.6, $q_{enr}$ s'écrit :

$$q_{enr} = \frac{1}{B^{-1} + C^{-1} + A^{-1}} \times (h_{riv} - h_c) \tag{2.8}$$

avec $A = k_{sb} \times \frac{l_{riv} w}{e_{sb}}$, $B = \alpha k_h \times \frac{l_{riv} w}{\frac{1}{2} e_{aq} - e_{sb}}$ et $C = 2 \times k_h \times \frac{w * e_{aq}}{d}$.

En développant la somme $B^{-1} + C^{-1} + A^{-1}$ puis factorisant par $\frac{1}{k_h \times l_{riv}}$ on obtient la formule suivante de $q_{enr}$ :

$$q_{enr} = k_h \times l_{riv} \times \frac{1}{\frac{1}{w}(e_{sb}(\frac{k_h}{k_{sb}} - \frac{1}{\alpha}) + \frac{e_{aq}}{2\alpha}) + \frac{l_{riv} d}{2 e_{aq}}} \times (h_{riv} - h_c) \tag{2.9}$$

d'où, $f_{cor}$ est égal à :

$$f_{cor} = \frac{1}{\frac{1}{w}(e_{sb}(\frac{k_h}{k_{sb}} - \frac{1}{\alpha}) + \frac{e_{aq}}{2\alpha}) + \frac{l_{riv} d}{2 e_{aq}}} \tag{2.10}$$

Le facteur de correction $f_{cor}$ peut donc être exprimé en fonction des paramètres locaux de la zone hyporhéique. Toutefois, un certain nombre de conditions doivent être validées afin que cette expression du facteur de correction soit correcte.

En effet, les équations proposées ici permettent de définir les échanges nappe-rivière, non plus à partir de la différence entre la charge de la rivière et la charge à l'interface sous la rivière, mais à partir de la différence entre la charge en rivière et la charge piézométrique du champ proche rivière. La résolution de l'équation de diffusivité par les modèles numériques permet de calculer la moyenne de la charge sur une maille donnée (Rushton, 2007). En effet, vu que l'on considère une perméabilité représentative du bloc constante sur la maille, la charge calculée au centre de la maille correspond à la

moyenne de la charge sur la maille (Ledoux, 1975; de Marsily, 1981; Ledoux et al., 1989; Bear, 1972). Ainsi, au niveau de la rivière, plus la taille de la maille sur laquelle on calcule la charge augmente, moins la charge calculée ($h_{aq}$) est représentative de la charge sous la rivière. La charge ainsi calculée correspond plutôt à la charge du champ proche de la rivière (Fig. 2.2). On peut donc supposer qu'il existe une taille de maille $w > d$ pour laquelle : $h_{aq} \approx h_c$.

La taille de la maille dépend alors de la distance $d$ (Flipo et al., 2014), distance à partir de laquelle l'hypothèse de Dupuit-Forcheimer est valide. Cette distance $d$ peut être exprimée en fonction de la taille de l'aquifère et de la largeur de la rivière (Bouwer, 1969; Haitjema, 1987; Morel-Seytoux, 2009). Selon les auteurs, cette distance varie entre deux fois la puissance de l'aquifère sous-jacent et 5 fois la largeur de la rivière. Ainsi plus le système fluviatile simulé est important (plus la largeur de la rivière augmente), plus la dimension de la maille sur laquelle l'expression de $f_{cor}$ (Eq. 2.10) est valide augmente. Une incompatibilité peut apparaître entre la dimension du maillage et la nécessité de simuler finement les écoulements proche rivière à l'échelle intermédiaire. L'échelle de validité de $f_{cor}$ varie donc en fonction de la dimension du système fluviatile simulé. Pour la suite, on introduit une fonction $f(w_{riv})$ qui permet de caractériser la dimension de la maille pour laquelle l'expression de $f_{cor}$ est valide. Pour des systèmes fluviatiles secondaires d'un bassin versant pour lesquels $100m > f(w_{riv}) > 10m$, cette expression du facteur de correction peut être utilisée à l'échelle intermédiaire. Sinon, si $f(w_{riv}) > 100m$ cette expression du facteur de correction peut être utilisée à l'échelle régionale.

#### 2.2.3.4 Conductance à l'échelle du tronçon de rivière

Pour les systèmes fluviatiles de dimensions importantes, l'expression du paramètre de conductance à l'échelle intermédiaire peut être modifiée. Lorsque la dimension du maillage est équivalente ou inférieure à la largeur de la rivière, il semble que les échanges nappe rivière soient principalement contrôlés par les propriétés locales du lit de la rivière et par l'anisotropie du milieu aquifère sous la rivière (Mehl and Hill, 2010; Cousquer et al., 2015). Un terme de conductance en fonction de ces propriétés peut être calculé (Mehl and Hill, 2010) :

$$C = \left( \frac{e_{sb}}{k_{sb} l_{riv} w_{riv}} + \frac{(e_{aq}/2) - e_{zh}}{\alpha k_h l_{riv} w_{riv}} \right)^{-1} \tag{2.11}$$

Cette expression du terme de conductance est une modification du terme de conductance défini par McDonald and Harbaugh (1988b). Cette expression du terme de conductance est valide lorsque la taille de la rivière équivaut à la taille de la maille du modèle (Mehl and Hill, 2010) et permet de caractériser les échanges nappe-rivière, à l'échelle intermédiaire, au niveau de systèmes fluviatiles caractérisés par $f(w_{riv}) > 100m$.

Ces méthodes permettent de caractériser le terme de conductance aux différentes échelles d'étude de l'hydrosystème. En fonction de la dimension du système fluviatile simulé, l'expression de la conductance varie (Tab. 2.2).

L'ensemble de ces expressions de la conductance permet d'introduire une expression de processus locaux agissant sur la quantification des échanges nappe-rivière, quelle que soit l'échelle de modélisation adoptée. Ces processus peuvent être introduits via une formule analytique du facteur de correction ou de la conductance prenant en compte des paramètres locaux (Eq. 2.11, Eq. 2.4) ou par la calibration d'un facteur de correction à l'échelle régionale (Eq. 2.3).

TABLE 2.2 – Expression de la conductance en fonction des échelles de simulation, pour rappel $f(w_{riv})$ est la dimension dépendant de la largeur du système fluviatile pour laquelle l'expression de $f_{cor}$ (Eq. 2.4) est valide

| Echelle | Expression de la conductance | Dimension de l'élément de calcul représentant l'interface nappe-rivière |
|---|---|---|
| Régionale | $C = F_{cor} \times K_h \times L_{riv}$<br>$F_{cor}$ à calibrer | $W > f(w_{riv})$ |
| | $C = F_{cor} \times K_h \times L_{riv}$<br>$F_{cor} = \frac{1}{\frac{1}{W}(e_{sb}(\frac{K_h}{k_{sb}} - \frac{1}{\alpha}) + \frac{e_{aq}}{2\alpha}) + \frac{L_{riv}d}{2e_{aq}}}$ | $W = f(w_{riv})$ |
| intermédiare | $C = f_{cor} \times k_h \times l_{riv}$<br>$f_{cor} = \frac{1}{\frac{1}{w}(e_{sb}(\frac{k_h}{k_{sb}} - \frac{1}{\alpha}) + \frac{e_{aq}}{2\alpha}) + \frac{l_{riv}d}{2e_{aq}}}$ | $w = f(w_{riv})$ |
| | $C = (\frac{e_{zh}}{k_{zh}w^2} + \frac{(e_{aq}/2) - e_{zh}}{\alpha k_h w^2})^{-1}$ | $w < f(w_{riv})$ |
| locale | $C = (\frac{e_{zh}}{k_{zh}w^2} + \frac{(e_{aq}/2) - e_{zh}}{\alpha k_h w^2})^{-1}$ | $w < f(w_{riv})$ |

## 2.3 Modélisation multi-échelle de l'interface nappe rivière

### 2.3.1 Le concept de modélisation multi-échelle

La modélisation multi-échelle permet de simuler des processus se développant sur des échelles spatio-temporelles différentes et de considérer les interactions entre ces différents processus. Ce concept de modélisation est appliqué dans des domaines techniques variés (Hughes et al., 1998) (chimie (Friedl and Wolf, 2010), biologie (Izvekov and Voth, 2005), mécanique des matériaux (Rank and Krause, 1997), hydrologie (Famiglietti and Wood, 1994; Kippe et al., 2008; Yue and Weinan, 2005) )[2]. Les techniques de modélisation multi-échelle sont particulièrement nombreuses. Une revue de ces techniques est proposée par Engquist et al. (2007). Pour la suite, nous nous intéresserons à deux techniques de modélisation multi-échelle particulièrement utilisées :

— les techniques de modélisation sur domaines multiples ou modélisation "emboîtée",
— les techniques de modélisation basées sur des fonctions de passage.

#### 2.3.1.1 Modélisation multi-échelle par emboîtement de modèles

La modélisation emboîtée permet de faire communiquer, entre eux, plusieurs modèles d'échelles de représentation différentes. Cette méthode met généralement en œuvre un modèle grossier permettant de définir le comportement global du système, qui est localement raffiné afin de caractériser les processus locaux. Le modèle grossier et la partie raffinée forment deux modèles indépendants se chevauchant. Afin de coupler ces deux descriptions du système, les résultats du modèle grossier sont assignés comme conditions limites au modèle plus fin. Cette méthodologie de transfert unilatéral (régional vers local) de conditions limites (aussi appelée modélisation télescopique par Mehl and Hill (2002)) peut toutefois introduire une erreur de conservation de la masse qui peut devenir importante suivant le nombre de modèles emboîtés mis en place (Edward, 1996).

Afin de remédier à ce problème, un transfert bi-latéral de conditions limites peut être adopté. Cette méthode aussi appelée méthode "Dirichlet to Neumann" (Hughes, 1995) est initialement proposée pour les schémas numériques en éléments finis (Rank and Krause, 1997) et pour la modélisation de

2. la liste des domaines pour lesquels la modélisation multi-échelle est appliquée est non exhaustive, de même que la liste des études relatives à chaque domaine.

contraintes sur des tunnels. Elle a été adaptée pour les modèles au schéma numérique en différences finies et à la simulation d'écoulement en milieux poreux par Mehl and Hill (2002). Cette modélisation multi-échelle est une procédure itérative. A chaque pas de calcul, la définition des écoulements à l'aide du modèle grossier permet de définir les conditions limites de type Dirichlet qui sont imposées au modèle local. Ainsi contraints, les processus locaux sont simulés à l'aide du modèle raffiné. Les résultats de ce modèle permettent à leur tour de définir des conditions limites de type Neumann imposées au modèle grossier. Cette procédure est itérativement répétée jusqu'à ce que les flux simulés aux limites du modèle raffiné ne varient plus ou peu. Dans le cadre de la simulation des écoulements en milieux poreux, ce procédé itératif permet d'assurer la conservation de la masse entre les modèles et permet au modèle régional de bénéficier de la meilleure caractérisation des flux et charges hydrauliques au sein du modèle local (Mehl and Hill, 2002). Toutefois, la modélisation emboîtée nécessite la simulation de processus locaux à l'aide de modèles raffinés à chaque pas de calcul. De plus, le temps de convergence du procédé itératif assurant la conservation de la masse entre modèles s'ajoute au temps de calcul de la modélisation emboîtée. Ainsi la capacité de calcul à mettre en œuvre pour ce type de modélisation peut apparaître prohibitive pour certaines applications (Kippe et al., 2008).

#### 2.3.1.2 Modélisation multi-échelle basée sur des fonctions de passage

Pour réduire le temps de calcul tout en assurant une reproduction de processus multi-échelle, une modélisation multi-échelle basée sur des fonctions de passage peut être établie (Abdulle et al., 2012; Hughes et al., 1998; Jenny et al., 2003). Ces méthodes de simulation multi-échelle sont basées, comme les techniques emboîtées, sur la mise en place de modèles de résolutions différentes. De manière générale, ces méthodes visent à définir un ensemble d'équations à l'échelle régionale prenant en compte les effets des hétérogénéités locales. Afin de quantifier ces effets, une simulation emboîtée est réalisée. Les résultats du modèle régional sont ensuite comparés aux résultats du modèle local. Cette comparaison est réalisée sur les zones de chevauchement entre le modèle régional et le modèle local et permet d'établir une fonction de passage afin de corriger localement (sur la zone de chevauchement) les variables d'état du modèle régional.

Une fois cette fonction de passage définie, si l'erreur de simulation à l'échelle régionale est constante dans le temps, ou que son évolution peut être estimée (Engquist et al., 2007), la simulation par le modèle local n'est plus nécessaire. Toutefois, pour connaître a priori l'évolution de la fonction de passage, une séparation d'échelle entre les variables d'état locales et régionales doit pouvoir être établie (Kippe et al., 2008). En d'autres termes, il est nécessaire que les variables simulées par le modèle régional ne soient pas influencées par la définition des processus locaux en dehors de la zone de chevauchement (Yue and Weinan, 2005). Il apparaît que la modélisation des écoulements en milieux poreux ne permet pas la "séparation d'échelle" des variables d'état. Yue and Weinan (2005) s'affranchissent de cette problématique et proposent un système d'équations à l'échelle régionale tenant compte de l'interdépendance entre les variables d'état locales et régionales en dehors de la zone de chevauchement. Toutefois, afin de définir cette fonction de passage, ils se placent dans des conditions restrictives en terme de variation spatiale du paramètre de transmissivité et de condition limite, ce qui rend l'application de cette méthode inadaptée aux systèmes naturels tel que l'interface nappe-rivière.

### 2.3.2 Exemple d'application aux interfaces nappe-rivière : modélisation multi-échelle itérative basée sur des fonctions de passage

La quantification des flux s'effectuant au niveau de l'interface nappe-rivière dépend de processus se développant à des échelles spatiales différentes. Les échanges nappe-rivière sont en effet contraints :

— par les flux régionaux alimentant la plaine alluviale ;

— par les hétérogénéités au sein de la plaine alluviale qui permettent la répartition des flux le long du corridor hyporhéique ;
— par la géomorphologie du corridor hyporhéique qui spécifie la dynamique des échanges nappe-rivière.

Afin de mettre en œuvre une modélisation multi-échelle de l'interface nappe-rivière, Flipo et al. (2014) proposent d'appliquer des fonctions de passage permettant de définir des paramètres du modèle régional à partir des résultats de simulation du modèle local. Les fonctions de passage proposées ici ne s'appliquent pas seulement aux variables d'état mais aussi aux paramètres du modèle. Afin de prendre en compte la "non-localité" de ce transfert de paramètres (c'est-à-dire l'influence sur l'ensemble du modèle régional du changement de paramètres sur une zone de ce modèle), une procédure itérative est proposée. Finalement, la méthodologie de modélisation multi-échelle établie par Flipo et al. (2014) est une méthode hybride combinant la modélisation emboîtée itérative et la mise en place de fonctions de passage. La procédure de modélisation multi-échelle est succinctement présentée.

#### 2.3.2.1 Caractérisation des fonctions de passage pour la modélisation multi-échelle de l'interface nappe-rivière

TABLE 2.3 – Tableau récapitulatif des paramètres et variables permettant de caractériser les fonctions de passage

| paramètres et variables des fonctions de passage | | dimension |
|---|---|---|
| $T_{eq}$ | transmissivité équivalente du modèle régional définie à partir du modèle local | $[L^2.T^{-1}]$ |
| $Q_r$ | débit aux frontières à l'échelle régionale | $[L^3.T^{-1}]$ |
| $u_i$ | vitesse de Darcy à l'échelle intermédiaire | $[L.T^{-1}]$ |
| $H_r$ | charge du modèle régional | $[L]$ |
| $h_i$ | charge du modèle intermédiaire | $[L]$ |
| $S_r$ | frontière de la maille régionale | $[L^2]$ |
| $V_r$ | volume de la maille régionale | $[L^2]$ |

Afin de réaliser à une modélisation multi-échelle des interfaces nappe-rivière deux fonctions de passage sont établies :
— la fonction de passage des paramètres hydrauliques de la plaine alluviale (perméabilité),
— la fonction de passage du paramètre de conductance.

La fonction de passage de la perméabilité et de la conductance vise à la définition d'une perméabilité ou transmissivité équivalente ($K_{eq}$,$T_{eq}$) et d'un facteur de correction $F_{cor}$ à l'échelle régionale, permettant de prendre en compte l'expression de processus locaux.

##### 2.3.2.1.1 Fonctions de passage de la perméabilité

Afin de prendre en compte la complexité des processus locaux dans l'estimation de la fonction de passage de la perméabilité, une expérience numérique de Darcy pour le calcul de la perméabilité équivalente (Durlofsky, 1990) peut être réalisée. Pour cela, Chen et al. (2003) proposent une procédure faisant intervenir deux maillages emboîtés (un maillage local et un maillage régional) afin de déterminer la perméabilité du modèle régional.

La particularité de cette procédure est de faire intervenir autant de "modèles locaux" que de mailles régionales (Fig. 2.3). Sur chacune des mailles régionales, une simulation du modèle local est réalisée. Le flux aux faces du maillage régional est calculé, la charge régionale est définie comme la moyenne volumique des charges locales (calculées sur la zone de calcul de la perméabilité équivalente Fig. 2.3) et

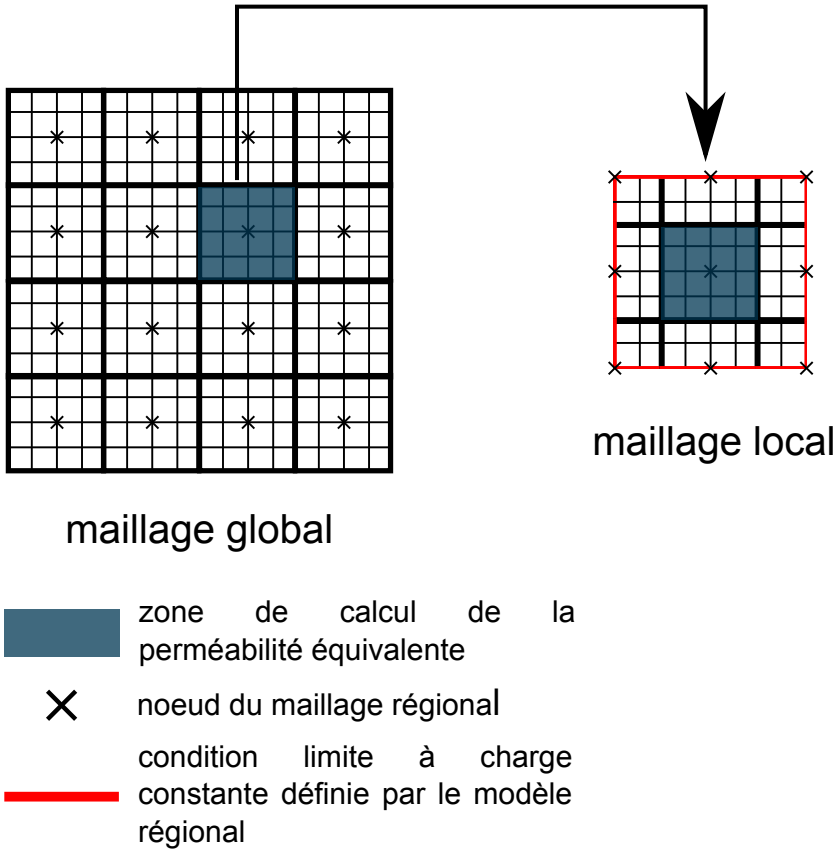



FIGURE 2.3 – Procédé de changement d'échelle de la perméabilité, prenant en compte les écoulements locaux d'après Chen et al. (2003) .

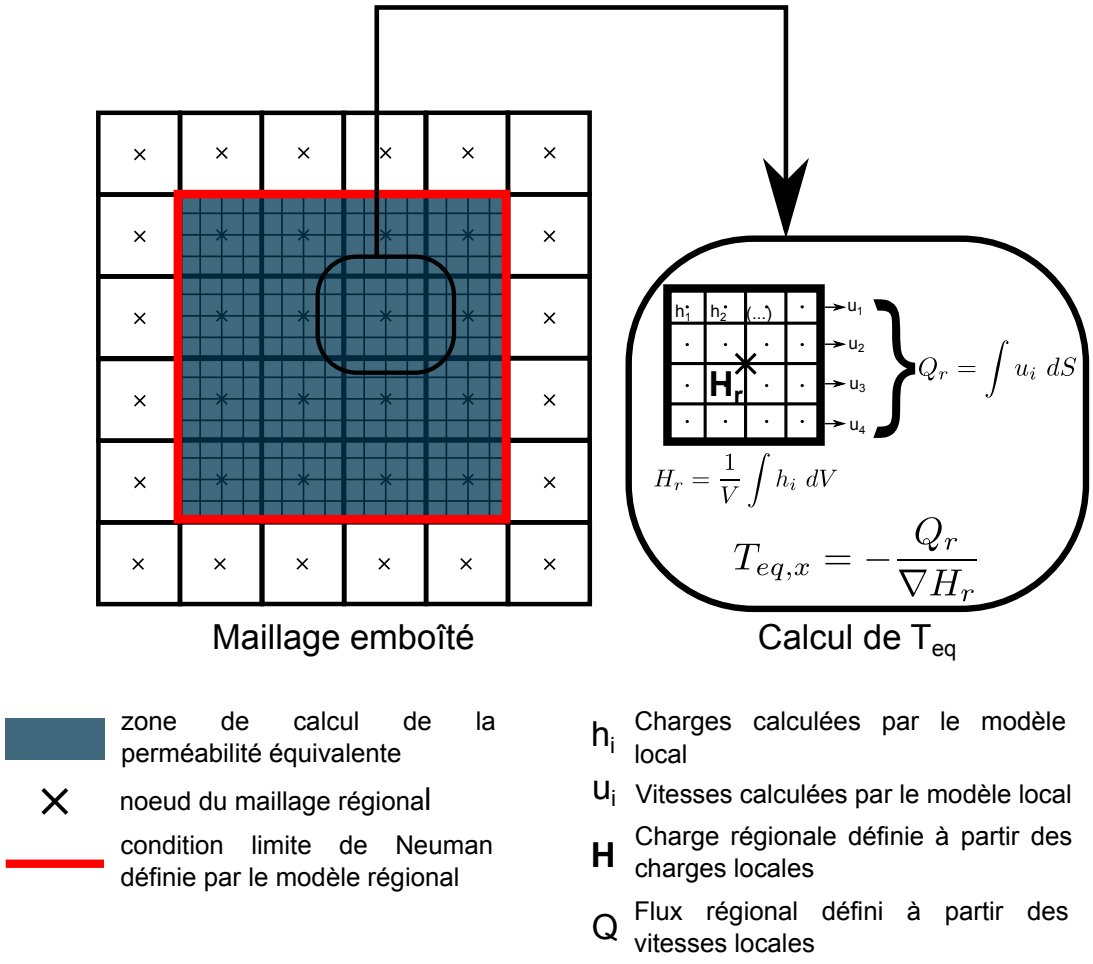



FIGURE 2.4 – Fonction de passage de la transimissivité appliquée dans la modélisation multi-échelle.

la perméabilité équivalente est définie selon la loi de Darcy. Un procédé itératif visant à faire converger la perméabilité équivalente est réalisé. Cette méthode permet de prendre en compte les écoulements locaux dans la définition de la perméabilité équivalente (Chen and Durlofsky, 2006). Toutefois, la forte contrainte apportée par les résultats régionaux sur la définition de la perméabilité équivalente peut affecter la reproduction des caractéristiques locales par le modèle régional (Kippe et al., 2008; Engquist et al., 2007; Durlofsky, 1990).

Cette méthode de définition de la perméabilité équivalente a été adaptée et intégrée dans la procédure de modélisation multi-échelle. Dans le cadre de la modélisation multi-échelle, les conditions limites du modèle régional sont repoussées aux limites du modèle local. L'écoulement est simulé à l'échelle locale. Ensuite, la charge régionale est calculée comme la moyenne volumique des charges locales, les flux régionaux comme la somme des flux locaux aux frontières du maillage régional (Fig 2.4).

Une fois la charge régionale et les flux régionaux définis, connaissant les variables locales, la transmissivité équivalente peut être calculée suivant la loi de Darcy :

$$T_{eq} = \frac{\int_{S_r} u_i \, dS}{\frac{1}{V} \int_{V_r} h_i \, dV} \tag{2.12}$$

Il est à noter que ce calcul de la transmissivité équivalente fait intervenir deux fonctions de passage

de variables d'état du système : une fonction de passage est appliquée sur le flux et une fonction de passage est appliquée sur la charge (Fig. 2.4).

#### 2.3.2.1.2 Fonctions de passage du modèle de conductance

Comme évoqué précédemment, le paramètre de conductance est fortement dépendant du support de modélisation (sect. 2.2.3.1, p. 18). La quantification des échanges nappe-rivière varie fortement avec l'échelle de modélisation (Mehl and Hill, 2010). Cette variation peut s'expliquer par :

- la simplification de la représentation des écoulements dans le champ proche de la rivière avec la diminution de la résolution du modèle (Rushton, 2007),
- la modification de la valeur de la charge en aquifère et en rivière en fonction de l'échelle de modélisation (Vermeulen et al., 2006).

Afin de définir la fonction de passage du paramètre de conductance, l'ensemble de ces facteurs est à considérer.

La conductance est exprimée à l'échelle régionale en fonction de la perméabilité horizontale et de la différence de charge entre la rivière et l'aquifère (Eq. 2.3). La fonction de passage de la perméabilité, permet de calculer une perméabilité horizontale équivalente (à l'échelle régionale) reproduisant de manière adéquate les écoulements locaux proche rivière. Ce changement d'échelle de la perméabilité établit ainsi un cadre favorable pour l'expression d'un terme de conductance à l'échelle régionale permettant de reproduire les dynamiques locales.

D'autre part, la différence de charges entre la rivière et l'aquifère intervient dans le calcul des échanges nappe-rivière. Or, la valeur de charge calculée par un modèle dépend aussi du support de simulation (voir sect 2.2.3.3, p. 19). Ce défaut de représentativité de la charge calculée peut entraîner des erreurs importantes sur l'estimation des échanges nappe-rivière par un modèle régional (Vermeulen et al., 2006). Cette dépendance du calcul de la charge au support de modélisation peut être prise en compte dans le calcul de la conductance par l'expression de la charge régionale en fonction des charges calculées à une échelle plus fine. La charge régionale ($H_r$) peut ainsi être estimée :

$$H_r = \frac{1}{V_r} \int_{V_r} h_i dV \tag{2.13}$$

De plus, afin de prendre en compte la simplification de la représentation des processus physiques relative à l'échelle de modélisation, un facteur de correction est appliqué au terme de conductance (Eq. 2.3 et Eq. 2.4) aux échelles régionale et intermédiaire. Si l'expression de ce facteur de correction peut être définie à l'échelle intermédiaire en fonction de paramètres de la zone hyporhéique, à l'échelle régionale, l'estimation de ce facteur de correction reste floue (Pryet et al., 2015).

Ainsi, une fonction de passage est appliquée afin de définir ce facteur de correction à l'échelle régionale. Cette fonction prend en considération les résultats du modèle raffiné (estimation des échanges nappe-rivière, charge, flux). La fonction de passage du terme de conductance permettant de caractériser le facteur de correction à l'échelle régionale est définie de la manière suivante :

$$F_{cor} = \frac{\int_{l_{riv}} q_{enr}(x)\ dx}{K_{eq} \times W \times (H_r - H_{riv})} \tag{2.14}$$

avec $C = F_{cor} \times K_{eq} \times W$ (Eq. 2.3), $H_r$ telle que définie par l'équation 2.13 et $K_{eq}$ telle que définie par l'équation 2.12

Cette expression du facteur de correction à l'échelle régionale intègre à la fois l'expression des flux définis par le modèle raffiné via $K_{eq}$ ainsi que l'erreur due à l'estimation de la charge régionale $H_r$.

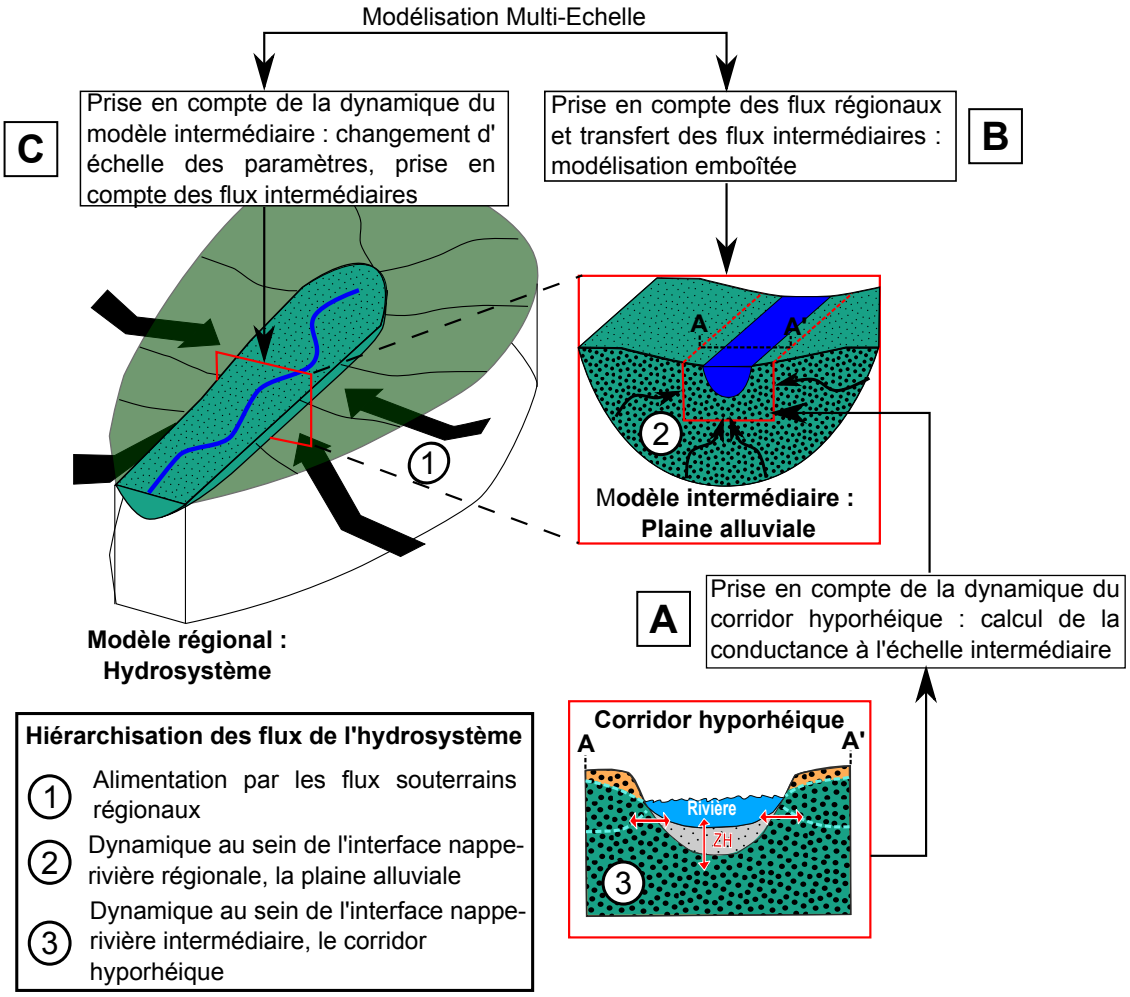



FIGURE 2.5 – Schéma conceptuel de la structure emboîtée de l'interface nappe-rivière et des flux l'alimentant (1,2,3), associé aux étapes de modélisation multi-échelle permettant leurs représentations (A,B,C)

#### 2.3.2.2 Procédure itérative de modélisation multi-échelle de l'échelle intermédiaire à régionale

Les fonctions de passage proposées permettent de définir les paramètres régionaux d'un modèle d'hydrosystème reproduisant les dynamiques précisées par le modèle intermédiaire. Ces procédures sont introduites dans un algorithme itératif permettant d'emboîter les deux modèles de résolutions différentes (Fig. 2.5).

Dans un premier temps, le paramètre de conductance à l'échelle intermédiaire est défini (Fig. 2.5 étape A). On peut se rapporter pour cela aux formulations analytiques proposées Tab. 2.2. Le procédé itératif débute par une simulation du modèle régional. Cette simulation permet de déterminer les conditions limites de flux à appliquer au modèle intermédiaire (Fig. 2.5 étape B). Les charges, flux et débits échangés entre la nappe et la rivière, sont aussi calculés à l'échelle régionale.

Le modèle intermédiaire est ensuite simulé, les charges ainsi que les flux et les échanges nappe-rivière sont définis à l'échelle intermédiaire sur la zone d'intérêt. Les transmissivités et les facteurs de correction de la conductance à l'échelle régionale, sont calculés suivant les fonctions de passage précédemment établies (Fig. 2.5 étape C). Une nouvelle simulation régionale est alors lancée.

Ce procédé est itérativement reconduit, jusqu'à ce que le modèle intermédiaire et le modèle régional fournissent une estimation similaire des échanges nappe-rivière. Lorsque cet état du système est atteint, les deux modèles définissent les même apports souterrains ainsi que les même échanges. La conservation de la masse entre les deux modèles, au niveau de l'interface nappe-rivière, est donc assurée. Bien que cet algorithme itératif, basé sur des fonctions de passage, semble permettre de mettre en œuvre une modélisation emboîtée de l'interface nappe-rivière, la convergence de cette procédure n'a pas été testée. Or, compte tenu de l'expression des fonctions de passage de la perméabilité et du facteur de correction, la stabilité de la valeur de la perméabilité équivalente et du facteur de correction au cours du processus itératif et, au cours du temps, n'est pas assurée. En effet, l'évolution de la charge moyenne définie à partir de données locales sur un élément de calcul régional n'est pas forcément liée à l'évolution du flux aux frontières de cet élément de calcul (Fig. 2.4). Par exemple, des écoulements préférentiels exprimés à l'échelle intermédiaire peuvent engendrer une modification de flux importante aux frontières d'un élément de calcul, sans toutefois modifier de manière conséquente la charge moyenne calculée sur le volume de cet élément. La convergence de cet algorithme de modélisation multi-échelle n'étant pas assurée, il n'a pas été appliqué à la modélisation multi-échelle de l'hydrosystème Seine.

## 2.4 Stratégie adoptée pour l'hydrosystème Seine

### 2.4.1 Stratégie de modélisation

La stratégie de modélisation, adoptée pour l'hydrosystème Seine, vise à prendre en compte la dimension multi-échelle de l'interface nappe-rivière. Elle s'appuie pour cela sur la modélisation de l'hydrosystème à l'échelle régionale, et sur la modélisation plus fine de zones d'intérêt sur le bassin. Elle permet ainsi de répondre à deux problématiques :

- intégrer l'expression de processus définis à l'échelle intermédiaire dans une modélisation régionale. La mise en place de cette stratégie est effectuée sur la plaine alluviale de la Bassée.
- estimer les échanges nappe-rivière sur l'ensemble du réseau hydrographique de l'hydrosystème.

Les modélisations multi-échelle, mises en œuvre afin de répondre à ces problématiques, sont établies suivant deux procédures distinctes.

#### 2.4.1.1 Méthodologies de modélisation multi-échelle sur la plaine alluviale de la Bassée

La modélisation appliquée à la plaine alluviale de la Bassée (chap. 5 p.96) utilise deux modèles : un modèle intermédiaire permettant une représentation raffinée de la plaine alluviale ainsi que l'expression du corridor hyporhéique, et un modèle régional capable de caractériser les flux souterrains de grande ampleur convergeant vers la plaine alluviale. Afin d'intégrer les processus définis à l'échelle intermédiaire dans une modélisation à l'échelle régionale, une procédure de modélisation multi-échelle simplifiée est mise en place. Cette procédure s'appuie sur une modélisation multi-échelle basée sur des fonctions de passage. Les fonctions de passage sont appliquées aux paramètres de conductance et à la perméabilité. La modélisation multi-échelle mise en œuvre est dite "simplifiée" car les fonctions de passage des paramètres hydrodynamiques de l'échelle intermédiaire à l'échelle régionale sont supposées constantes et connues. Ainsi, la fonction de passage du facteur de correction est définie suivant la table 2.2 (p. 22). Concernant la fonction de passage de la perméabilité qui permet de définir la perméabilité équivalente à l'échelle régionale, une méthodologie simplifiée est adoptée.

##### 2.4.1.1.1 Fonction de passage simplifiée de la perméabilité

On distingue trois techniques de calcul de la perméabilité équivalente : les techniques déterministes, heuristiques et stochastiques (Renard (1997) repris par Fleckenstein and Fogg (2008)). Les méthodes

TABLE 2.4 – Tableau récapitulatif des paramètres et variables

| paramètres et variables des fonctions de passage | | dimension |
|---|---|---|
| $\mu_h$ | opérateur moyenne harmonique | [-] |
| $\mu_a$ | opérateur moyenne arithmétique | [-] |
| $\beta$ | rapport d'anisotropie du milieu | [-] |
| $c_{max}^{uu}$ | borne maximale de l'inégalité de le Loc'h (1987) | [-] |
| $c_{min}^{uu}$ | borne minimale de l'inégalité de le Loc'h (1987) | [-] |

déterministes supposent un milieu local parfaitement déterminé. Les méthodes stochastiques introduisent des incertitudes dans la définition du milieu. Les méthodes heuristiques tentent de définir des formulations pouvant être mises en œuvre rapidement et permettant de calculer des valeurs plausibles de perméabilités équivalentes. Dans chacun de ces groupes, des solutions numériques et analytiques peuvent être utilisées et les méthodes peuvent être locales (les propriétés régionales dépendent alors uniquement des propriétés locales internes) ou non locales (les propriétés externes sont aussi prises en compte comme dans Fleckenstein and Fogg (2008)).

Les formulations heuristiques de la perméabilité équivalente se basent sur la combinaison de bornes de la perméabilité équivalente réelle. On distingue plusieurs méthodes de détermination des bornes de la perméabilité équivalente. Parmi celles-ci, les bornes de Wiener (1912) et les bornes de Cardwel and Parson (1945) sont identifiées.

Plus récemment, le Loc'h (1987), repris par Renard et al. (2000), propose un algorithme itératif permettant de définir de nouvelles bornes de la perméabilité équivalente. Ce procédé se rapproche de celui de Cardwel and Parson (1945) mais fournit des bornes plus restreintes (Renard et al., 2000). Pour cela, les mailles de la grille fine sont agrégées deux à deux (Fig. 2.6). Si les mailles sont en série par rapport à la direction de l'écoulement, la moyenne harmonique des perméabilités $k_i$ et $k_{i+1}$ des deux mailles fines sélectionnées est affectée au support de renormalisation. Sinon la moyenne arithmétique de ces deux perméabilités locales y est affectée.

Ces procédés permettent de définir les bornes de la perméabilité équivalente réelle. Une fois les bornes de la perméabilité équivalente définies, les procédés heuristiques définissent une valeur plausible de la perméabilité équivalente, par combinaison des bornes obtenues. Ces procédés permettent d'obtenir une valeur de perméabilité unique sur le support de maillage final.

Renard (1997) propose une combinaison des bornes de le Loc'h (1987) permettant de définir la perméabilité équivalente de milieux anisotropes. Cette anisotropie peut être due soit à une stratification du champ de perméabilité initial, soit à une anisotropie de la perméabilité locale, ou à une différence de géométrie des mailles. Pour cela il propose la formule suivante :

$$K_b^{uu} = (c_{max}^{uu})^{\gamma} \cdot (c_{min}^{uu})^{1-\gamma} u \in (x, y, z) \tag{2.15}$$

avec $\gamma$ exprimé en fonction des rapports d'anisotropie du milieu $\beta$.

Les valeurs de transmissivités équivalentes ainsi définies sont dépendantes du support. En effet, en milieu fortement hétérogène, plus le maillage de destination est grossier, plus la transmissivité équivalente globale du milieu (perméabilité équivalente de l'ensemble du champ), obtenue par une méthode heuristique, est élevée (Fleckenstein and Fogg, 2008). Une fonction de correction peut être appliquée, afin d'obtenir une transmissivité équivalente globale constante en fonction du support. Cette fonction doit être définie empiriquement (Fleckenstein and Fogg, 2008). D'autre part, les méthodes heuristiques ne permettent pas de prendre en compte les écoulements préférentiels dans un milieu hétérogène (Fleckenstein and Fogg, 2008).

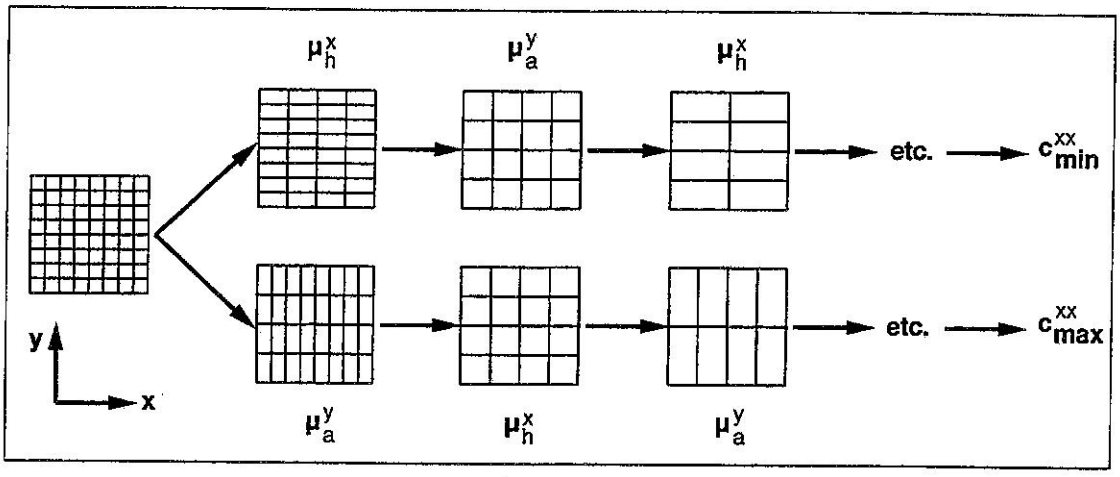



FIGURE 2.6 – Illustration du procédé itératif de le Loc'h (1987) permettant le calcul des bornes $c_{max}^{uu}$ et $c_{min}^{uu}$ à deux dimensions. D'après Renard (1997). La direction principale de l'écoulement est supposée être selon la direction x

Toutefois, ces méthodes présentent l'avantage de caractériser une valeur unique et constante de la perméablité prenant en compte les propriétés locales. La fonction de passage de la transmissivité définie par Renard (1997) a été appliquée dans le cadre de la modélisation multi-échelle de la plaine alluviale de la Bassée (chap. 5, p.96).

#### 2.4.1.2 Quantification des échanges nappe-rivière sur l'ensemble du réseau hydrographique du bassin

Afin de quantifier les échanges nappe-rivière de manière adéquate, les flux régionaux alimentant l'interface nappe-rivière sont de première importance. Pour les estimer au mieux, il est souvent préférable de raffiner le maillage souterrain régional à la proximité du réseau hydrographique, de manière proportionnelle à la dimension du système fluviatile (Flipo et al., 2014). Toutefois, l'établissement d'un modèle de dimension régionale à un niveau de discrétisation suffisant pour représenter de manière adéquate les flux souterrains convergeant vers l'ensemble des interfaces nappe-rivière peut engendrer une augmentation importante du nombre d'éléments de calcul. Par exemple la discrétisation du modèle de l'hydrosystème Seine de 800m à 50m à proximité du réseau hydrographique, génère un modèle couplé de 1 008 818 éléments de calcul répartis en :

— 790 620 éléments de calcul des écoulements souterrains,
— 182 828 éléments de calcul des écoulements en rivière,
— 10 829 éléments de calcul du bilan hydrique de surface
— 24 541 éléments de calcul en zone non saturée.

Ainsi, afin de réduire la puissance de calcul nécessaire à la quantification des échanges nappe-rivière sur l'ensemble du réseau hydrographique de l'hydrosystème, une stratégie de modélisation multi-échelle est adoptée. Cette modélisation s'appuie sur un modèle régional, permettant la quantification des échanges nappe-rivière sur le réseau hydrographique principal de l'hydrosystème et sur 5 modèles raffinés permettant de représenter les échanges nappe-rivière sur le réseau secondaire du bassin. L'emboîtement des modèles raffinés au sein le modèle régional est assurée par la mise en place de conditions limites cohérentes entre les modèles :

— la géométrie des modèles raffinés assure un flux nul à leurs limites,

— la mise en place d'un bilan hydrique de surface unique quelle que soit l'échelle de modélisation assure la cohérence de la recharge entre les différents modèles raffinés et le modèle régional.

Ces deux stratégies de modélisation multi-échelle mises en place sur l'hydrosystème Seine permettent ainsi d'améliorer la représentation des flux au sein de l'interface nappe-rivière régional de la Bassée et de quantifier les échanges nappe-rivière sur l'ensemble du réseau hydrographique du bassin de la Seine.

### 2.4.2 CAWAQS2.0 un outil de modélisation des hydrosystèmes compatible avec le concept d'interface emboîtée

La modélisation multi-échelle appliquée à l'hydrosystème de la Seine s'appuie sur une plateforme de modélisation (CAWAQS2.0) facilitant la prise en compte de la structure emboîtée de l'interface nappe-rivière (Fig. 2.7).

#### 2.4.2.1 Structure de la plateforme de modélisation

Cawaqs2.0 est une plateforme de modélisation d'hydrosystèmes régionaux. Afin de modéliser les hydrosystèmes de large ampleur, un compromis entre représentation physique des phénomènes et paramétrisation parcimonieuse du modèle doit être trouvé. Cette nouvelle plate-forme s'inspire largement de l'outil historique de modélisation MODCOU conceptualisé par de Marsily et al. (1978) et Ledoux (1980), mais diffère dans sa structure, en particulier du compartiment de surface, afin de prendre en compte le concept d'échelles emboîtées. La plate-forme de modélisation permet de simuler l'ensemble des flux au sein de l'hydrosystème. Elle est divisée en trois compartiments : surface, zone non saturée et zone saturée communiquant entre eux via des interfaces. Afin de conceptualiser des systèmes complexes, la structure initiale de MODCOU a été modularisée puis recouplée selon les concepts de CAWAQS (Flipo, 2005). Cette démarche aboutit à la mise en place de la plateforme de modélisation CAWAQS2.0 via la combinaison des librairies suivantes :

- Libfp (Fig.2.7A) qui calcule le bilan hydrique de surface au pas de temps journalier. Cette librairie permet de calculer l'évapotranspiration réelle, d'évaluer le stock d'eau dans le sol, de caractériser l'infiltration et le ruissellement à partir de données de précipitation et d'évapotranspiration potentielle. Le ruissellement est transféré jusqu'au réseau hydrographique de manière directe. Pour cela, le maillage de surface, support du transfert d'eau de surface correspond à celui de bassins versants unitaires dont le temps de transfert est inférieur au pas de temps journalier. Cette discrétisation permet de négliger le retard entre la génération du ruissellement et le transfert en rivière.
- Libhyd (Fig.2.7B) simule les écoulements en rivière selon la méthode de routage hydrologique de Muskingum (Cunge, 1969). Les apports latéraux des écoulements de surface sont répartis de manière homogène le long du réseau hydrographique. La hauteur d'eau en rivière est calculée à chaque élément rivière en fonction du débit simulé suivant l'équation de Manning-Strickler.
- Libnsat (Fig.2.7C) transfère verticalement, dans la zone non saturée, les flux d'eau infiltrés calculés par le module de surface. Le transfert vertical est conceptualisé par une succession de réservoirs, de hauteur et de coefficients de vidange renseignés par l'utilisateur. Cette conceptualisation introduit un retard des flux d'eau s'infiltrant à la surface.
- Libaq (Fig.2.7D) simule les charges piézométriques d'un système aquifère multi-couches par la résolution de l'équation de diffusivité en pseudo-3D. L'équation est résolue grâce à un schéma en différences finies en semi-implicite sur un maillage gigogne.

La communication entre les librairies est garantie par une librairie annexe libspa qui assure la connexion spatiale entre les compartiments.

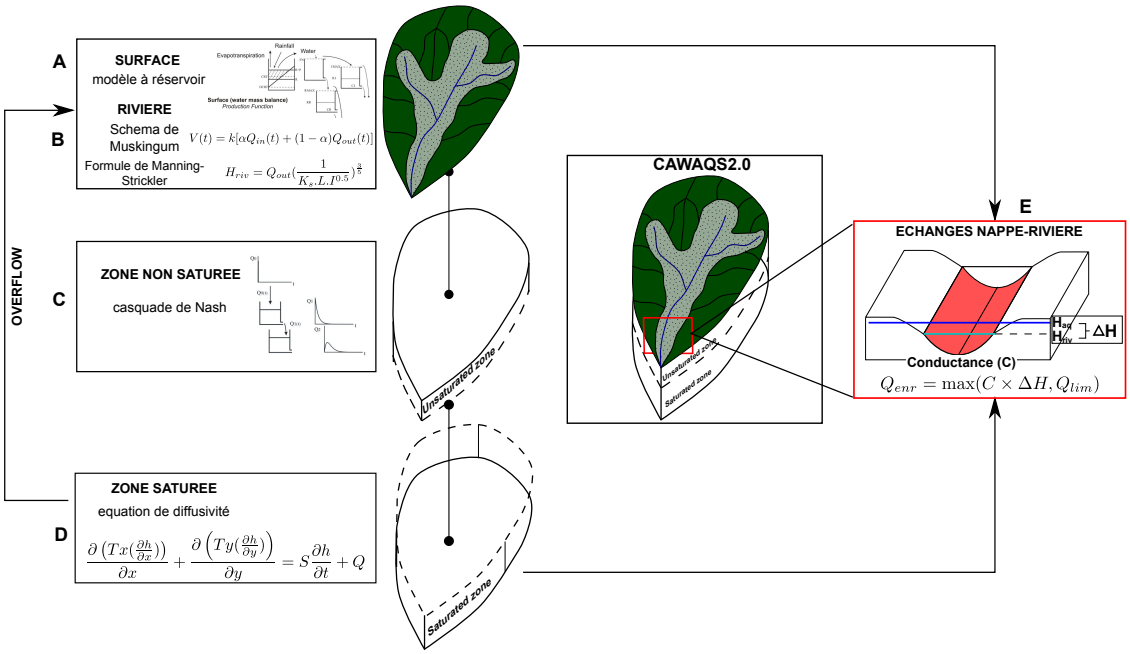



FIGURE 2.7 – Schéma du fonctionnement de la plate-forme de modélisation des hydrosystèmes CAWAQS2.0

La plate-forme de modélisation CAWAQS2.0 couple ces librairies. Cette technologie de développement en librairies, rend la plateforme CAWAQS2.0 extrêmement modulable. En effet, chaque compartiment est activable en fonction des besoins de l'utilisateur. Ainsi, l'activation de la librairie de calcul du bilan hydrique de surface et de transfert en rivière permet la simulation des écoulements de surface strictement. L'activation du module souterrain permet la modélisation hydrogéologique de systèmes multi-couches, et l'activation de l'ensemble des librairies permet la simulation des processus de l'hydrosystème. D'autre part, cette construction en librairies indépendantes donne à la plate-forme une capacité d'évolution importante. Par exemple, à terme, les écoulements dans le réseau hydrographique pourront être simulés par résolution du schéma de Muskingum, ou par la résolution des équations de Saint Venant selon le choix de l'utilisateur.

La plateforme de modélisation CAWAQS2.0 en tant que telle, gère le couplage des écoulements au sein de l'hydrosystème et en particulier les échanges nappe-rivière (Fig. 2.7E). Les échanges nappe-rivière sont simulés par un modèle de conductance. Afin de prendre en compte les états de déconnexion du système, un débit limite d'infiltration ($Q_{lim}$) est introduit. En effet, Brunner et al. (2009) définissent la déconnexion par un état de pression nulle à la base du lit de la rivière. Cet état induit un débit d'infiltration constant indépendant du gradient hydraulique entre la zone saturée et la rivière. Afin de quantifier les échanges nappe-rivière, une boucle de Picart est mise en place. Cette procédure itérative permet de conserver le schéma semi-implicite pour le calcul des flux échangés entre le réseau hydrographique et le système aquifère tout en assurant la prise en compte du débit limite et l'assèchement du réseau hydrographique.

#### 2.4.2.2 Paramétrisation des modules de simulation

La modélisation numérique est un outil important, voire indispensable afin de procéder à la gestion intégrée de la ressource en eau. Toutefois, la validité des résultats obtenus dépend essentiellement de la paramétrisation du modèle simulé. Un état des lieux des paramètres nécessaires à la modélisation d'hydrosystème avec la plateforme de modélisation CAWAQS2.0 est réalisé.

##### 2.4.2.2.1 Paramétrisation de libaq

La partie souterraine du modèle couplé simulé par la librairie libaq est un modèle Pseudo 3D. Les écoulements horizontaux au sein des couches aquifères sont simulés par résolution de l'équation de diffusivité en deux dimensions :

$$\frac{\partial(Tx(\frac{\partial h}{\partial x}))}{\partial x} + \frac{\partial(Ty(\frac{\partial h}{\partial y}))}{\partial y} = S\frac{\partial h}{\partial t} + Q \tag{2.16}$$

avec $Tx$ le paramètre de transmissivité selon la direction X [$m^2.s^{-1}$], $Ty$ le paramètre de transmissivité selon la direction Y [$m^2.s^{-1}$], $h$ la charge hydraulique [m], S le coefficient d'emmagasinement [-] et $Q$ le débit au limites [$m^3$ $s^{-1}$].
La résolution de cette équation nécessite donc la définition de deux paramètres à chaque élément de simulation : le tenseur de transmissivité $\overline{\overline{T}}$ et le coefficient d'emmagasinement $S$. D'autre part, les échanges verticaux à travers les formations semi-perméables séparant les couches aquifères sont estimés par un modèle de drainance [3]. La valeur de la drainance représente l'éponte séparant deux formations aquifères. Elle peut être définie de la manière suivante :

$$D = (k_{ep}/e_{ep}) * S \tag{2.17}$$

avec $D$ le paramètre de drainance [$m^2.s^{-1}$], $k_{ep}$ [$m.s^{-1}$] la perméabilité verticale de l'éponte, $e_{ep}$ [m] l'épaisseur de l'éponte considérée et $S$ [$m^2$] la surface de l'élément de calcul.
Lorsque aucune éponte n'est observée, la conductance est définie comme la transmissivité de passage entre deux éléments verticaux. Si l'élément de calcul se trouve à la surface ou en connexion avec une rivière, l'élément est automatiquement de type condition limite de Cauchy, une conductance doit être définie correspondant à la capacité d'échange entre la surface et le souterrain. Ce terme de conductance peut être défini comme vu précédemment (sous section 2.2.3 page 16) .
Ainsi, un troisième paramètre est nécessaire afin de déterminer les échanges verticaux entre couches et entre la surface et le souterrain : le terme de conductance ou de drainance ou encore le coefficient d'anisotropie afin de définir la perméabilité verticale si aucune éponte n'est définie. Par défaut, le coefficient d'anisotropie est de 0.1.

##### 2.4.2.2.2 Paramétrisation de libfp

Le bilan hydrique de surface, établi par la librairie libfp, permet de quantifier les volumes d'eau infiltrés et ruisselés à partir de données de précipitations. Le modèle conceptuel géré par libfp nécessite la définition de 7 paramètres :

- la capacité au champ minimale (DCRT) [$mm$],
- la capacité au champ moyenne (CRT) [$mm$],
- la capacité d'infiltration des sols (FN) [$mm$],
- la saturation maximale des sols (CQRM) [$mm$],

3. Le paramètre de drainance est identifiable au paramètre de conductance

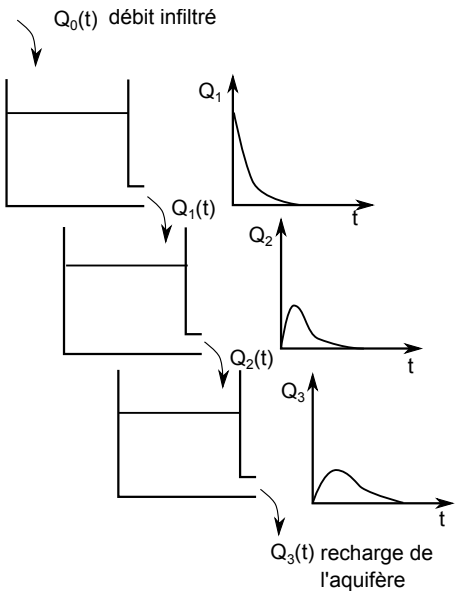



FIGURE 2.8 – Schéma du modèle conceptuel de transfert en zone non saturée défini dans libnsat

— le coefficient de récession du flux hypodermique (CQR) $[d^{-1}]$.
— paramètre d'infiltration maximale (CQIM) $[mm]$,
— le coefficient de récession du flux vers la zns (CQI) $[d^{-1}]$.

Les paramètres CQIM et CQI permettent d'introduire un retard sur l'infiltration en absence de définition explicite de la zone non saturée. Ces deux paramètres, bien qu'exprimés dans le modèle ne sont pas actifs pour la modélisation couplée. Une méthodologie d'estimation des paramètres du modèle de surface est présentée au chapitre 4, p. 63. Cette procédure est appliquée au modèle conceptuel de calcul du bilan hydrique mis en place dans libfp et permet la définition des 5 paramètres actifs en modélisation couplée sur chaque unité de calcul du bilan hydrique. Le modèle conceptuel est présenté plus en détail, section 4.4.1, p. 75.

#### 2.4.2.2.3 Paramétrisation de libnsat

Le module de simulation des flux en zone non saturée (ZNS), permet de caractériser le transfert d'eau au sein de la ZNS. Ce module permet de faire le lien entre le module de résolution du bilan hydrique et le module de transfert en aquifère. Le transfert en zone non-saturée est conceptualisé par une suite de n réservoirs positionnés en série. L'eau sortant d'un réservoir est transférée vers le second réservoir et ainsi de suite. L'eau sortant du $n^{ème}$ réservoir constitue la recharge alimentant la zone aquifère (Fig. 2.8). Ce modèle conceptuel modifie la dynamique d'infiltration par rapport au débit infiltré défini par la résolution du bilan hydrique. Il est aussi possible de définir une condition initiale des réservoirs de la zone non saturée.

Ce modèle conceptuel simple nécessite 4 paramètres : le débit spécifique de sortie de réservoir, la hauteur, le nombre de réservoirs et le volume d'eau résiduel stocké.

#### 2.4.2.2.4 Paramétrisation de libhyd

Sur l'ensemble des éléments de calcul, à chaque pas de temps, le schéma de Muskingum est résolu

afin de déterminer le débit en rivière. Il s'écrit de la manière suivante :

$$V(t) = k[\alpha Q_{in}(t) + (1-\alpha)Q_{out}(t)] \tag{2.18}$$

avec $V$ $[L^3]$ le stock d'eau dans l'élément de calcul, $k$ $[T]$ le temps de concentration sur l'élément de calcul, $\alpha$ [-] un paramètre de pondération, $Q_{out}$ $[L^3.T^{-1}]$ le débit à la sortie de l'élément de calcul et $Q_{in}$ $[L^3.T^{-1}]$ le débit à l'entrée de l'élément de calcul.

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; 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.

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

$$v = n^{-1}R^{2/3}S^{1/2}, \tag{2.19}$$

avec $n$ le coefficient de frottement de Manning [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 $A$ [$m^2$] est la surface mouillée, l'équation (2.19) peut être ré-écrite en débit :

$$Q(t) = \frac{1}{n}R^{2/3}S^{1/2}A. \tag{2.20}$$

En supposant que la largeur, $W$, de la rivière est beaucoup plus grande que l'épaisseur d'eau, d [m], alors l'équation (2.20) devient :

$$d(t) = \left(\frac{Q(t)n(t)}{W(t)S(t)^{1/2}}\right)^{3/5}, \tag{2.21}$$

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 :

$$h_r(t) = b + d(t), \tag{2.22}$$

où $b$ [m] est la cote du fond de la rivière donnée par l'équation 2.21.

Afin de calculer le débit et la hauteur d'eau en rivière, trois paramètres sont nécessaires. Deux paramètres sont nécessaires pour la résolution du schéma de Muskingum (k et $\alpha$) et un pour l'estimation de la hauteur d'eau avec la formule de Manning Strickler ($n$). Le paramètre k de Muskingum caractérise le temps de concentration de l'eau sur le bassin drainé par le tronçon de rivière définissant l'élément de calcul. Deux méthodes de calcul de ce paramètre en fonction des caractéristiques géo-morphologiques du bassin versant et du tronçon de rivière sont implémentées dans CAWAQS2.0.

La première méthode est basée sur l'estimation du temps de concentration d'un bassin versant unitaire d'après les formules empiriques de Pasini (Pasini, 1914) et de Ventura (Quignones, 1968), définies par l'étude du temps de concentration de bassins unitaires agricoles. Le temps de concentration ($T_c$) sur un bassin versant unitaire selon la formule de Pasini est :

$$T_c^{pas} = F_{pas} \cdot (L_{riv} \cdot A_{bv})^{\frac{1}{3}}) \cdot I^{-0.5} \tag{2.23}$$

avec, $F_{pas}$ $[T.L^{-1}]$ le facteur de Pasini ($F_{pas} = 3888$ s.$km^{-1}$ Pasini (1914)), $L_{riv}$ $[L]$ la longueur de la rivière sur le bassin versant amont drainé par le bief, $A_{bv}$ $[L^2]$ l'aire du bassin versant et $I$ [-] la pente

moyenne du bassin versant.

Le temps de concentration sur un bassin versant unitaire selon la formule de Ventura est :

$$T_c^{ven} = F_{ven} \cdot (\frac{A_{bv}}{I})^{0.5} \tag{2.24}$$

avec, $F_{ven}$ $[T.L^{-1}]$ le facteur de Ventura ($F_{ven} = 4578$ s.km$^{-1}$ Pasini (1914)), $A_{bv}$ $[L^2]$ l'aire du bassin versant amont drainé par l'exutoire du bief et $I$ [-] la pente moyenne du bassin versant.

Le temps de concentration sur le bassin unitaire est ensuite défini comme la moyenne géométrique des temps de concentration définis selon la formule de Ventura et de Pasini ($T_c = \sqrt{T_c^{pas} \cdot T_c^{ven}}$).

Finalement, le paramètre k de Muskingum sur le tronçon est défini de la manière suivante :

$$k = T_c \cdot \frac{l_{tronon}}{L_{riv}} \tag{2.25}$$

avec $l_{tronon}$ [L] la longueur du tronçon correspondant à l'élément de calcul du débit en rivière, $L_{riv}$ [L] la longueur totale de la rivière. Ces formules ont été mises en place sur des types de sols et des conditions atmosphériques particulières (Da Silva et al., 2008). Afin de prendre en compte les particularités atmosphériques et pédologiques du bassin étudié, un terme de correction est intégré. Ce terme de correction permet de prendre en compte un temps de concentration total ($T_{tot}$) sur le bassin rentré par l'utilisateur.

$$k_{cor} = k * T_{cor} \tag{2.26}$$

avec $T_{cor} = \frac{T_{tot}}{\max(\sum_i k_i)}$, $\sum_i k_i$ la somme des temps de concentration le long du réseau et $k_{cor}$ le paramètre de Muskingum corrigé.

La validité de ces formules empiriques peut être remise en question sur les bassins fortement urbanisés (Da Silva et al., 2008). Dans le cas de bassins fortement urbanisés comme celui de la Seine, une autre méthodologie peut être adoptée. Cette méthodologie est basée sur l'estimation de l'index de temps de transfert relatif $I_{tr}(i)$ entre le tronçon $i$ et le tronçon à l'aval $i_{ds}$ (Golaz-Cavazzi, 1999; Flipo et al., 2012). Cet index est calculé de la manière suivante :

$$I_{tr}(i) = \frac{dl}{\sqrt{\frac{|z(i) - z_{ds}(i)|}{dl}} S_{DA}(i)^{\beta}} \tag{2.27}$$

avec, $dl$ $[L]$ la distance entre les deux centres de tronçon de rivière, $z(i)$ $[L]$ l'altitude du centre du tronçon de rivière $i$, $S_{DA}(i)$ $[L^2]$ l'aire cumulée du bassin d'alimentation du tronçon i et $\beta$ un paramètre de calibration ici $\beta = 0.25$ (Korkmaz, 2007). Un temps de transfert relatif jusqu'à l'exutoire du bassin $I_{tr \to outlet}$ est ensuite calculé :

$$I_{tr\ i \to outlet} = \sum_{k=i}^{outlet} I_{tr}(k) \tag{2.28}$$

Le temps de transfert $I_{tr \to outlet}$ est ensuite utilisé afin de distribuer la valeur du coefficient k de Muskingum. Le paramètre est calculé de la manière suivante :

$$k(i) = \frac{I_{tr\ i \to outlet} - I_{tr\ i_{ds} \to outlet}}{I_{tr_{max}}} T_c \tag{2.29}$$

avec $I_{tr_{max}}$ l'index de temps de transfert relatif maximum sur le bassin et $T_c$ $[T]$ le temps de concentration global sur le bassin.

Finalement, le paramètre k de Muskingum pouvant être estimé en fonction des caractéristiques géo-morphologiques des bassins unitaires de l'hydrosystème, seuls les paramètres $\alpha$ de Muskingum et de rugosité de Manning sont nécessaires à la modélisation des écoulements et des hauteurs d'eau en rivière.

La paramétrisation de CAWAQS2.0 pour le modèle de la Seine est présentée section 3.4, p. 50.

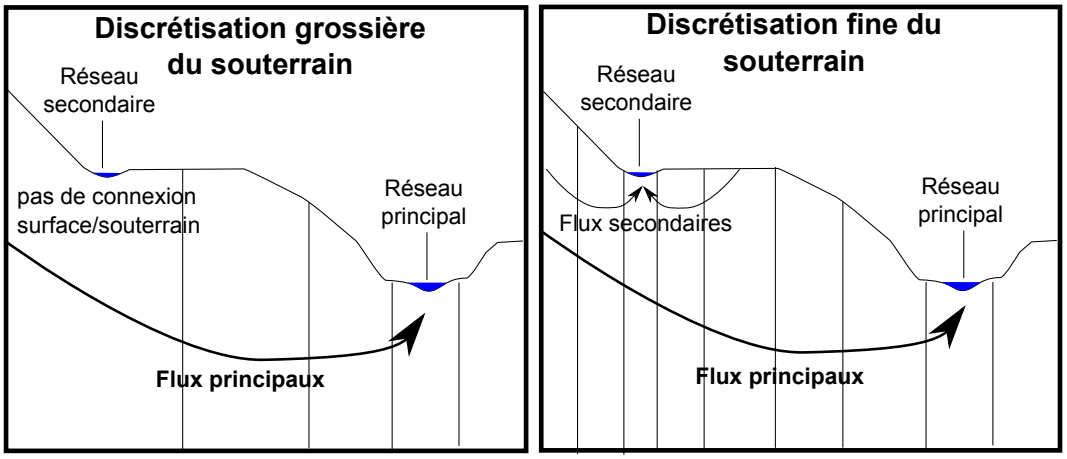



FIGURE 2.9 – Application de la représentation emboîtée des flux souterrains en fonction de la discrétisation du souterrain

#### 2.4.2.3 Une plateforme adaptée à la modélisation multi-échelle

La vision emboîtée des flux au sein d'un hydrosystème, proposée dans Tóth (1962) et adaptée dans Flipo et al. (2014), est structurée par le réseau hydrographique. Afin d'adapter ce concept aux modèles d'hydrosystèmes, le réseau hydrographique est placé au centre de la structure de la plate-forme de modélisation. Quelle que soit l'échelle de modélisation, le réseau hydrographique est représenté de manière identique. Il est constitué d'un ensemble de drains captant les eaux de surface et souterraines sur un bassin versant unitaire. En fonction de la résolution du modèle utilisé, et de la capacité du modèle à caractériser les flux souterrains secondaires, la connexion entre le réseau hydrographique secondaire et les aquifères pourra être réalisée (Fig. 2.9). Lorsque la connexion surface/souterrain n'est pas effective, la dimension de l'élément de calcul du réseau hydrographique est indépendante de la dimension du maillage souterrain.

Cette structure du compartiment de surface permet de représenter l'ensemble des échelles définies précédemment, du bassin versant unitaire à l'échelle locale (lorsque la connexion surface/souterrain est effective) en passant par le tronçon. Pour finir, cette structuration du compartiment de surface permet de caractériser le bilan de masse de surface sur chaque bassin versant unitaire donnant un sens hydrologique fort à la discrétisation de ce modèle.

Cette plate-forme de modélisation compatible avec la vision emboîtée au sein de l'hydrosystème des interfaces nappe-rivière définit un cadre conceptuel adéquat pour la modélisation multi-échelle des échanges nappe-rivière.

# Chapitre 3

# Description du bassin de la Seine et construction du modèle

**Résumé :**
L'hydrosystème Seine est ici caractérisé des points de vue géologique, hydrologique et socio-économique. Le bassin de la Seine couvre une superficie de 76 238 $km^2$. Il est fortement urbanisé et regroupe 30% de la population française. Les principaux pôles industriels sur le bassin sont situés en région parisienne. Le bassin de la Seine est aussi très agricole, vu que 60% de sa surface sont dévolus à la production agricole. La concentration démographique, industrielle et agricole sur le bassin engendre une pression sur la ressource en eau à la fois qualitative et quantitative. Les prélèvements au sein de l'hydrosystème s'élèvent à $3.1.10^9$ $m^3.an^{-1}$. 30% des prélèvements sont effectués dans les ressources souterraines. Cette pression s'effectue aussi sur l'aspect qualitatif de la ressource. En 2010, la qualité d'une majorité des masses d'eaux souterraines du bassin est qualifiée de médiocre par l'Agence de l'eau Seine Normandie. Afin d'étudier l'évolution de la ressource en eau, un modèle de l'hydrosystème Seine est développé. Ce modèle est caractérisé par un module de surface constitué de 10 829 éléments de calcul, par un module de transfert d'eau dans le réseau hydrographique, constitué de 21 832 éléments de calcul, par un module de transfert en zone non-saturée, constitué de 24 541 éléments et par un module de transfert d'eau en système aquifère multi-couche de 72 596 éléments. 7 couches aquifères sont différenciées dans le modèle souterrain. Les formations alluviales, des sables de Beauce, des formations de l'Oligocène, de l'Éocène supérieur, du Paléocène et de la Craie du Crétacé supérieur sont distinguées. Afin d'étudier plus en détail les variations naturelles et anthropiques du cycle de l'eau au sein du bassin de la Seine, une attention particulière est portée aux situations hydrologiques représentatives de la période de 17 ans 1993-2010. L'état hydrologique moyen est caractérisé par un débit à l'exutoire de 306 $m^3.s^{-1}$. Deux périodes contrastées sont extraites du cycle climatique : l'année 1995-1996 qui est la plus sèche de la période étudiée avec un débit moyen de 186 $m^3.s^{-1}$, et l'année 2000-2001, qui est l'année la plus humide observée depuis la création des barrages réservoirs en 1974. De plus, deux événements extrêmes ressortent sur la période 1993-2010. La crue du printemps 2001, dont le débit de crue à l'exutoire du bassin est supérieur au débit de période de retour quinquennale et la période de canicule de l'été 2003, qui a entraîné la mort de 45 000 personnes en Europe.

## Matériel de référence

Ce chapitre s'appuie principalement sur Pryet et al. (2015), Labarthe et al. (2013) et Labarthe et al. (2014).

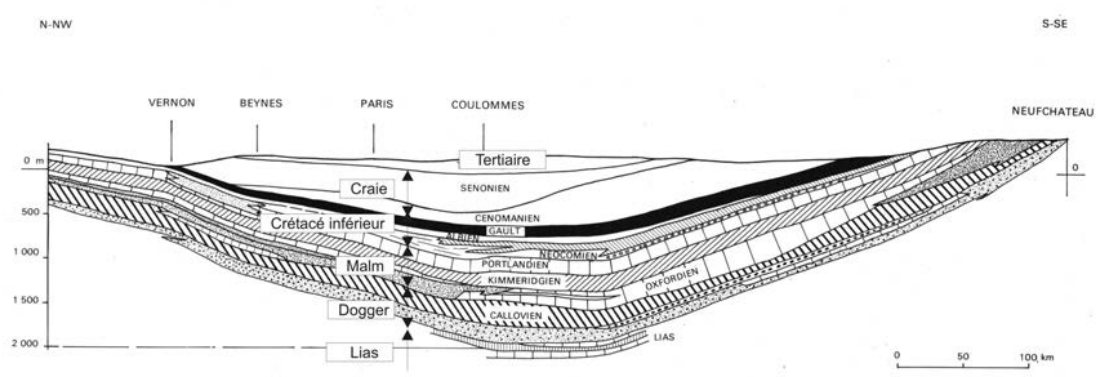



FIGURE 3.1 – Coupe géologique simplifiée du bassin Parisien d'après Gomez (2002)

## 3.1 Description de l'hydrosystème Seine

Le bassin de la Seine couvre une surface de 76 238 km$^2$. Il se développe au sein d'un des principaux bassins sédimentaires français, dont les dépôts forment une superposition de formations aquifères. Les 28 000 km du réseau du système hydrologique Seine drainent majoritairement ces dépôts sédimentaires (Fig. 3.2).

### 3.1.1 Structure géologique du bassin de la Seine

Le bassin de la Seine recouvre une partie du Bassin parisien. Le Bassin parisien est encadré par le Massif central au sud, le Massif armoricain à l'ouest, le Bassin londonien au nord et le Massif vosgien à l'est. Ce bassin sédimentaire, dont la mise en place débute au Trias, est constitué d'un ensemble de formations sédimentaires, sableuses, calcaires et sablo-calcaires, séparées par des formations plus argileuses. Les formations géologiques les plus anciennes affleurent en bordure du Bassin parisien. Plus on se déplace vers le centre du bassin, plus les formations de surface sont récentes. Cette structure annulaire des formations géologiques à l'affleurement est caractéristique des grands bassins sédimentaires, et définit une géométrie dite en "pile d'assiettes" (Fig. 3.1).

Les sols du bassin de la Seine se sont formés à partir de formations limoneuses et argileuses quaternaires qui recouvrent les formations géologiques. Les sols sont des Loes, dépôts éoliens qui ont recouvert les formations du bassin lors de la dernière période glacière.

### 3.1.2 Hydrogéologie du bassin de la Seine

Le réseau hydrographique du bassin de la Seine draine majoritairement l'ensemble sédimentaire du bassin Parisien. Seule la haute vallée de l'Yonne se développe au sein du massif cristallin du Morvan. Dix formations aquifères peuvent être distinguées au sein de l'hydrosystème. Du plus profond au plus récent, on différencie :

- les formations du Lias inférieur (Sinémurien, Héttangien, Rhétien),
- les formations aquifères du Dogger (Bathonien, Bajocien sous la formation du Callovien) dont les formations sont exploitées au centre du bassin à des fins géothermiques, et pour l'alimentation en eau potable en bordure est (contrefort du massif Vosgien)
- les formations aquifères de l'Oxfordien
- les formations calcaires du Thitonien
- les formations sableuses de l'Albien

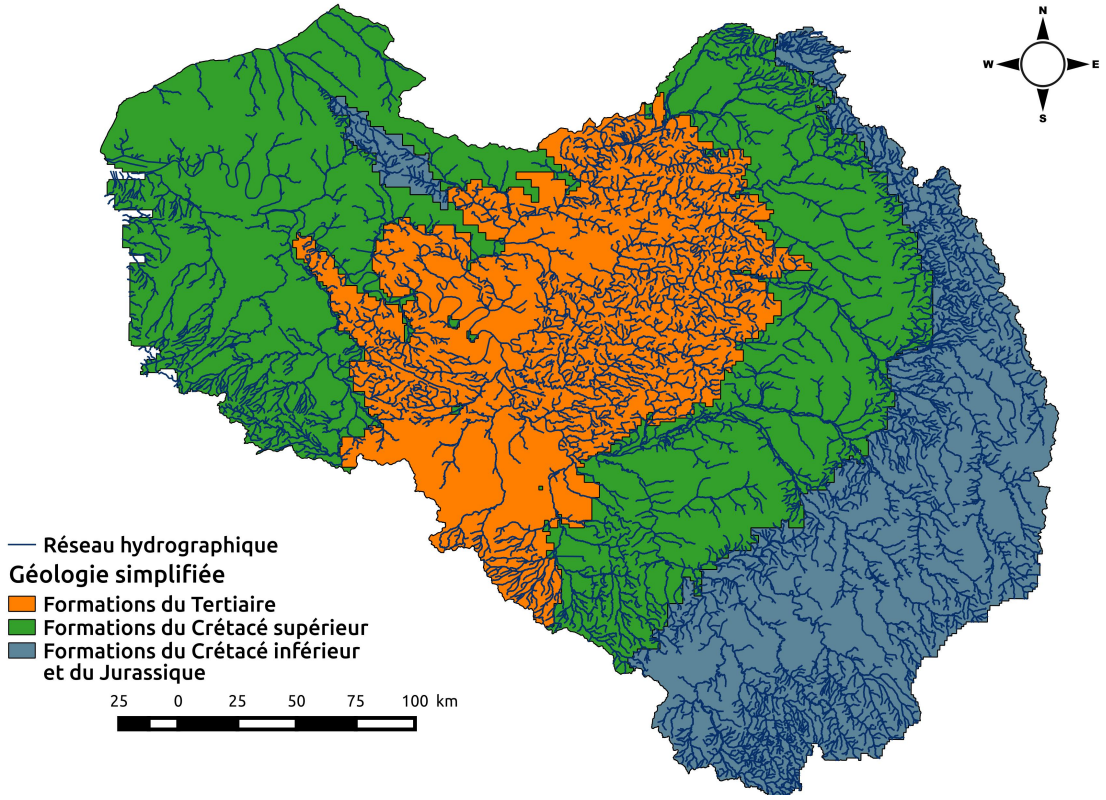



FIGURE 3.2 – Réseau hydrographique sur la carte simplifiée des formations géologiques de l'hydrosystème

— les formations crayeuses du Crétacé supérieur (Cénomanien, Sénonien), à l'affleurement sur une majorité du bassin de la Seine
— les formations sédimentaires détritiques de l'Éocène moyen et du Paléocène (Lutetien, Ypresien, Thanétien, Montien)
— les formations de l'Eocène supérieur (nappe de Champigny)
— les formations de l'Oligocène (regroupant les nappes de Beauce, la formations de Brie et des sables de Fontainebleau)

A ces formations hydrogéologiques, on peut ajouter la formation des nappes alluviales, qui se développe le long des cours d'eau principaux du bassin.

### 3.1.3 Hydrologie du bassin de la Seine

Le réseau hydrographique total du bassin comprend 28 000 km de cours d'eau. Le fleuve Seine circule, quant à lui, sur 770 km depuis le plateau de Langres jusqu'à Rouen.

On peut noter une influence de la géologie sur la densité du réseau hydrographique (Fig. 3.2). La densité est forte sur les formations du Tertiaire du centre du bassin et sur les formations du Jurassique et du Crétacé inférieur en bordure Est du bassin. Elle est plus faible sur la partie affleurante de la craie du Crétacé supérieur et sur les formations de l'Oligocène (au sud de la zone Tertiaire). La faible densité du réseau hydrographique dans la zone ouest du bassin, peut s'expliquer par une forte infiltration des eaux de surface due à la présence de formations karstiques (Mardhel et al., 2006).

La relative homogénéité structurale et lithologique, observable sur le bassin de la Seine, confère aux principaux tributaires de la Seine (Aube, Marne, Oise, Yonne ...) une similarité de régime hydrologique. Ces cours d'eau présentent des régimes hydrologiques de type pluvio-océaniques, caractérisés par des

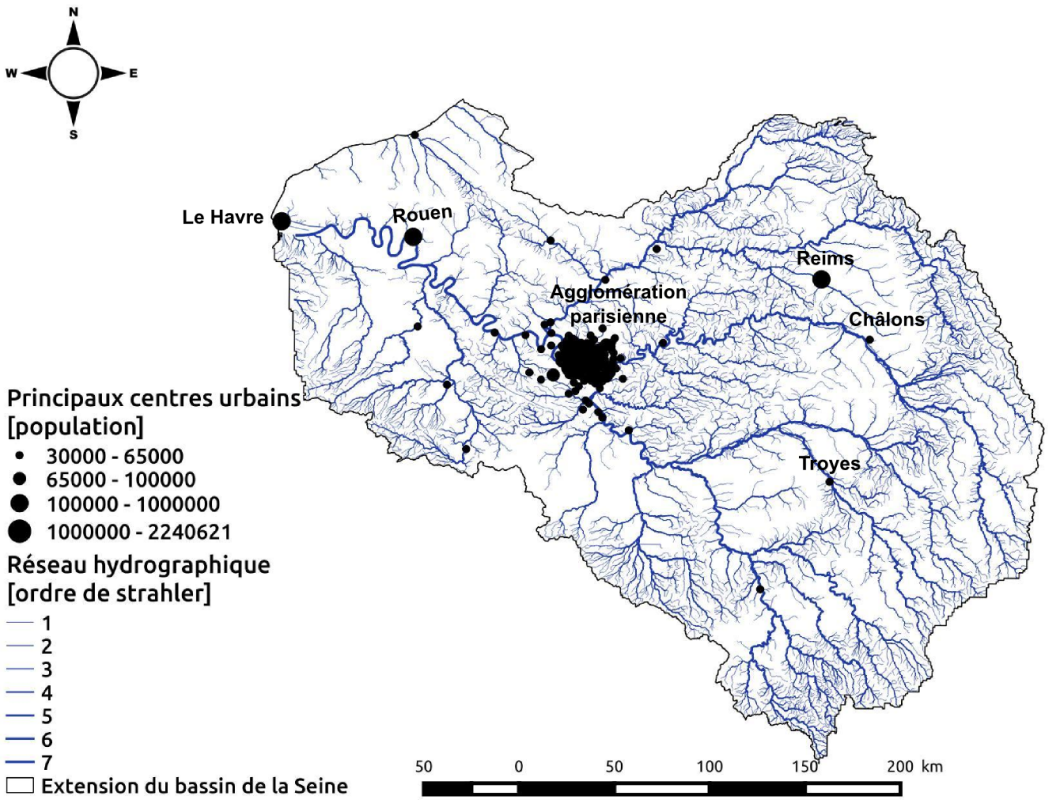



FIGURE 3.3 – Répartition des principaux centres urbains du bassin de la Seine

basses eaux de juillet à août et des hautes eaux de janvier à mars.

## 3.2 L'hydrosystème Seine un bassin fortement urbanisé, industriel et agricole

### 3.2.1 Description socio-économique de l'hydrosystème

L'hydrosystème Seine couvre une surface de 76 238 km$^2$. Ce bassin regroupe une population d'environ 20 millions d'habitants. Cette population est principalement concentrée au sein de la région Île-de-France (16 millions d'habitants). Les principaux centres urbains du bassin (Paris, Rouen, Le Havre, Reims, et Châlons en Champagne) sont positionnés le long du réseau principal de la Seine (Fig. 3.3).

Les zones urbanisées couvrent une surface de 6000 km$^2$ représentant 7% de la superficie du bassin de la Seine.

Si l'hydrosystème Seine est un bassin particulièrement urbanisé, la production agricole y est aussi importante. Environ 60% de la superficie du bassin de la Seine est dévolue à la production agricole. L'agriculture joue de ce fait un rôle primordial dans l'aménagement du paysage et du territoire. Le domaine agricole a un poids économique conséquent sur le bassin. Les exploitations du bassin de la Seine contribuent à 22% de la valeur économique agricole nationale (soit 11.5 Milliards d'euros) (AESN, 2013). La production agricole du bassin est dominée par les céréales et les oléagineux (blé et colza). Compte tenu de la fragilité de ces cultures vis-à-vis d'adventices et des ravageurs, le bassin de la Seine

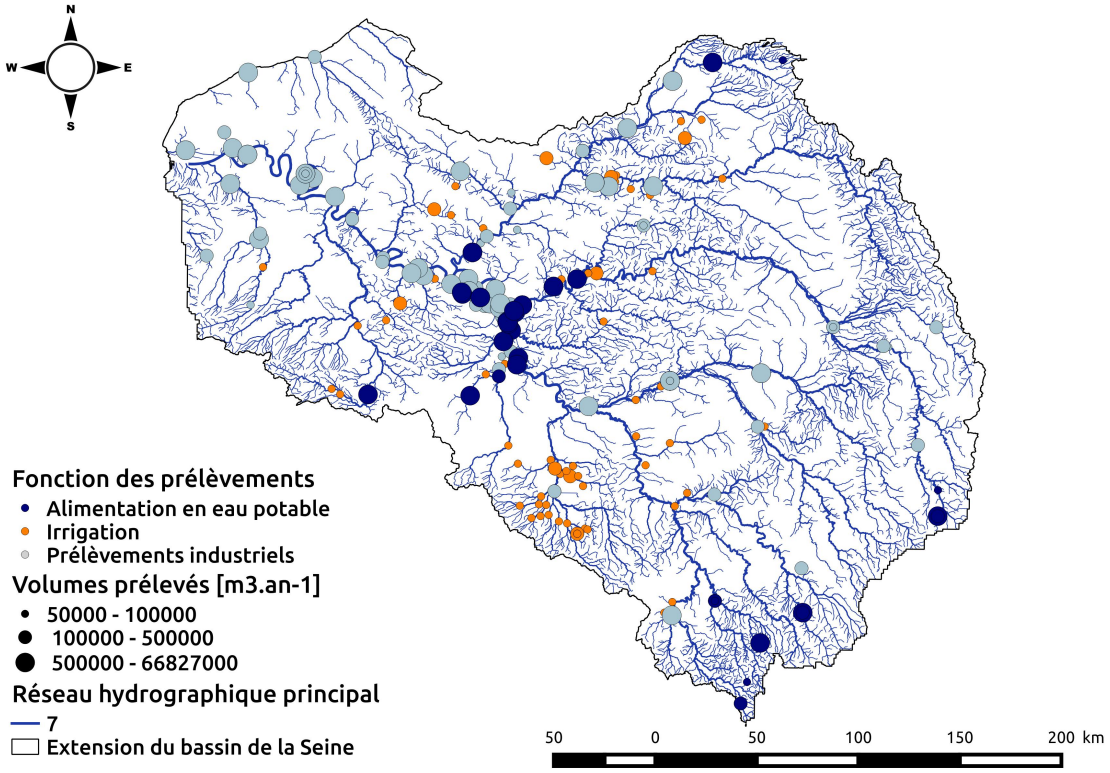



FIGURE 3.4 – Répartition des principaux prélèvements de surface sur le bassin de la Seine. Le classement des prélèvements est fait selon leurs usages et les volumes prélevés.

compte parmi les régions les plus consommatrices de pesticides en France. 16 000 tonnes de pesticides s'y sont vendus en 2011 (AESN, 2013).

Le bassin de la Seine est aussi particulièrement industrialisé : il regroupe environ un quart des sites industriels français qui génèrent plus de 300 milliards de chiffres d'affaire. Le bassin de la Seine concentre principalement des industries primaires d'assemblage d'équipements mécaniques, électroniques, de chimie, du BTP, etc. Le bassin regroupe, de plus, plus de la moitié des raffineries françaises et une part importante des industries électrotechniques (AESN, 2013). La majorité de ces industries sont concentrées dans la région Ile de France, qui constitue le bassin d'emploi et le centre urbain principal de l'hydrosystème Seine.

### 3.2.2 Influence sur la ressource en eau

Ces concentrations démographique, industrielle, et agricole sur le bassin de la Seine génère une pression sur la ressource en eau. Cette pression affecte à la fois quantitativement et qualitativement la ressource.

#### 3.2.2.1 Prélèvements de la ressource

Durant l'année 2010, environ $2.8.10^9$ $m^3.an^{-1}$ sont prélevés au sein de l'hydrosystème. Ces prélèvements sont principalement effectués dans le réseau hydrographique (60%) (Fig. 3.5) et secondairement en aquifère (Fig. 3.4).

Environ 45% des volumes totaux prélevés dans l'hydrosystème Seine le sont pour assurer l'alimen-

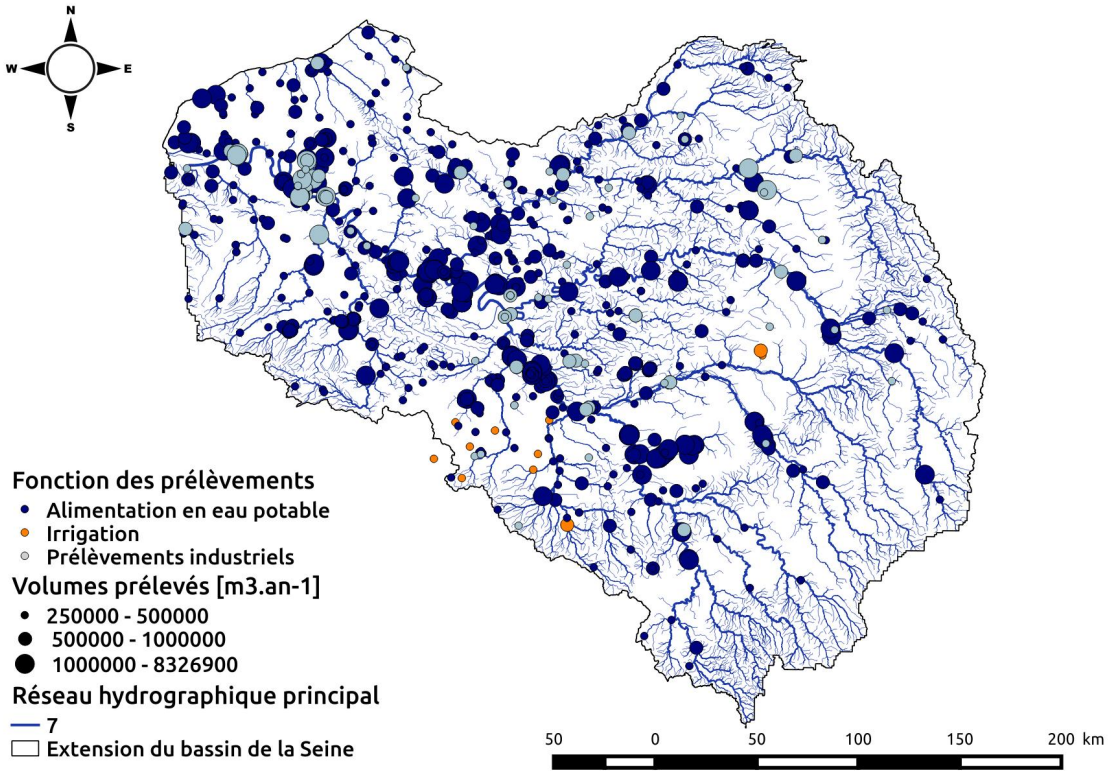



FIGURE 3.5 – Répartition des principaux prélèvements souterrains sur le bassin de la Seine. Le classement des prélèvements est fait selon leurs usages et les volumes prélevés.

tation en eau potable de la population, 50% sont prélevés pour un usage industriel et environ 5% pour l'irrigation de cultures (Tab. 3.1). Les prélèvements en eau de surface ont un poids considérable sur le bilan total des prélèvements, vu qu'environ 60% du volume total prélevé est directement ponctionné sur le réseau hydrographique. Ces prélèvements sont principalement réalisés pour un usage industriel (75%) et l'alimentation en eau potable (25%) (Tab. 3.1). Parmi les usagers industriels, Électricité De France est l'acteur principal du prélèvement en eau de surface sur le bassin. Chaque année plus de $800.10^6$ $m^3$ sont prélevés pour le refroidissement des centrales nucléaires du bassin. Or, les prélèvements industriels induisent peu de perte pour le système. En effet, ils sont majoritairement réalisés pour alimenter un système de refroidissement et 99% des prélèvements sont redirigés vers le réseau hydrographique. En ce qui concerne l'alimentation en eau potable, plus de 90% des eaux prélevées sont retournés au milieu de surface via les sorties des stations d'épuration (AESN, 2013; UNESCO, 2009). Au final environ 97% des volumes prélevés en surface sont directement redistribués dans le réseau hydrographique. Dès lors, afin d'étudier l'influence des prélèvements anthropiques sur les flux de l'hydrosystème, seuls les prélèvements dans le système aquifère seront pris en compte.

Les prélèvements d'eau souterraine ($1.0310^9$ $m^3$) sont majoritairement effectués pour l'alimentation en eau potable (80%), puis pour l'irrigation de culture (10%) et finalement pour des usages industriels (10%) (Tab. 3.1). La répartition des forages est assez homogène sur le bassin de la Seine, excepté sur la frange Est du bassin (Fig. 3.5), où les forages sont positionnés à proximité du réseau hydrographique, soulignant ainsi la faible capacité aquifère du sous-sol dans cette région. Les forages agricoles sont quant à eux principalement positionnés dans la région de la Beauce, au Sud du bassin.

TABLE 3.1 – Volumes prélevés suivant le milieu (surface,souterrain,hydrosystème) et les usages (Alimentation en Eau Potable : AEP, Irrigation, Industrie). La Répartition correspond à la proportion des prélèvements effectués pour les différents usages suivant les milieux

| Usage | | Surface | Souterrain | Hydrosystème |
|---|---|---|---|---|
| AEP | nb. | 52 | 4316 | 4368 |
| | Volume tot. | 4.70E+008 | 7.93E+008 | 1.26E+009 |
| | Répartition [%] | 25.00 | 77.29 | 43.46 |
| Irrigation | nb. | 776 | 4749 | 5525 |
| | Volume tot. | 9.75E+006 | 1.23E+008 | 1.33 E+008 |
| | Répartition [%] | 0.52 | 11.99 | 4.57 |
| Industrie | nb. | 345 | 1104 | 1449 |
| | Volume tot. | 1.40E+009 | 1.10E+008 | 1.51E+009 |
| | Répartition [%] | 74.48 | 10.72 | 51.97 |

#### 3.2.2.2 État qualitatif de la ressource

Dans le cadre de la DCE un état des lieux de la ressource en eau du bassin de la Seine a été commandité par l'Agence de l'Eau Seine Normandie (AESN). Cette étude présente l'état qualitatif des eaux de surface et des eaux souterraines (AESN, 2013).

Les eaux de surface sont affectées par une pollution chronique aux Hydrocarbures Aromatiques Polycycliques (HAP). En effet, près de 63% du réseau hydrographique présente un état chimique médiocre dû à une présence de HAP dans les eaux de surface. En dehors des HAP, l'état écologique et chimique des eaux de surface est majoritairement en mauvais état (AESN, 2013) (Fig. 3.6). La majorité des déclassements des eaux de surface met en cause une présence excessive de phosphore dans le milieu, un taux d'oxygénation de l'eau trop faible ou encore la présence excessive de nitrite.

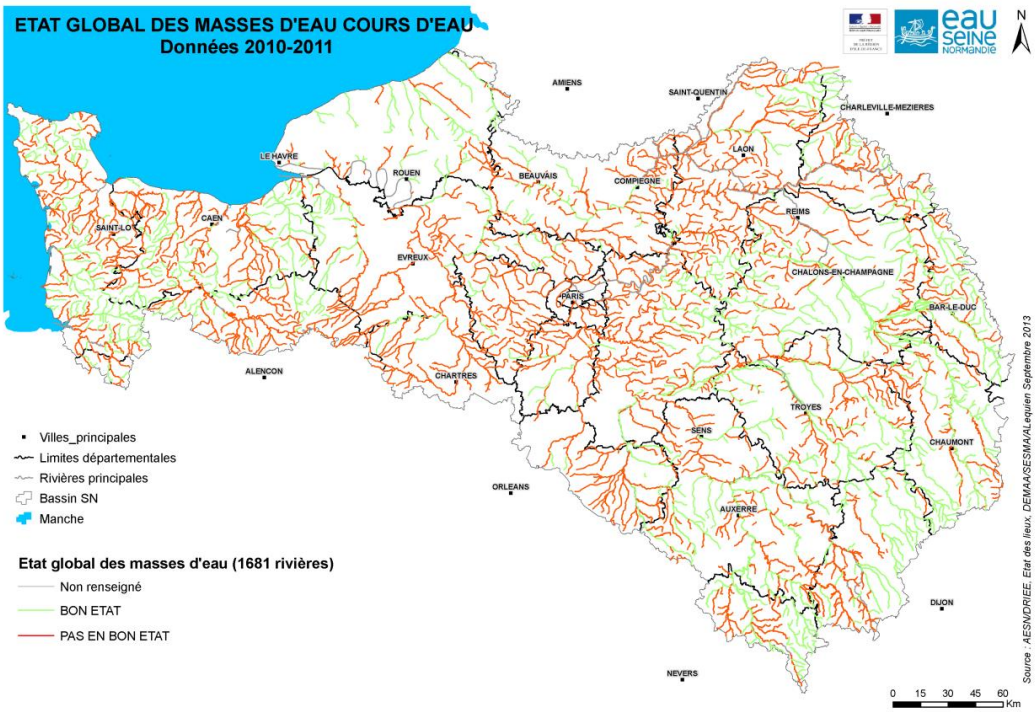



FIGURE 3.6 – Etat global des cours d'eau 2010-2011 (avec polluants spécifiques et hors HAP) d'après AESN (2013)

Concernant l'état des eaux souterraines, 77% des systèmes aquifères échantillonnés présentent un état qualifié de médiocre par AESN (2013) (Fig. 3.7). Cette qualification est majoritairement due à une présence en teneur excessive de produits phyto-sanitaires et métabolites associés et de nitrates dans les eaux souterraines prélevées. Toutefois, certains systèmes aquifères sont aussi contaminés par des polluants d'origine industrielle tels les composés organiques halogénés volatiles (COHV) ou les métaux lourds.

## 3.3 Situations hydrologiques représentatives

Afin de déterminer l'influence des variations naturelles et anthropiques du cycle de l'eau sur les flux de l'hydrosystème, des situations hydrologiques représentatives sont déterminées pour le bassin de la Seine. Ces situations hydrologiques sont déterminées à deux échelles temporelles : l'échelle annuelle et l'échelle trimestrielle de l'événement hydrologique.

### 3.3.1 Évènements extrêmes historiques

Le bassin de la Seine a connu historiquement deux événements marquant au cours du XX$^{ème}$ siècle, la crue de 1910 et l'épisode de sécheresse de 1921.

La crue de 1910 provoqua une inondation sans précédent de la ville de Paris. La Seine atteignit 8.62m au pont d'Austerlitz et envahit une partie des rues parisiennes, inondant stations de métro et gares de train. Cette crue provoqua à l'époque plus de 1.6 milliards d'euros de dégâts et bloqua pendant plusieurs jours les activités économiques de la capitale.

La sécheresse de 1921 toucha quant à elle l'ensemble de l'hémisphère Nord. Elle entraîna en Europe,

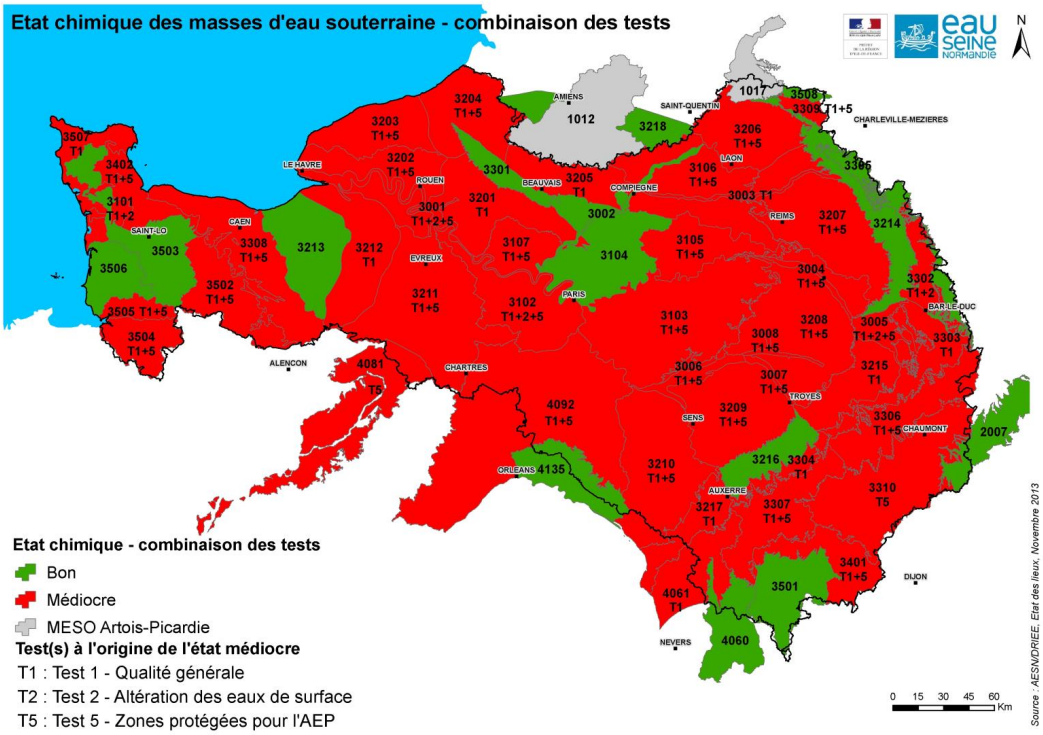



FIGURE 3.7 – État chimique à la masse d'eau souterraine d'après AESN (2013)

une famine importante en Russie. Cette période de sécheresse fut la plus sévère jamais enregistrée. Un déficit de pluviométrie de plus de 50% fut observé sur le bassin parisien par rapport à la pluviométrie annuelle moyenne. Cette sécheresse toucha la production agricole et entraîna par endroit une pénurie d'alimentation en eau potable (Blanchard, 1922).

Afin de se prémunir d'épisodes extrêmes équivalents, 4 grands réservoirs ont été construits entre les années 1949 et 1990 en amont de la capitale. Trois de ces ouvrages sont situés en dérivation de la Seine (mis en service en 1966), de la Marne (mis en service en 1974) et de l'Aube (mis en service en 1990) et 1 réservoir est situé sur l'Yonne (mis en service en 1949), dans le Massif du Morvan. L'ensemble de ces réservoirs permettent de stocker 810 millions de $m^3$ d'eau et visent à écrêter les épisodes de crue et à soutenir le débit d'étiage lors de périodes plus sèches.

La mise en place de ces bassins, modifie l'hydrologie du bassin de la Seine. Afin de déterminer les effets d'événements extrêmes sur l'hydrologie du système Seine, une étude des cycles hydro-climatiques du bassin est réalisée.

### 3.3.2 Cycles hydrologiques représentatifs

Afin de déterminer le comportement hydrologique moyen du bassin de la Seine, un cycle hydro-climatique complet est étudié. Sur cette période de 17 ans (Flipo et al., 2012), la variation de stock dans les compartiments de surface et souterrains de l'hydrosystème est négligeable : la période 1993-2010 est ainsi étudiée.

L'année 1995-1996 est l'année la plus sèche de la période simulée avec un débit moyen de 186 $^3.s^{-1}$, et correspond au quantile 10 % des débits moyens annuels dans la Seine à Paris à la station hydrométrique d'Austerlitz (Fig. 3.8). 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. 3.8), avec un débit moyen de $550 m^3.s^{-1}$.

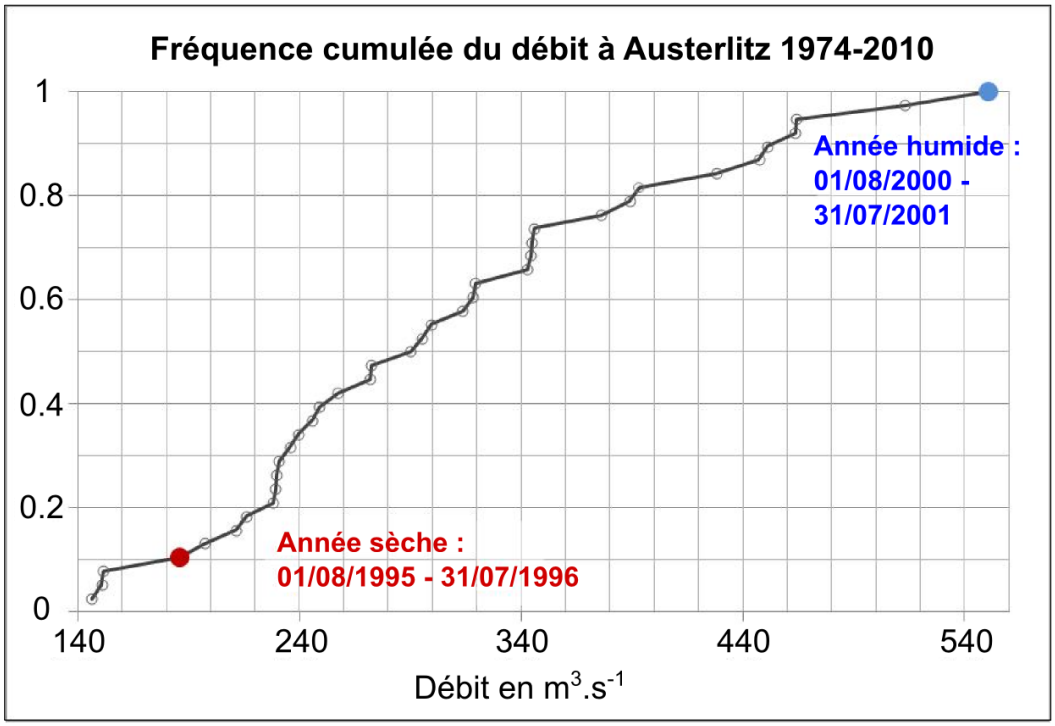



FIGURE 3.8 – Fréquences cumulées des débits annuels moyens à la station hydrologique d'Austerlitz. Analyse statistique réalisée sur la période 1/8/1974 - 31/7/2011, soit un échantillon de 38 valeurs moyennes

Sur cette période, la distribution statistique est asymétrique, avec une moyenne de $306 \mathrm{m}^3.\mathrm{s}^{-1}$, et une médiane de $290 \mathrm{m}^3.\mathrm{s}^{-1}$.

### 3.3.3 Événements hydrologiques du bassin de la Seine

La Figure 3.9 présente les débits journaliers caractérisant les différents scénarios hydrologiques à la station de Paris Austerlitz : débit moyen (1993-2010) en vert, débits de l'année sèche en rouge et de l'année humide en bleu.

Dans le bassin de la Seine, les mois les plus secs sont en moyenne les mois de juillet août et septembre. La période humide moyenne s'étale quant à elle sur les mois de janvier à avril.

Durant l'année la plus humide (2000-2001), la période de crue se déroula de mi-Mars à fin Mai. Ce fut l'une des crues les plus importantes depuis la création des barrages réservoirs sur la Seine et l'Aube. Le débit journalier maximal lors de la crue de 2001 à la station d'Austerlitz fut le troisième débit le plus important jamais enregistré (derrière le débit de crue de 1982 et de 1910). Il est supérieur au débit de période de retour quinquennale. Cette crue du printemps 2001 est donc représentative d'un événement exceptionnel sur le bassin.

L'année la plus sèche (1995-1996), sur la période de 17 ans, présente des débits inférieurs au débit moyen sur l'ensemble de l'année hydrologique excepté durant les mois de septembre et octobre. La période de basse eaux s'étale sur les mois de juillet à août. Ainsi, si l'année hydrologique la plus sèche est l'année 1995-1996, l'événement hydrologique exceptionnel représentatif d'un épisode sec ne se déroule pas durant cette année hydrologique. Afin d'étudier cette période sèche, l'année 2003 peut être sélectionnée. En effet, l'été 2003 est caniculaire et a eu des conséquences dramatiques en Europe (décès

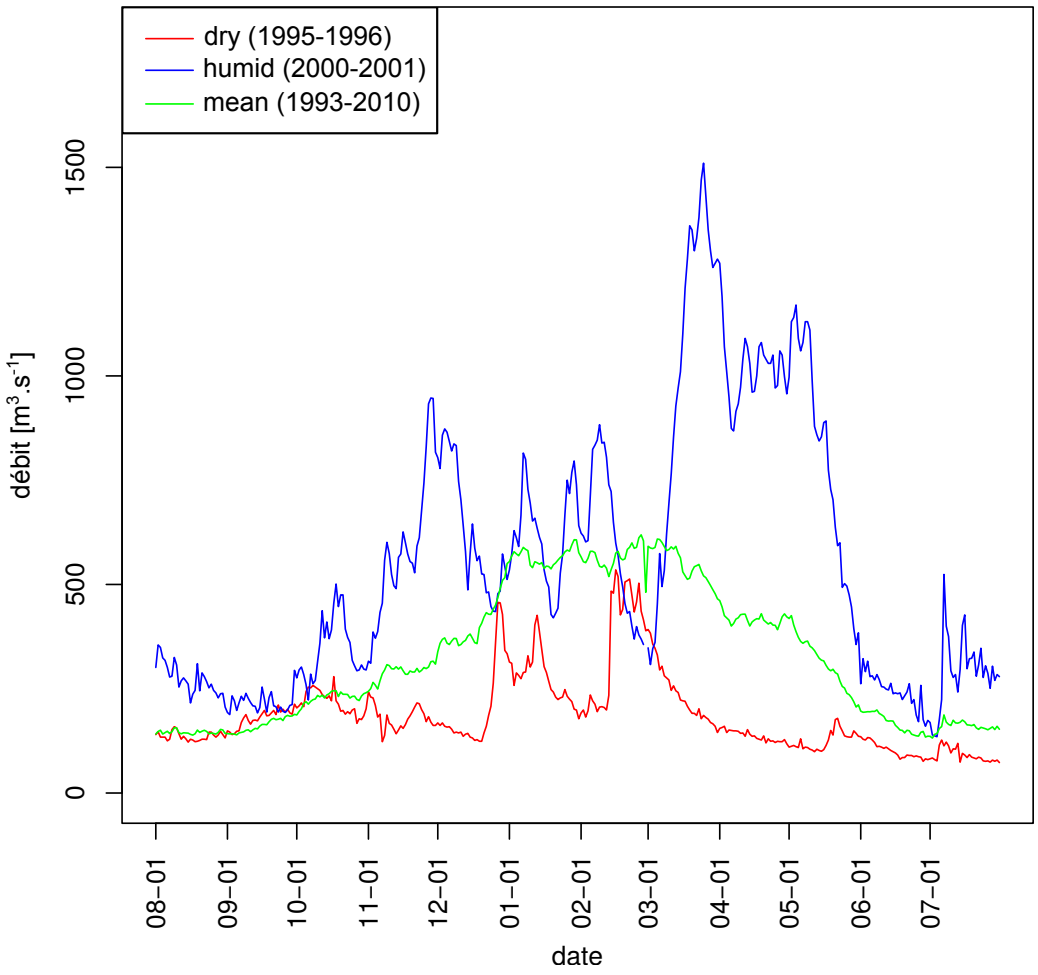



FIGURE 3.9 – Chroniques de débits journaliers pour les périodes sèches et humides à la station d'Austerlitz, comparées au débit moyen journalier sur la période 1993-2010

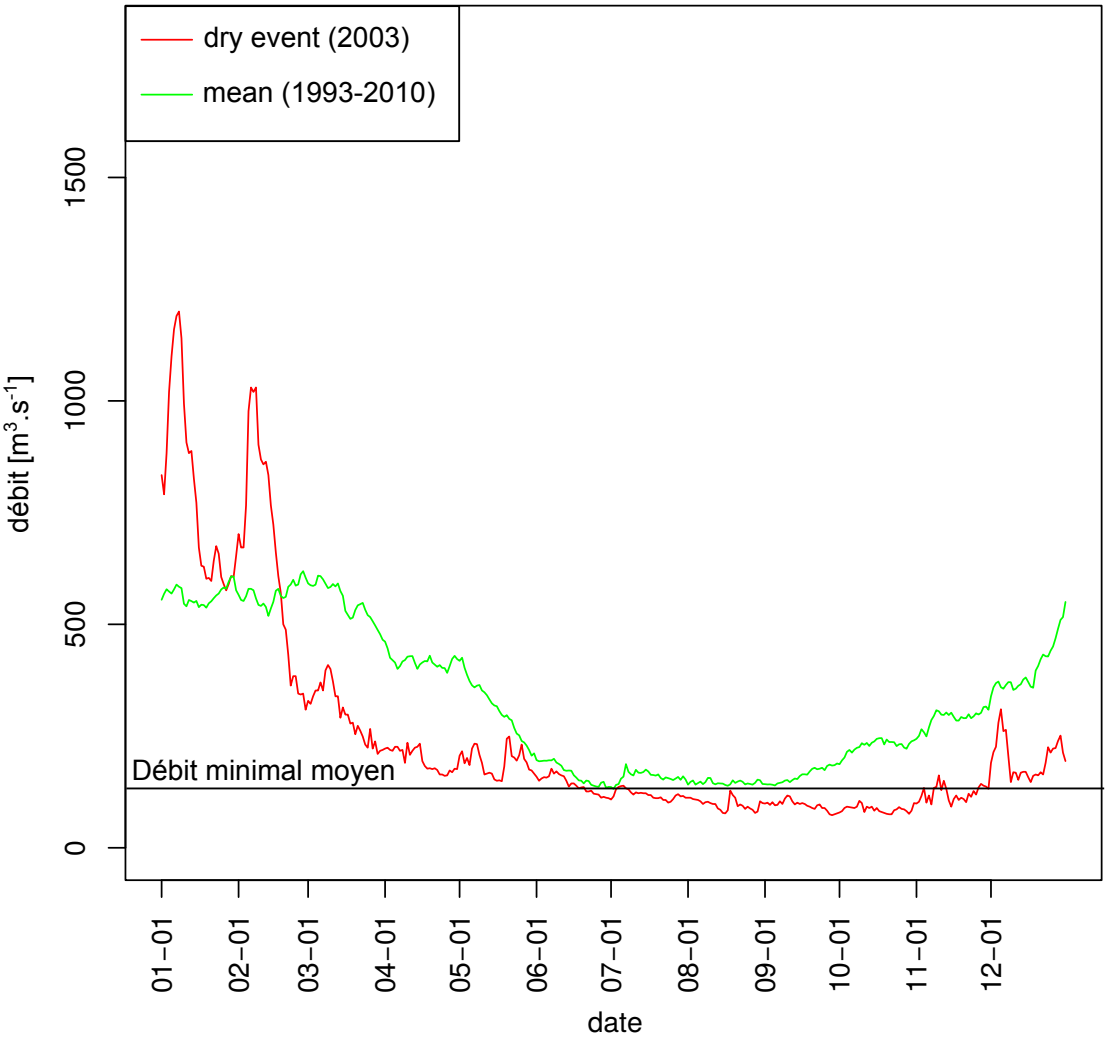



FIGURE 3.10 – Chronique de débits journaliers de l'année 2003 comparée à la chronique journalière moyenne sur la période 1993-2010.

de 45000 personnes). Cette période estivale est l'une des périodes les plus chaudes jamais enregistrées en France. Sur la période de basses eaux d'août à octobre, le débit à la station d'Austerlitz fut inférieur au débit minimal moyen sur la période 1993-2010 (Fig. 3.10).

Ainsi deux cycles représentatifs sont définis sur le bassin de la Seine : l'année hydrologique sèche 1995-1996, l'année hydrologique humide 2000-2001. De plus, deux événements extrêmes sont distingués : la crue du printemps 2001 (de mi-mars à fin mai) et la période sèche de l'été à l'automne 2003 (de début août à fin octobre). Ces périodes extrêmes seront étudiées afin de caractériser la dynamique de l'hydrosystème dues à des variations naturelles du cycle de l'eau.

## 3.4 Modèle régional de l'hydrosystème Seine

Afin d'étudier l'influence de la pression anthropique sur le cycle de l'eau, un modèle régional de l'hydrosystème Seine a été mis en place. Ce modèle est mis en œuvre à l'aide de la plate-forme de modélisation Cawaqs2.0 (sect. 2.4.2,p. 32). Cette plateforme regroupe et coordonne les échanges entre 4

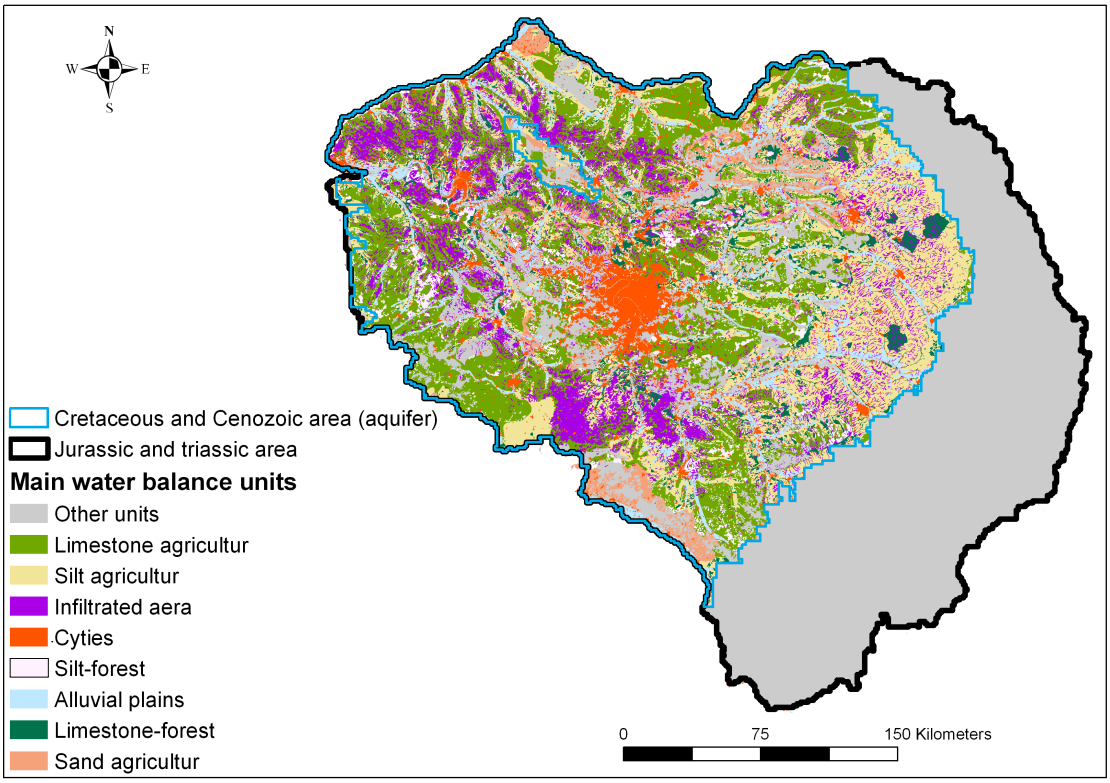



FIGURE 3.11 – Répartition des principales unités de calcul du bilan hydrique sur le bassin de la Seine

différents modules permettant la simulation des flux au sein des compartiments de surface et souterrains de l'hydrosystème.

### 3.4.1 Modélisation des flux d'eau du compartiment de surface

#### 3.4.1.1 Module de résolution du bilan hydrique de surface

Le modèle permettant le calcul de ce bilan hydrique de surface est un modèle conceptuel semi-distribué (voir sect. 4.4.1,p. 75). La distribution des paramètres du modèle est directement définie à partir du croisement de bases de données pédologiques, géologiques et d'utilisation des sols. Chaque type de sol ainsi défini constitue une unité de surface sur laquelle le bilan hydrique est calculé. Ces unités sont appelées, par la suite, unités de calcul du bilan hydrique.

##### 3.4.1.1.1 Distribution des unités de calcul et paramétrisation

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 ;
- 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 d'après Mardhel et al. (2006)). Ces zones très infiltrantes ont été explicitement introduites comme une nouvelle fonction production dans l'ensemble des modèles utilisés (Fig. 3.11).

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. 3.11). 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 (au sens de l'extension du modèle selon Blöschl and Sivapalan (1995).

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. 3.12). Ces unités représentent respectivement (Fig. 3.11) :

— les zones agricoles sur limons (silt), soit 26.0% de la surface au sol,
— les zones agricoles sur calcaires (limestone), soit 21.6% de la surface au sol,
— les zones infiltrantes (IDPR> 100) (infilt_Area), soit 11.5% de la surface au sol,
— les zones urbanisées (city), soit 8.6% de la surface au sol,
— les zones forestières sur limons (silt_for), soit 7.1% de la surface au sol,
— les plaines alluviales (alluv), soit 6.6% de la surface au sol,
— les zones forestières sur calcaires (limestone_for), soit 4.7% de la surface au sol,
— les zones agricoles sur sables (sand), soit 3.3% de la surface au sol.

Sur chacune des unités de calcul du bilan hydrique, le modèle conceptuel permet de quantifier l'évapotranspiration réelle, l'eau stockée dans le sol, le volume d'eau infiltrée et ruisselée.

Ce modèle nécessite 5 paramètres sur les parties du modèle où la zone non saturée est explicitement définie afin d'établir le bilan hydrique de surface. La paramétrisation du module de surface est présentée au chapitre 4 sous section 4.5.1, p. 82.

#### 3.4.1.1.2 Initialisation

Afin d'initialiser la hauteur d'eau dans les différents réservoirs du modèle de surface, une simulation transitoire des écoulements de surface (pour laquelle la hauteur d'eau des réservoirs est initialisée à 0) est réalisée sur une période de 17 ans. La hauteur d'eau dans les réservoirs, obtenue en fin de simulation, est utilisée afin d'initialiser le modèle de surface pour la simulation couplée.

### 3.4.1.2 Module de simulation des écoulements dans le réseau hydrographique

#### 3.4.1.2.1 Distribution des unités de calcul et paramétrisation

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. 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 4 m et 43 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 automatique sous SIG, aux éléments de calculs des flux dans le réseau hydrographique.

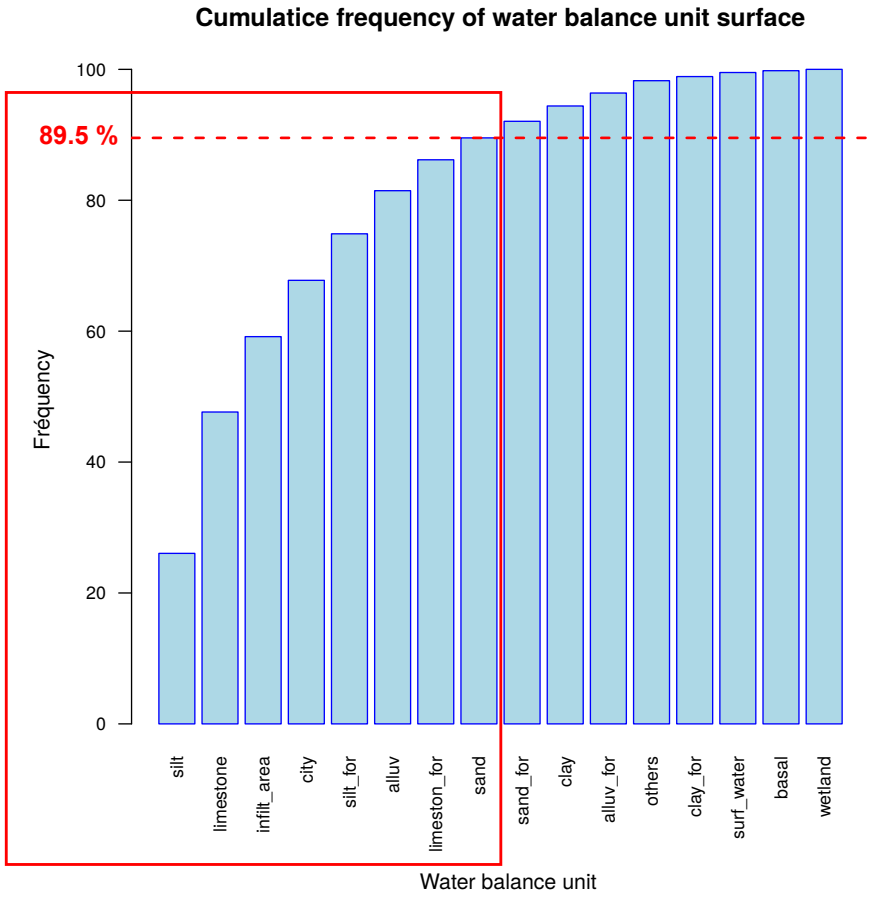



FIGURE 3.12 – Fréquences cumulées des surfaces des unités de calcul du bilan hydrique

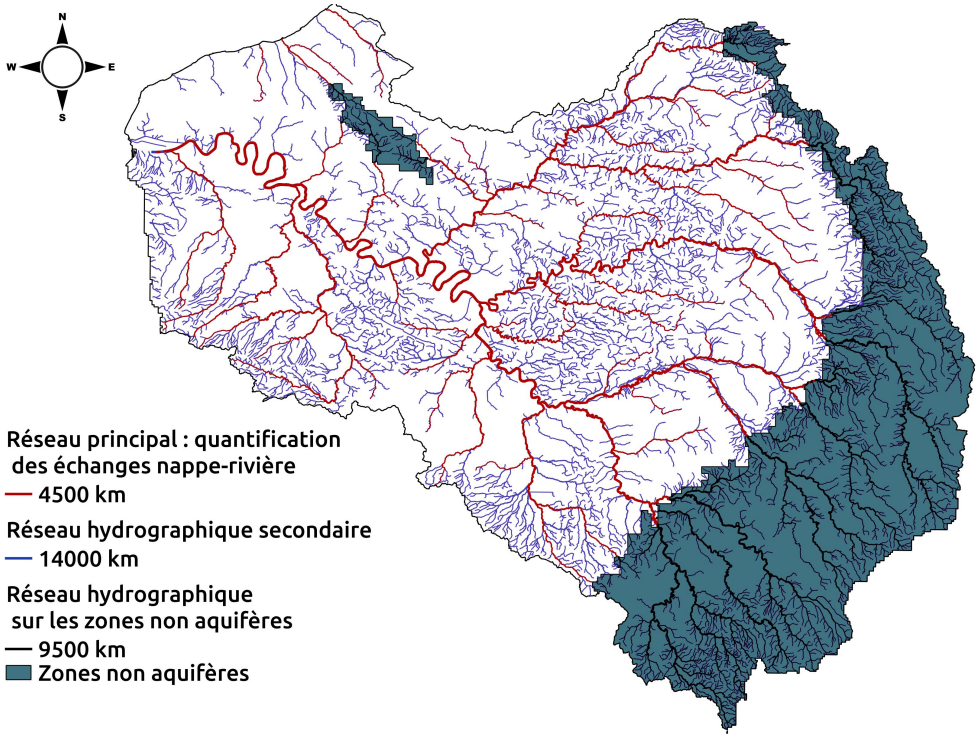



FIGURE 3.13 – Réseau hydrographique simulé. On peut distinguer le réseau hydrographique principal sur la zone aquifère, sur lequel les échanges nappe-rivière sont calculés (rouge), le réseau hydrographique secondaire sur la zone aquifère (bleu) et le réseau hydrographique sur la zone non aquifère (noir)

Les écoulements sont définis sur l'ensemble du réseau hydrographique du bassin de la Seine. Plus de 28 000 km de réseau sont ainsi simulés (Fig. 3.13).

On peut différencier trois groupes sur le réseau hydrographique : le réseau hydrographique principal sur la zone aquifère (4500 km), le réseau secondaire sur la zone aquifère (14000 km) et le réseau hydrographique sur la zone non aquifère (9500 km). Ces groupes se distinguent par leurs modalités de calcul des apports latéraux au réseau. Sur la zone non aquifère, comme aucun aquifère n'est simulé, les apports latéraux au réseau hydrographique sont calculés comme la somme des débits infiltrés et ruisselés définis par le module de surface. Dans la zone aquifère, les échanges nappe-rivière sont simulés sur le réseau principal du bassin de la Seine. Sur le réseau principal, les apports latéraux sont calculés comme la somme des débits ruisselés et des débits échangés entre la nappe et la rivière. Sur le réseau secondaire, les apports latéraux sont calculés comme la somme des débits ruisselés définis par le module de surface et le débit provenant d'un débordement de l'aquifère.

Afin de simuler le réseau hydrographique, 21 832 éléments de calculs sont mis en place. Trois paramètres sont nécessaires afin de caractériser les écoulements et les hauteurs d'eau en rivière :

— le paramètre $\alpha$ de Musikingum,
— le paramètre k de Muskingum,
— le paramètre de rugosité $K_s$ de Manning.

Toutefois, comme le paramètre k de Muskingum peut être déterminé en fonction des caractéristiques géo-morphologiques de la rivière et du bassin versant, seuls les paramètres $\alpha$ et $n$ sont renseignés. Pour le bassin de la Seine, le paramètre k de Muskingum est estimé par définition de l'index de temps de transfert relatif (sect. 2.4.2.2.4 p. 35) avec un temps de transfert global du bassin de 17 jours (Gomez,

2002). Le paramètre $\alpha$ de muskingum est fixé à 0.3 sur le bassin de la Seine (Pryet et al., 2015) et le coefficient de rugosité de Manning est fixé à 0.03 (Saleh et al., 2011).

**3.4.1.2.2 Initialisation** Afin d'initialiser la hauteur d'eau et le débit en rivière, une simulation transitoire des écoulements de surface (pour laquelle la hauteur d'eau et le débit en rivière sont initialisés à 0) est réalisée sur une période de 17 ans. La hauteur d'eau et le débit en rivière, obtenus en fin de simulation, sont utilisés afin d'initialiser le modèle de simulation des écoulements en rivière pour la simulation couplée.

### 3.4.2 Modélisation des flux au sein du compartiment souterrain

#### 3.4.2.1 Module de simulation des flux en zone non saturée

Le module de simulation des flux en zone non saturée (ZNS), permet de caractériser le transfert d'eau au sein de la ZNS. Ce module permet de faire le lien entre le module de résolution du bilan hydrique et le module de transfert en aquifère.

**3.4.2.1.1 Distribution des unités de calcul et paramétrisation**

Ce modèle conceptuel simple nécessite 4 paramètres : le débit spécifique de sortie de réservoir, la hauteur, le nombre de réservoirs et le volume d'eau résiduel stocké. Afin de déterminer l'épaisseur de la zone non saturée, un état piézométrique permanent du système aquifère du bassin de la Seine est comparé à la topographie. Les conditions limites du modèle permanent correspondent à la recharge moyenne calculée sur une période de 17 ans. D'autre part, une charge fixe correspondant à la topographie (estimée à partir du MNT de 100m de résolution) est imposée au niveau du réseau hydrographique. Les paramètres souterrains issus des travaux de Pryet et al. (2015) sont utilisés afin de simuler l'état permanent sur le modèle de la Seine.

La différence entre la piézométrie et la topographie détermine l'épaisseur de la zone non saturée (Fig. 3.14).

Cette épaisseur reste constante au cours d'une simulation en régime transitoire. Sur le bassin de la Seine, les valeurs de coefficient de vidange et le nombre de réservoirs sont déterminés en fonction des type de sols (Gomez, 2002). L'association de ces deux paramètres permet de déterminer un retard induit sur le volume d'eau infiltrée défini par le module de surface.

**3.4.2.1.2 Initialisation** L'état initial du stock d'eau dans la zone non saturée est obtenu par une simulation des processus de surface et de la zone non saturée réalisée sur une période de 17 ans, pour laquelle les hauteurs d'eau dans la zone non saturée sont initialisés à 0. Les hauteurs d'eau obtenues en fin de simulation sont utilisées afin d'initialiser la simulation du modèle couplé.

#### 3.4.2.2 Module de simulation des flux d'eau souterrains

**3.4.2.2.1 Distribution des unités de calcul et paramétrisation**

Le modèle régional souterrain du bassin de la Seine représente la structure du bassin sédimentaire parisien. Il est constitué par une série de formations composites crayeuses et sableuses séparées par des épontes argileuses peu perméables (Guillocheau et al., 2000). Les formations sédimentaires du bassin se sont développées depuis le Trias, dont les formations constituent le substratum du bassin. Afin de reproduire la structure 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). Plus récemment, ce modèle a été affiné pour la DRIEE Ile-de-France en discrétisant

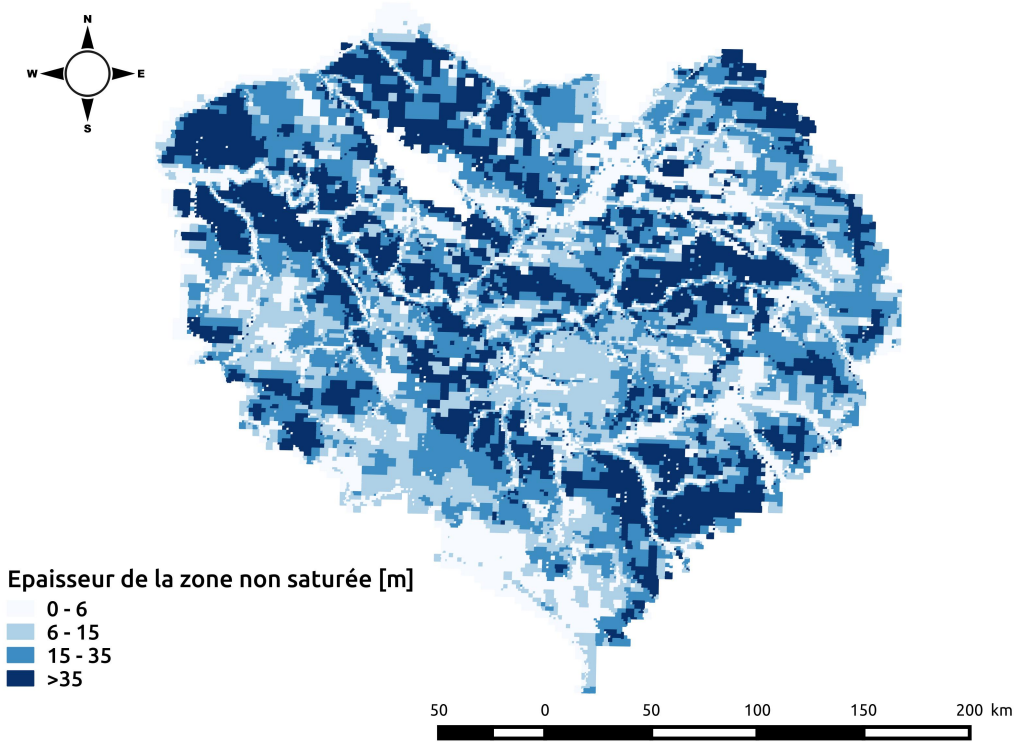



FIGURE 3.14 – Épaisseur de la zone non-saturée sur le bassin de la Seine

les formations Tertiaires (Oligocène et Eocène) en cinq couches, ainsi qu'en prenant explicitement en compte les pompages (Viennot, 2007). Les travaux menés au cours de cette thèse ont permis la mise en place d'une nouvelle couche dans le modèle, celle des alluvions, afin de représenter de manière explicite l'interface nappe-rivière dans le modèle régional. Les formations aquifères datées du Lias à l'Albien alimentent de manière négligeable les formations du crétacé supérieur (Gomez, 2002). Ces formations du Crétacé inférieur et du Jurassique auront donc un effet non significatif sur les flux hydriques de subsurface et en particulier sur les échanges nappe-rivière. Les formations aquifères du Crétacé inférieur et du Jurassique ne sont donc pas représentées explicitement dans le modèle du bassin de la Seine. Sur la frange jurassique du bassin parisien, seul le bilan hydrique de surface est calculé par le modèle couplé. L'alimentation du réseau hydrographique par les formations aquifères Jurassiques et Crétacé inférieur est prise en compte par une paramétrisation spécifique des unités de calcul du bilan hydrique sur la frange Jurassique (à l'est du bassin de la Seine).

Au final le modèle souterrain du bassin de la Seine est constitué de 7 couches (Fig. 3.15) :

— la couche des alluvions représentant les formations alluviales sablo-graveleuses quaternaires, (Riss,Wurm),
— la couche des formations de Beauce, représentant les formations calcaires du Miocène (Burdigalien, Aquitanien),
— la couche des formations de Brie, représentant les formations calcaires lacustres (formation de Brie) et sableuses (Sables de Fontainebleau) de l'Oligocène (Stampien, Sannoisien),
— la couche des formations de Champigny, représentant les formations calcaires de Champigny et de Saint-Ouen de l'Eocène supérieur (Ludien et Bartonien),
— la couche des formations Eocène, représentant les formations calcaires grossières et des sables de Cuisse de L'Eocène moyen et inférieur (Lutétien,Ypresien),

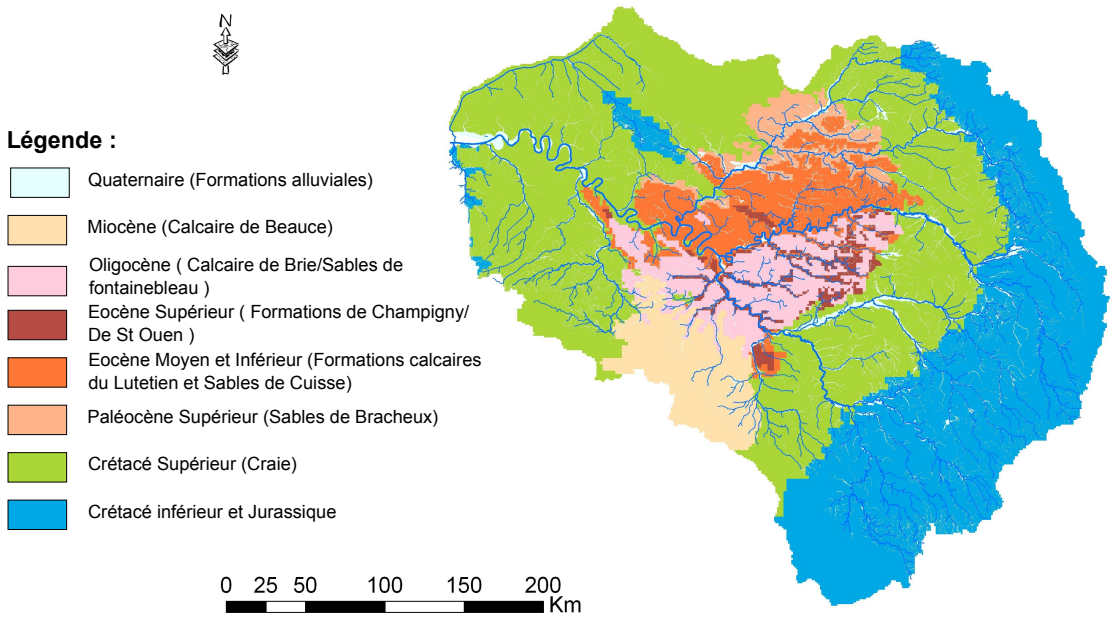



FIGURE 3.15 – Carte géologique des formations représentées dans le modèle Seine.

— la couche des formations du Paléocène, représentant les formations sableuses de Bracheux (Thanetien),
— la couche de la nappe de la Craie, représentant les formations crayeuses du Crétacé supérieur (Sénonien, Turonien, Cénomanien).

Le système aquifère régional multi-couche du bassin de la Seine est représenté par 72 596 éléments de calcul organisés en 7 couches. La résolution du modèle régional varie de 3.2 * 3.2 km à 50*50m. Le raffinement a été réalisé à proximité du réseau hydrographique principal.

La paramétrisation du modèle souterrain est présenté en annexe C. La calibration du modèle souterrain est abordée au chapitre 4. D'autre part, la méthodologie de définition de la géométrie de l'aquifère alluvial sur le bassin de la Seine est décrite au chapitre 6. La géométrie des autres formations modélisées par ce module a été définie grâce aux données BRGM (Bel et al., 2012).

#### 3.4.2.2.2 Initialisation et conditions limites

Les conditions aux limites du modèles souterrain sont de type flux nuls à la base des formations crétacé. Les flux entre les formations aquifères du Lias à l'Albien et les formations du Crétacé supérieur sont négligés. Aux frontières Sud et Nord du modèle, au niveau de la rivière de la Somme (au Nord du bassin) et de la Loire (au Sud du bassin), une condition de Dirichlet (potentiel imposé) est appliquée. La charge imposée est définie à partir du MNT à 25m. Ailleurs sur ces frontières Sud et Nord, une condition de flux nuls est imposée. Sur les franges Est et Ouest du bassin une condition de flux nul est imposée. Les échanges entre le bassin et l'océan (à l'ouest), ainsi qu'entre le bassin et les formations du socle (à l'est) sont donc négligés. D'autre part, afin de déterminer les charges initiales pour la simulation du modèle couplé en régime transitoire, une simulation en régime permanent du modèle souterrain a été effectuée. Pour la simulation en régime permanent, le réseau hydrographique au niveau duquel les échanges nappe-rivière sont simulés (Fig 3.13) constitue une condition limite de charge imposée. Les charges imposées le long du réseau hydrographique ont été déterminées à partir du MNT à 25m. De plus, la recharge moyenne calculée à partir de la simulation du modèle de surface sur une période de

17 ans est appliquée sur la surface du modèle.

### 3.4.3 Représentation explicite 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.

#### 3.4.3.1 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 1/50 000. 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. 3.15).

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$^2$. 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$^2$.

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 rencontrées a été réalisé sur le domaine de la Bassée (Deleplancque 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.

#### 3.4.3.2 Estimation de l'épaisseur des plaines alluviales par krigeage

Les données ponctuelles ont ensuite été interpolées par krigeage (Chilès and Delfiner, 1999; Journel, 1986; Matheron, 1955) 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 est présenté dans Deleplancque et al. (2013); Labarthe et al. (2014).

Les résultats présentés dans cette partie mettent en œuvre une procédure d'automatisation des fonctionnalités du package R Rgeostats. La méthode présentée permet d'être appliquée rapidement et de traiter un nombre de données important. Néanmoins, les incertitudes d'estimation induites par cette méthodologie pourront être précisées ultérieurement.Dans la suite du mémoire, l'hypothèse qu'elles sont négligeables au regard des incertitudes liées à la paramétrisation des interfaces nappe-rivière régionales est faite.

10 unités hydrographiques (Fig. 3.16) ont été distinguées. Chaque unité est homogène en termes de largeur de plaine alluviale et de débit en rivière. L'interpolation a ensuite été réalisée de manière indépendante sur chacune des unités hydrographiques.

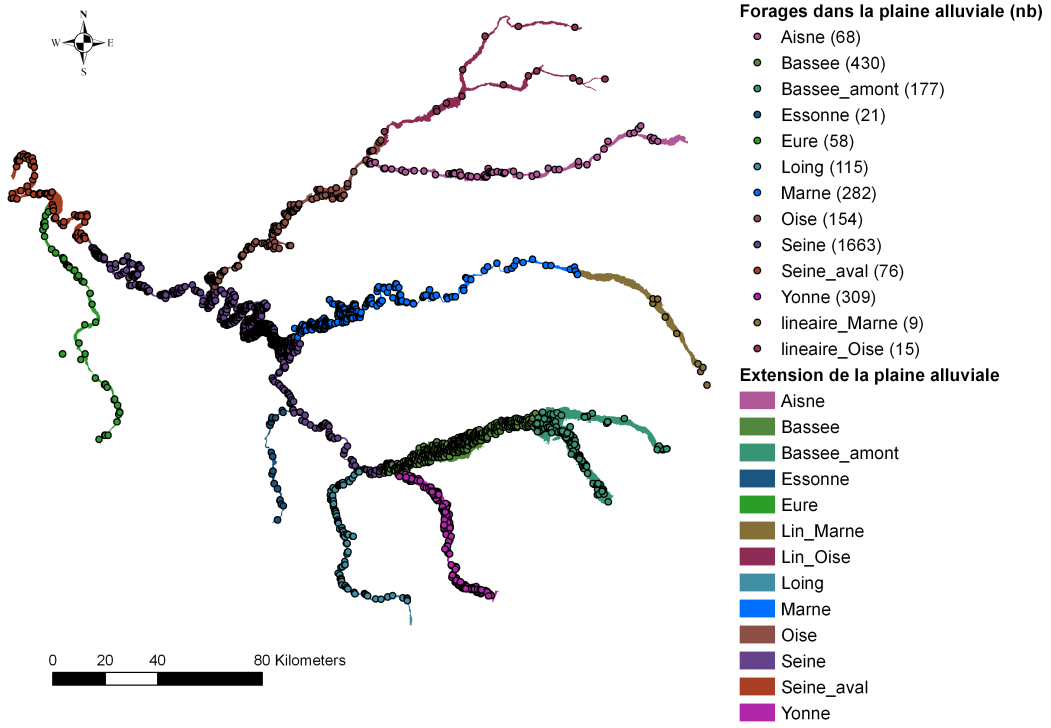



FIGURE 3.16 – Répartition des forages par unités hydrographiques

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 (Fig. 3.17). Dans un premier temps, une grille régulière de 100m de côté est ajustée aux données.

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, 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 les directions perpendiculaires à la direction principale sont aussi calculés. La direction principale de calcul du variogramme est incrémentée de 12.5° entre 0 et 45° N afin de parcourir l'ensemble des directions. 5 modèles variographiques sont ainsi ajustés. Un modèle variographique est ajusté au variogramme expérimental omnidirectionel et 4 modèles sont ajustés aux variogrammes directionels.

Afin de choisir le meilleur modèle variographique parmi les 5 variogrammes ajustés, une validation croisée des 5 modèles est réalisée (Chilès and Delfiner, 1999). La validation croisée consiste à supprimer

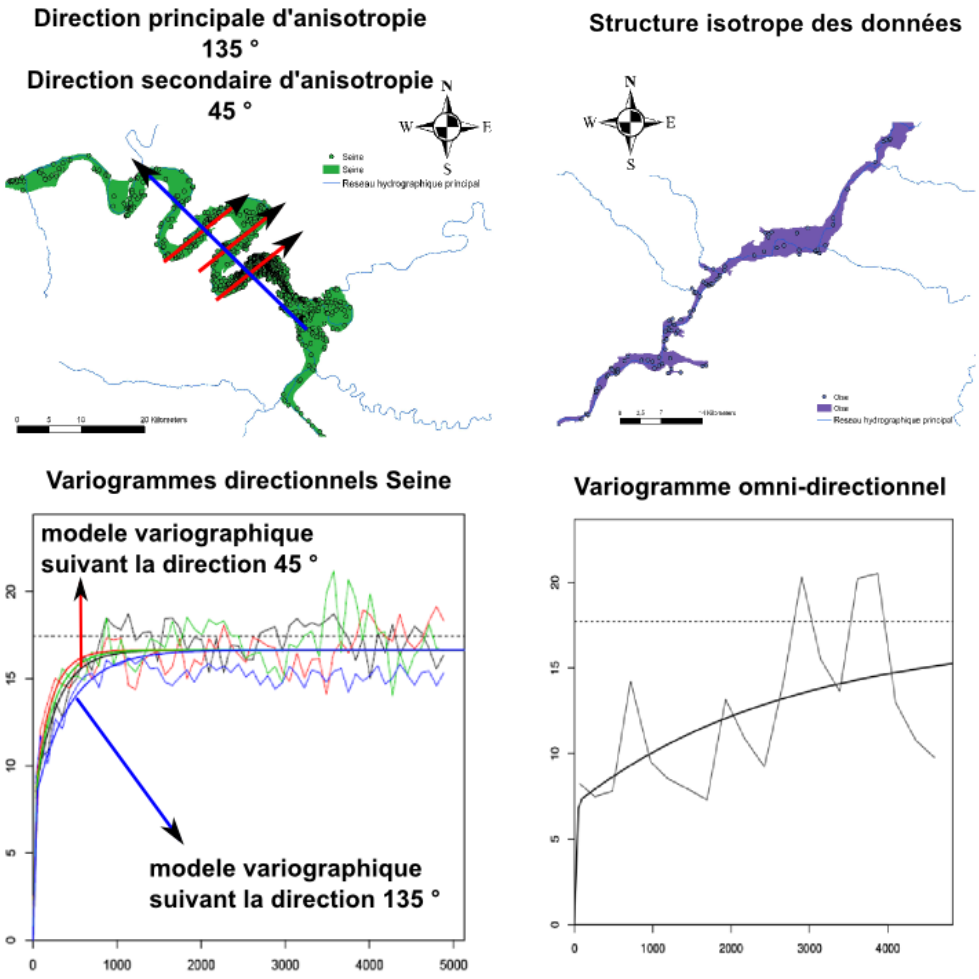



FIGURE 3.17 – Exemples de résultats de sélection automatique de modèle variographique par unité hydrographique

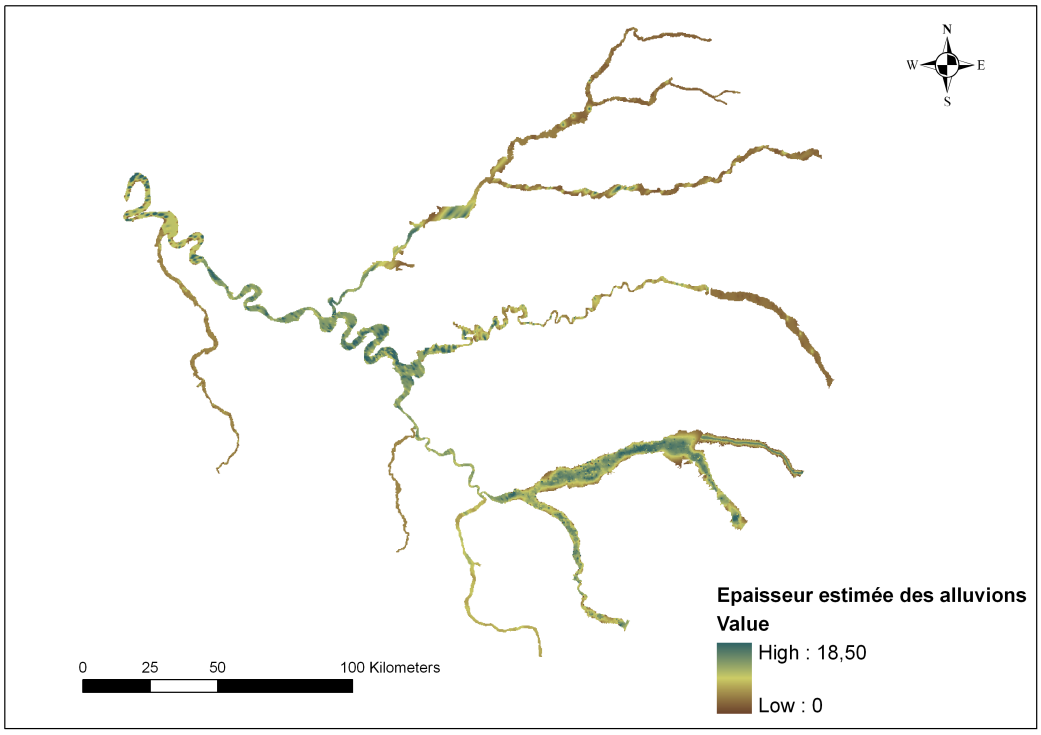



FIGURE 3.18 – Estimation des épaisseurs d'alluvions par zone hydrographique et épaisseur moyenne associée au tronçon

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. Ainsi afin de sélectionner le modèle variographique optimal parmi les 5 variogrammes ajustés une fonction objectif leur est attribuée. Elle est définie comme la somme des carrés de la moyenne et de la variance des erreurs d'estimation issues de la validation croisée. Le variogramme minimisant cette fonction objectif est sélectionné. Un modèle variographique est ainsi défini sur chaque zone traitée.

Finalement, l'estimation de l'épaisseur des alluvions permet aussi de reproduire la géométrie de l'interface nappe-rivière à l'échelle des aquifères régionaux. Elle a été construite par soustraction de l'épaisseur estimée des alluvions en référence à un modèle numérique de terrain (Fig. 3.18), en l'occurrence ici le MNT IGN 25m agrégé à 100 m.

Si cette méthodologie présente un avantage certain en terme de rapidité et de nombre de données traité, la précision de l'estimation obtenue peut être améliorée. Cette estimation peut être améliorée d'une part par la définition de zones de krigeage plus homogènes. En effet, cet algorithme d'automatisation ne prend pas en compte la disposition des observations dans la plaine alluviale. Par exemple, la zone de krigeage de l'Yonne (Fig. 3.16) aurait pu être divisée en deux zones distinctes séparant la plaine alluviale à l'amont principalement orientée Est-Ouest de celle à l'aval principalement orientée Nord-Sud. Cette distinction aurait potentiellement permis à l'algorithme d'automatisation de mieux représenter l'anisotropie géométrique de la plaine alluviale. D'autre part, l'efficacité de cet algorithme d'automatisation est optimal uniquement si le nombre de données est suffisant et réparti de manière homogène dans la plaine alluviale. Dans le cas contraire cet algorithme peut passer à côté de la structure réelle de la géométrie que nous cherchons à estimer. Pour finir, cet algorithme d'automatisation

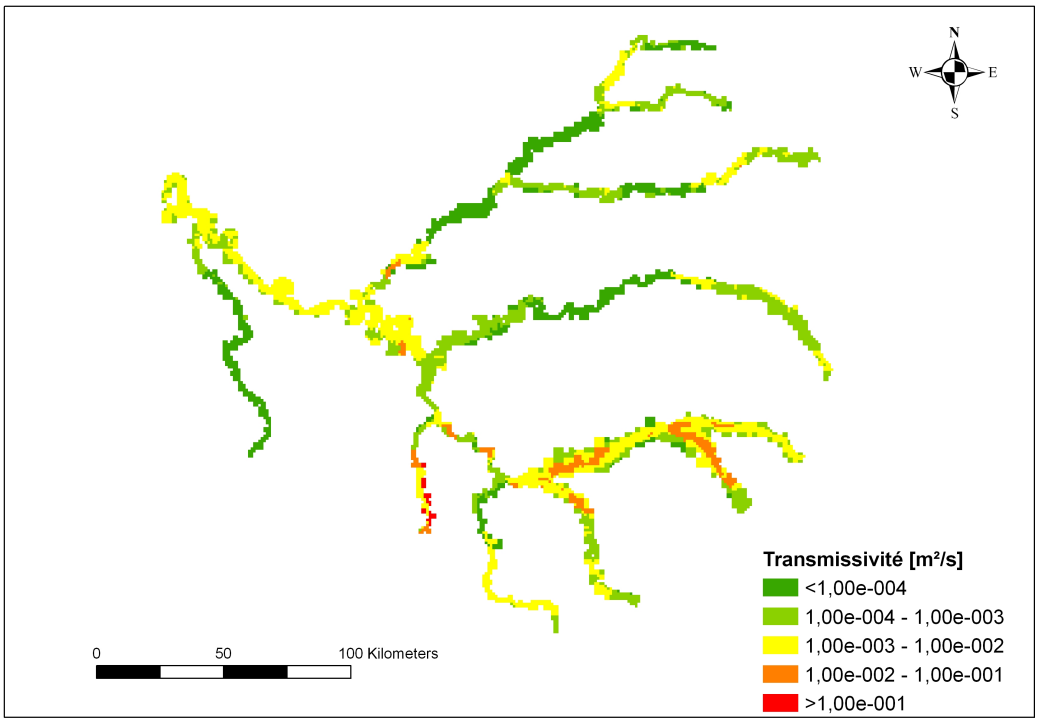



FIGURE 3.19 – Champ de transmissivités de l'aquifère alluvial

pourra par la suite être amélioré par exemple par la prise en compte des distances linéaires le long du cours d'eau dans le calcul du variogramme expérimental. Il s'agit cependant d'une première estimation robuste de l'épaisseur du corridor alluvionnaire, indispensable à la mise en oeuvre d'une modélisation plus poussée du fonctionnement des interfaces nappe-rivière à l'échelle régionale.

#### 3.4.3.3 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 :

$$T_{all} = \frac{(1+\frac{1}{\alpha})T_{aq}E_{all}}{\frac{2}{\alpha}E_{aq}} \tag{3.1}$$

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. 3.19) présente trois zones de forte transmissivité (supérieure à 0.001 $m^2.s^{-1}$) : 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.

# Chapitre 4

# Estimation des flux régionaux par calibration en deux étapes

**Résumé :**
Comme nous l'avons vu précédemment, les échanges nappe-rivière sont en premier lieu contraints par les flux régionaux au sein de l'hydrosystème. Des modèles couplés simulant conjointement les processus de surface et souterrains (voir sect. 2.2.2 p. 15 pour plus de détails) peuvent être utilisés afin d'estimer les flux au sein l'hydrosystème. Toutefois, la validation de ces flux demeure problématique. En effet, les paramètres souterrains (ou de sub-surface) dépendent des processus d'infiltration de la pluie efficace et donc des paramètres de surface qui permettent de les caractériser. Cette dépendance peut entraîner un problème d'équifinalité dans l'estimation des flux au sein de l'hydrosystème. D'autre part, aucune méthodologie de calibration des modèles couplés n'a été à ce jour clairement définie. La méthode proposée ici est une méthode en deux étapes qui simplifie et améliore notablement la méthodologie de calibration en boucles imbriquées de Flipo et al. (2012). La première étape consiste à calibrer les paramètres de surface. L'optimisation est réalisée par minimisation d'une fonction objectif multiple, à base physique (PBMF). Cette fonction objectif est hybride, elle regroupe une moyenne de débits observés en rivière et une chronique de débits estimés correspondant au ruissellement de surface. La minimisation de cette fonction objectif permet, a minima, l'estimation non-biaisée de l'évapotranspiration, de la recharge et du ruissellement sur l'hydrosystème. Durant la seconde étape, les paramètres souterrains sont calibrés conditionnellement à l'estimation de la recharge effectuée lors de la première étape. Finalement, cette méthode de calibration des modèles d'hydrosystème permet une définition cohérente de l'ensemble des flux au sein de l'hydrosystème.

Cette méthode a été appliquée au modèle couplé de l'hydrosystème Seine. Ce modèle permet de simuler le bilan hydrique de surface, les écoulements de subsurface ainsi que les interactions entre le compartiment de surface et le compartiment souterrain. Les paramètres optimaux obtenus via cette méthodologie d'optimisation permettent de reproduire l'hydrologie contrastée du bassin de la Seine et de reproduire le bilan hydrique moyen de l'hydrosystème. La procédure en deux étapes est comparée à une méthode "essais-erreurs" initialement appliquée au modèle historique de l'hydrosystème. La comparaison illustre le problème d'équifinalité de l'estimation des flux au sein de l'hydrosystème ainsi que l'efficacité de la calibration en deux étapes.

## Matériel de référence

Ce chapitre s'appuie sur un article soumis à Water Ressources Research une version provisoire est fournie en annexe D.1.

## 4.1 Introduction : état de l'art de la calibration de modèles d'hydrosystèmes

Les échanges nappe-rivière au sein de l'hydrosystème sont contraints en premier lieu par les flux régionaux convergeant vers le réseau hydrographique. Afin d'estimer ces flux, des modèles couplés simulant conjointement les processus de surface et les processus souterrains peuvent être utilisés (voir sect. 2.2.2, p. 15). Ces modèles permettent de décrire l'ensemble des flux au sein de l'hydrosystème : les flux souterrains, les flux de surface et les flux aux interfaces. Toutefois, la validation des résultats fournis par ces modèles demeure problématique vu qu'à ce jour, aucune méthodologie n'a été formalisée afin de conduire leur calibration (Flipo et al., 2012). En effet, la calibration de modèles d'hydrosystème diffère des calibrations de modèles hydrologiques ou hydro-géologiques. Elle diffère par le nombre de paramètres à estimer, les paramètres de l'interface nappe-rivière devant être calibrés en plus des paramètres de surface et souterrains traditionnellement estimés au cours de l'optimisation séparée de modèles hydrologiques ou hydro-géologiques. Elle diffère avant tout par la forte dépendance existant entre les paramètres souterrains et les paramètres de surface. Les modèles d'hydrosystèmes permettent, en effet, de simuler les processus d'infiltration à la surface de l'hydrosystème. Dès lors, ils expriment de manière explicite la recharge du compartiment souterrain. Cette condition limite du compartiment souterrain conditionne fortement les paramètres décrivant l'évolution de la charge piézométrique au sein de l'hydrosystème (Mazzilli et al., 2010). D'un autre côté, les paramètres de surface sont le plus souvent calibrés par comparaison aux débits observés en rivière qui dépendent des échanges nappe-rivière, et donc aussi des paramètres souterrains. Cette dépendance entre les paramètres de surface et les paramètres souterrains rend la calibration de modèles d'hydrosystème particulièrement incertaine (Beven, 2006; Hunt et al., 2007; Schellart et al., 2010), et peut être responsable d'une estimation biaisée du bilan hydrique de l'hydrosystème.

### 4.1.1 Calibration itérative des hydrosystèmes

Afin de prendre en compte la dépendance entre les paramètres de surface et les paramètres souterrains dans la calibration de modèles couplés, Flipo et al. (2012) adoptent une calibration itérative des modèles d'hydrosystèmes. Cette méthode propose une calibration successive des paramètres de surface et des paramètres souterrains jusqu'à ce qu'un équilibre du système soit atteint. Cet équilibre est atteint lorsque les charges piézométriques et les débits en rivière sont reproduits conjointement par le modèle. Cette procédure itérative permet d'introduire de manière implicite les flux aux interfaces (recharge et échanges nappe-rivière) dans la boucle de calibration. En effet, à chaque itération les paramètres de surface sont modifiés, fournissant une nouvelle valeur de recharge qui sert alors de condition limite pour la calibration des paramètres souterrains et des paramètres de l'interface nappe-rivière (Fig. 4.1).

Cette méthode pose les bases d'une calibration de modèles d'hydrosystème qui ne vise pas uniquement à reproduire des variables d'état observées mais l'ensemble des processus interdépendants se développant au sein du système. De plus, cette méthodologie est particulièrement flexible, elle n'est pas soumise au type d'optimisation mis en place pour la calibration des paramètres de surface et souterrain. Toutefois, même si cette méthodologie a montré son efficacité dans la calibration de modèles couplés, (Flipo et al., 2012; Pryet et al., 2015), des améliorations peuvent y être apportées. En effet, la convergence du processus itératif peut être longue et peut ainsi nécessiter un grand nombre de calibrations successives des paramètres souterrains et des paramètres de surface. D'autre part, cette méthode converge vers un optimum reproduisant les charges piézométriques et les débits observés de l'hydrosystème, mais dont la représentation du bilan hydrique peut s'avérer biaisée. La calibration en deux étapes a été développée afin, notamment, de répondre à ces problèmes. De plus, elle ouvre la voie à la simplification de l'utilisation des modèles couplés par un grand nombre d'utilisateurs.

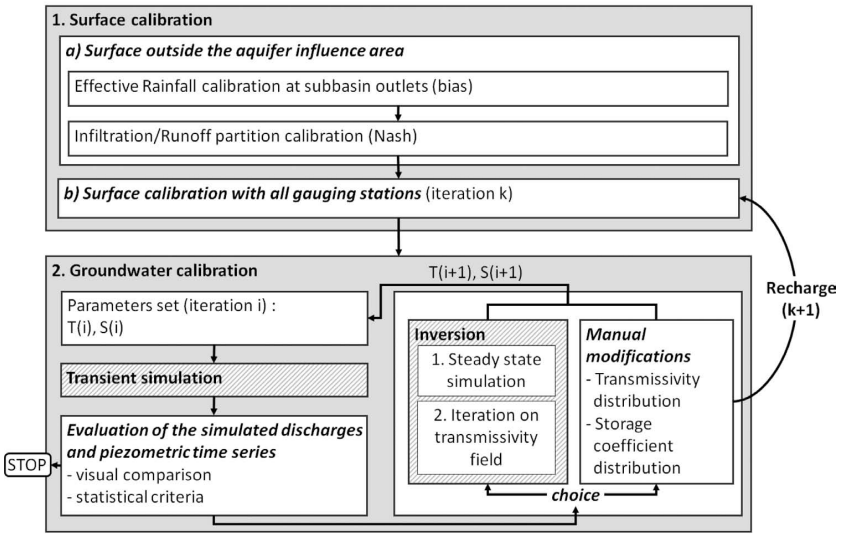



FIGURE 4.1 – Schéma explicatif de la méthode de calibration itérative des hydrosystèmes d'après Flipo et al. (2012)

### 4.1.2 Calibration en deux étapes des hydrosystèmes

La calibration en deux étapes (Fig. 4.2) est une adaptation de la méthode itérative, en boucles imbriquées, proposée par Flipo et al. (2012); Flipo (2013). La première étape est une calibration des paramètres de surface visant à reproduire spatialement une recharge en aquifère non-biaisée. Une fois les paramètres de surface estimés, les paramètres souterrains peuvent être calibrés. Dans la méthode de calibration en deux étapes, l'étape critique correspond à l'étape de calibration des paramètres de surface qui doit assurer une définition optimale de la recharge en aquifère.

De nombreuses méthodes sont proposées dans la littérature afin de calibrer les paramètres de surface (Flipo et al., 2012). Ces méthodes peuvent être basées sur l'estimation du maximum de vraisemblance (Beven and Cloke, 2012), sur l'estimation de l'incertitude de vraisemblance (Freer et al., 1996), sur la minimisation de fonctions objectifs multiples (Yapo et al., 1998) ou sur des méthodes de régularisation (Pokhrel et al., 2008). Toutefois, l'ensemble des méthodes proposées visent à reproduire les débits observés en rivière quand les modèles utilisés ne définissent pas de manière explicite les échanges nappe-rivière. Afin de remédier à ce problème conceptuel certaines publications montrent l'importance d'introduire des observations annexes permettant de représenter les flux en aquifère et l'infiltration pour mener la calibration des paramètres de surface. Ces données annexes peuvent être une estimation du baseflow (Lo et al., 2009) ou des données piézométriques (Lamb et al., 1998). La technique de calibration développée ici s'appuie sur une simulation des processus de surface uniquement. Une donnée annexe du débit moyen observé en rivière est intégrée dans le processus d'optimisation afin de prendre en compte de manière adéquate les processus d'infiltration sur l'hydrosystème. Une fonction objectif multiple basée sur des processus physiques est ainsi proposée (Yilmaz et al., 2008). Cette fonction peut être divisée en plusieurs composantes représentant les processus de surface (évapotranspiration, infiltration et ruissellement). La minimisation de cette fonction objectif multiple basée sur des processus physiques (PBMF pour "Process-Based Multi-objective Function") reflète la reproduction par le modèle du bilan hydrique de surface.

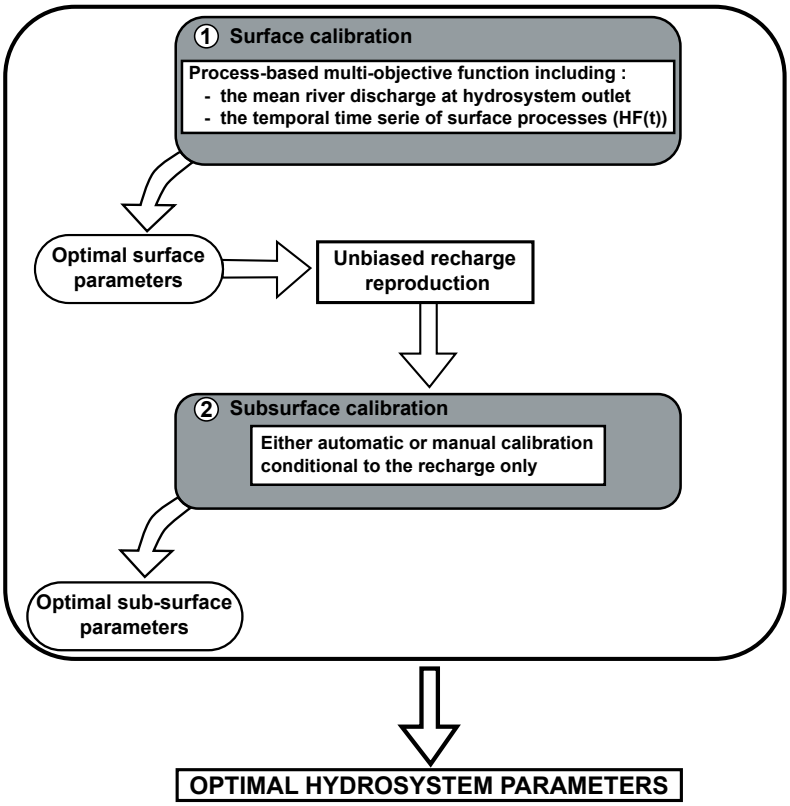



FIGURE 4.2 – Schéma explicatif de la méthode de calibration en deux étapes

## 4.2 Méthodologie d'optimisation des paramètres de surface

Afin de construire la PBMF, il sera montré que l'utilisation d'un modèle simulant uniquement les processus de surface (sans modéliser les flux souterrains) est suffisante pour clore le bilan hydrique moyen de l'hydrosystème, suivant une séparation d'hydrogramme appropriée. La minimisation de cette fonction objectif hybride respectant la fermeture du bilan de masse de l'hydrosystème permet l'estimation de paramètres de surface assurant une estimation correcte de la recharge et de l'évapotranspiration. L'établissement du bilan hydrique s'appuie sur des observations de l'état hydrique de l'hydrosystème.

### 4.2.1 Mesure des variables d'état d'un hydrosystème

L'observation des hydrosystèmes régionaux permet de quantifier ponctuellement l'état hydrique des compartiments de l'hydrosystème. Pour cela, trois enregistrements sont le plus souvent utilisés :

- les mesures de la pluviométrie et de la température permettent de caractériser l'état climatique de l'hydrosystème,
- la mesure de débit permet de caractériser les processus opérant essentiellement à la surface de l'hydrosystème,
- la mesure des niveaux piézométriques permet de décrire l'évolution de la partie souterraine de l'hydrosystème.

L'utilisation de ces observations en agronomie, en hydrologie et hydrogéologie depuis de nombreuses années (les observations de débits de la Seine à Paris débutent par exemple au $19^{eme}$ siècle) a permis l'établissement de bases de données accessibles gratuitement sur internet. Concernant les bases de données françaises, on peut citer : le Système d'information pour la gestion des eaux souterraines

(SIGES) mise à jour par le BRGM qui recense les chroniques piézométriques ou la banque Hydro gérée par le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations qui recense les données de débit et de hauteur d'eau. Les données climatiques fournies par Météo France sont le plus souvent payantes. La facilité d'accès à ces données hydrologiques sur de larges portions de territoire a permis la démocratisation de l'étude des hydrosystèmes.

Ainsi, ces mesures permettent de caractériser l'état hydrique des compartiments de l'hydrosystème. Les données climatiques et de débit permettent de caractériser le compartiment de surface, les données de piézométrie et le compartiment souterrain. Les flux à l'interface nappe-rivière sont, quant à eux, partiellement caractérisés par l'observation conjointe de la piézométrie proche rivière et par les débits. L'ensemble de ces observations permettent d'établir le bilan hydrique de l'hydrosystème.

### 4.2.2 Le bilan hydrique de l'hydrosystème

Le bilan hydrique de l'hydrosystème, sur une surface donnée pendant un intervalle de temps $\Delta t$, peut être exprimé de la manière suivante :

$$p(t) - aet(t) = q_{out}(t) - q_{bound}(t) + \Delta s_{riv}(t) + \Delta s_{sub}(t) \tag{4.1}$$

avec $p(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] la pluviométrie, $aet(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] l'évapotranspiration réelle, $q_{out}(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] le débit en rivière à l'exutoire de l'hydrosystème, $q_{bound}(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] le débit souterrain aux limites de l'hydrosystème, $\Delta s_{riv}(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] la variation de stock en rivière et $\Delta s_{sub}(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] la variation de stock dans la partie souterraine.

Le bilan de masse souterrain peut quant lui s'écrire :

$$\Delta s_{sub}(t) = q_{bound}(t) + r(t) - bf(t) \tag{4.2}$$

avec $\Delta s_{sub}(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] la variation de stock dans la partie souterraine, $q_{bound}(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] le débit souterrain aux limites de l'hydrosystème, $r(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] la recharge en aquifère et $bf(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] le débit de base en rivière.

Si on considère un hydrosystème concordant avec son bassin versant de surface, compte tenu de la corrélation entre la topologie et les charges piézométriques dans la partie souterraine, les bassins de surface et souterrains correspondent (Tóth, 1962). Les flux souterrains aux frontières (latérales et sous-jacentes) de l'hydrosystème peuvent alors être négligées ($q_{bound}(t) = 0$). De plus, la conceptualisation des processus générant le débit en rivière permet de séparer $q_{out}(t)$ de la manière suivante :

$$q_{out}(t) = bf(t) + hf(t) \tag{4.3}$$

avec, $q_{out}(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] le débit en rivière à l'exutoire de l'hydrosystème, $bf(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] le débit de base en rivière et $hf(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] la composante haute fréquence du débit en rivière qui correspond au ruissellement dans la plupart des modèles de surface (Getirana et al., 2013; Vergnes and Decharme, 2012; Zaitchik et al., 2008).

Les variables climatiques sont à l'origine des flux de surface et des flux souterrains. De ce fait, les fluctuations climatiques de grande ampleur, induisent des variations périodiques des stocks dans les compartiments de surface et souterrains sur de longues périodes de temps (Massei et al., 2010; Flipo et al., 2012). Toutefois, en l'absence de tendance à long terme, ces variations de stock sont stationnaires sur les périodes climatiques pluri-annuelles, comme celles décrites par l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) (Flipo et al., 2012). La variation de stock sur de telles périodes peut donc être

négligée. L'intégration de $\Delta s_{sub}(t)$ sur ces périodes climatiques majeures peut donc être considérée nulle.

Dès lors, le système d'équation (Eq. 4.1, Eq. 4.2 et Eq.4.3 ) représentant le bilan de masse de l'hydrosystème, peut être simplifié en les intégrant sur une période de temps correspondant aux fluctuations climatiques majeures du système étudié.

L'équation 4.1 donne :

$$\overline{P} - \overline{AET} = \overline{Q_{out}} \tag{4.4}$$

avec $\overline{P}$ [m$^3$ s$^{-1}$] la précipitation moyenne sur l'hydrosystème durant la période climatique, $\overline{AET}$ [m$^3$ s$^{-1}$] l'évapotranspiration moyenne durant la période climatique et $\overline{Q_{out}}$ [m$^3$ s$^{-1}$] le débit moyen en rivière à l'exutoire de l'hydrosystème durant la période climatique.

L'équation 4.2 devient :

$$\overline{R} = \overline{BF} \tag{4.5}$$

avec $\overline{R}$ [m$^3$ s$^{-1}$] la recharge moyenne sur l'hydrosystème durant la période climatique et $\overline{BF}$ [m$^3$ s$^{-1}$] le débit de base moyen durant la période.

Pour finir, l'équation 4.3 s'écrit :

$$\overline{Q_{out}} = \overline{R} + \overline{HF} \tag{4.6}$$

avec $\overline{Q_{out}}$ [m$^3$ s$^{-1}$] le débit moyen en rivière à l'exutoire de l'hydrosystème durant la période climatique et $\overline{HF}$ [m$^3$ s$^{-1}$] la composante haute fréquence moyenne du débit en rivière.

Le bilan de masse de l'hydrosystème peut donc être simplifié sur la période climatique, il est représenté par seulement deux équations (Eq. 4.4 and Eq. 4.6). Les données de précipitations peuvent être obtenues spatialement (en utilisant un ensemble de stations pluviométriques et des techniques d'interpolation ou par différentes bases de données) et les débits en rivière peuvent être observés aux stations de jaugeage. A partir de ces observations, l'évapotranspiration moyenne $\overline{AET}$ sur la période climatique peut être directement calculée (Eq. 4.4). De plus, suivant une séparation d'hydrogramme appropriée, $hf(t)$ peut être estimé. La recharge moyenne durant la période climatique peut ainsi être calculée (Eq. 4.6) et donc, le bilan hydrique de l'hydrosystème dans son ensemble peut être défini à partir de variables de surface seulement.

### 4.2.3 Distribution spatiale et dynamique temporelle du bilan hydrique de l'hydrosystème

Le bilan de masse cumulé de l'hydrosystème peut être caractérisé à partir de variables de surface sur une période de temps correspondant aux fluctuations climatiques principales. Il convient à présent d'étudier ce bilan sur une échelle spatio-temporelle plus courte afin de le distribuer spatialement et temporellement.

#### 4.2.3.1 Distribution spatiale du bilan hydrique

Afin de distribuer spatialement le bilan de masse moyen de l'hydrosystème, l'hydrosystème peut être divisé en sous-bassins, sur lesquels, compte tenu des flux emboîtés au sein de l'hydrosystème, l'unicité des bassins de surface et souterrains peut encore être supposée. L'hypothèse de flux emboîtés est valide au sein de bassins sédimentaires non karstifiés. En effet, Tóth (1962) montre que dans ce

cas, la majorité des flux en rivière provient de flux souterrains et que la charge en aquifère est corrélée à la topographie du bassin. Dès lors, au sein d'un hydrosystème sédimentaire, l'ensemble des affluents jaugés du réseau hydrographique principal peut être considéré comme des sous-bassins. Sur ces sous-bassins, le bilan hydrique peut être résolu comme précédemment. La distribution spatiale des valeurs non-biaisées d'évapotranspiration et de recharge peut donc être évaluée.

#### 4.2.3.2 Dynamique temporelle du bilan hydrique

Afin de définir la dynamique temporelle du bilan hydrique de l'hydrosystème, comme les échanges nappe-rivière ne sont pas directement définis par la plupart des modèles hydrologiques, seuls les processus de surface sont ici pris en compte. Le bilan de surface peut s'écrire en combinant Eq. 4.1 et Eq. 4.2 de la manière suivante :

$$p(t) - aet(t) = hf(t) + r(t) + \Delta s_{riv}(t) \tag{4.7}$$

Comme les précipitations peuvent être observées et que $ht$ peut être estimé par séparation d'hydrogramme, cette équation présente deux inconnues. Elle ne peut donc pas être résolue seule. Le problème inverse du bilan de surface peut donc être qualifié de "mal posé". Malgré tout, l'optimisation des paramètres dans ce contexte peut être conduite et des paramètres reproduisant les observations de $hf(t)$ peuvent être estimés. Cependant, compte tenu du caractère non clos de l'équation à inverser, il existe une potentielle compensation entre les paramètres de recharge et d'évapotranspiration afin de reproduire une même réponse hydrologique. L'unicité des valeurs de $aet(t)$ et $r(t)$ n'est donc pas assurée. L'ajout des conditions de fermeture du bilan de masse de l'hydrosystème moyen (Eq. 4.4 et Eq. 4.6) dans la procédure d'optimisation, permet de contraindre l'estimation des paramètres de sorte que, a minima, l'unicité de $\overline{AET}$ et $\overline{R}$ soit vérifiée. Ainsi, suivant une séparation d'hydrogramme appropriée, les paramètres estimés par cette procédure d'optimisation contrainte, permettent de reproduire des valeurs non-biaisées de recharge en aquifère et d'évapotranspiration, tout en reproduisant le signal haute fréquence du débit en rivière. Ainsi, fort de la connaissance des processus de surface, l'optimisation proposée ici permet d'estimer les termes du bilan hydrique (cycle de l'eau) de manière non-biaisée.

### 4.2.4 Définition de la fonction objectif

Les procédures d'optimisation des paramètres sont basées sur la minimisation d'une fonction objectif. La minimisation de cette fonction est sensée valider la reproduction d'un processus par un modèle et donc de permettre la paramétrisation de ce dernier. La fonction objectif définie ici contrôle l'estimation par le modèle des termes du cycle de l'eau. La fonction objectif doit donc répondre à deux objectifs principaux :

- respecter les conditions de fermeture du bilan hydrologique moyen de l'hydrosystème (Eq. 4.4 et Eq. 4.6),
- assurer la reproduction de la dynamique temporelle du bilan de surface (Eq. 4.7).

La combinaison de ces deux objectifs permet de définir la fonction objectif multiple à base physique (PBMF pour "Process-Based Multi-objective Function"). Chacun des composants de la PBMF contrôle la reproduction des processus du bilan hydrique de surface ($AET$, $R$ and $HF$). La minimisation de la PBMF permet ainsi une reproduction adéquate de l'infiltration, de l'évapotranspiration et du ruissellement sur l'hydrosystème.

La PBMF est construite à partir de deux types de données : la moyenne des débits observés en rivière ($\overline{Q_{out}}$) ainsi que le signal haute fréquence du débit en rivière ($hf(t)$). Il est nécessaire de n'introduire que ces deux variables car si $hf(t)$ est reproduite par le modèle, alors $\overline{HF}$ le sera forcément aussi et

donc l'équation 4.6 sera vérifiée. D'autre part, afin de distribuer spatialement les paramètres de surface et ainsi de reproduire la variabilité du bilan hydrique sur l'hydrosystème, plusieurs points de mesure doivent être combinés au sein de la PBMF. Ainsi, la PBMF est calculée à chaque station de jaugeage comme la somme de :

— l'erreur quadratique entre les débits moyens en rivière observés et simulés (une valeur simulée et une valeur observée à chaque station par simulation ) : $\Phi_{discharge}$

— l'erreur quadratique entre les valeurs de $hf(t)$ simulées et estimées par séparation d'hydrogramme (N valeurs simulées et N valeurs estimées à chaque station par simulation, N étant le nombre d'observations) : $\Phi_{hf}$

$$\Phi_{mlt} = \Phi_{discharge} + \Phi_{hf} \tag{4.8}$$

Les deux composantes de la fonction objectif sont pondérées de sorte que la partie haute fréquence ($\Phi_{hf}$) et la partie débit moyen ($\Phi_{discharge}$) de la fonction objectif aient la même importance durant le processus d'optimisation. D'autre part, les stations à l'amont et les stations à l'aval de l'hydrosystème, choisies afin de distribuer les paramètres doivent contribuer de manière identique à la fonction objectif. Une pondération inversement proportionnelle à la valeur moyenne du débit a donc été appliquée à chacune des stations. De plus, afin de diminuer la variance des observations, 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. Pour finir, $\Phi_{hf}$ comporte $N_{obs} \times N$ termes quand $\Phi_{discharge}$ en comporte seulement $N_{obs}$. $\Phi_{discharge}$ a donc été multiplié à chaque station par le nombre de termes ($N$) dont est composé $\Phi_{hf}$. Ainsi, l'ensemble des termes de la PBMF sont pondérés de manière proportionnelle.

La PBMF est donc définie comme :

$$\begin{aligned}\Phi_{mlt} = &\sum_{i=0}^{N_{obs}} \left( \sum_{j=0}^{N_i} (w_i^2 (log(HF_j^{sim}) - log(HF_j^{obs}))^2) \right) \\ &+ \sum_{i=0}^{N_{obs}} \left( N_i (w_i^2 (log(\overline{Q_{out_i}}^{sim}) - log(\overline{Q_{out_i}}^{obs}))^2) \right)\end{aligned} \tag{4.9}$$

avec $N_{obs}$ le nombre de points d'observation, $N_i$ le nombre d'observations au point i$^{th}$ et $w_i$ est le poids appliqué au point i$^{th}$ égal à $\frac{1}{log(\overline{Q_{out_i}}^{obs})}$.

Afin de définir la fonction objectif, une estimation du signal haute fréquence du débit en rivière est nécessaire.

### 4.2.5 Méthode de séparation d'hydrogramme

Les méthodes proposées dans la littérature permettent la décomposition des hydrogrammes afin d'exprimer la contribution des eaux souterraines au débit en rivière en un point donné du réseau hydrographique. Toutefois, la composante haute fréquence du débit en rivière peut être obtenue par soustraction du débit de base au débit total. La quantification du flux de base apporte une compréhension des processus générant le débit en rivière (Klaus and McDonnell, 2013). Les méthodes de quantification ont pour cela été particulièrement étudiées. Le flux de base peut être estimé par des méthodes expérimentales, numériques ou de filtres du signal en rivière.

Les méthodes expérimentales permettent de caractériser le flux de base à partir de mesures de terrain. La plupart des méthodes expérimentales usuelles sont présentées dans Hooper and Shoemaker

(1986); Klaus and McDonnell (2013). Ces techniques utilisent l'échantillonnage de traceurs géochimiques (Miller et al., 2014) ou isotopiques afin de caractériser le flux de base. Ces méthodes expérimentales fournissent des résultats fiables qui peuvent servir de référence (Gonzales et al., 2009), mais nécessitent le déploiement d'un dispositif important. Ainsi, l'échantillonnage régulier de l'écoulement de base à l'échelle régionale n'est pas, aujourd'hui techniquement réalisable (Cook, 2015).

L'utilisation de modèles numériques est une autre méthode permettant de caractériser le flux de base (Partington et al., 2012; Furey and Gupta, 2003), qui a servi dans certaines études de référence pour la validation de méthodes de séparation d'hydrogramme sur des bassins synthétiques. Toutefois, cette méthode dépend de la calibration du modèle numérique qui peut s'avérer incertaine (Beven, 2006).

Parmi les types de filtres disponibles dans la littérature on peut distinguer les filtres dits empiriques des filtres dits à base physique. Les filtres empiriques comme les filtres de détermination de minima locaux, les filtres à intervalles fixes ou glissants (Pettyjohn and Henning, 1979) peuvent fournir des estimations fiables du débit de base en comparaison de séparations numériques d'hydrogramme (Partington et al., 2012). Cependant, compte tenu du cadre heuristique qui a permis leurs développements, ces méthodes peuvent s'avérer moins efficaces en contexte opérationnel, lorsqu'elles sont appliquées à des bassins versants complexes (Gonzales et al., 2009).

Les filtres à base physique tentent de reproduire physiquement des processus hydrologiques. Ils peuvent être construits par linéarisation de la loi de Darcy en 1D, introduisant ainsi une relation directe entre l'emmagasinement et la contribution des écoulements souterrains au débit des cours d'eau, qui peut être linéaire (Chapman, 1999; Eckhardt, 2008) ou non linéaire (Wittenberg, 1999). D'autres filtres à base physique peuvent, quant à eux, être construits à partir de la linéarisation des équations de Boussinesq (Huyck et al., 2005; Troch, 2003) ou encore à partir de l'expression du bilan hydrique de l'hydrosystème (Furey and Gupta, 2003). La complexité de paramétrisation de certains filtres à base physique rend leur utilisation précaire. Par exemple, le filtre de Huyck nécessite la définition de 11 paramètres parmi lesquels la porosité de drainage ou la perméabilité moyenne sur le bassin versant (Huyck et al., 2005). D'un autre côté, le filtre de Furey requiert l'estimation de l'évapotranspiration réelle (Furey and Gupta, 2003). Finalement il serait peut être préférable de voir ces filtres comme des "modèles simplifiés" (Troch, 2003), dont l'application apparaît compliquée pour des hydrosystèmes régionaux où l'ensemble des paramètres n'est pas caractérisé.

Parmi les filtres simplifiés à base physique (les filtres d'Eckhardt, de Chapman et de Wittenberg), le filtre d'Eckhardt dépend de deux paramètres, dont la contribution maximale du base flow au débit en rivière qui nécessite une calibration. Cette calibration est réalisée à partir d'une séparation d'hydrogramme expérimentale (Eckhardt, 2008). De même, les paramètres du filtre de Wittenberg sont calibrés par comparaison du débit estimé et observé durant la période de récession (Wittenberg, 1994). Ainsi, la manière la plus appropriée de caractériser le flux de base en l'absence de dispositif expérimental et de mesures de propriétés hydrauliques, semble être via le filtre de Chapman.

#### 4.2.5.1 Le filtre de Chapman

Le filtre de Chapman émet l'hypothèse d'une relation linéaire entre l'emmagasinement et la contribution des écoulements souterrains au débit des cours d'eau durant la période de récession. Cette relation peut être déduite de l'équation de Darcy en 1D pour un aquifère confiné d'épaisseur constante (Chapman, 1999). Dans ces conditions, le débit en rivière durant la période de récession s'exprime de la manière suivante :

$$q_{out}(t) = q_0 e^{-\frac{1}{\tau}t} \tag{4.10}$$

avec $q_{out}(t)$ le débit en rivière durant la période de récession, $q_0$ le débit de la rivière au pic de crue, $\tau$ le temps de retour du stock en aquifère $[T]$ et $\alpha = e^{-\frac{1}{\tau}}$ le paramètre de récession.

Le filtre de Chapman respecte cette équation durant la période de récession, et suppose que durant cette période l'ensemble du débit en rivière est fourni par l'aquifère. Lors des événements pluvieux, Chapman (1996) propose la formulation suivante pour exprimer le flux de base :

$$bf(t) = \alpha \times bf(t-1) + (1-\alpha) \times hf(t) \tag{4.11}$$

avec $bf(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] le flux de base, $\alpha$ $[T^{-1}]$ le paramètre de récession et $hf(t)$ [m$^3$ s$^{-1}$] le ruissellement.

Finalement, si on remplace $hf(t)$ par le débit en rivière total, le filtre de Chapman s'écrit :

$$bf(t) = \frac{\alpha}{2-\alpha} bf(t-1) + \frac{1-\alpha}{2-\alpha} q_{out}(t) \tag{4.12}$$

## 4.3 Outils d'estimation des paramètres

La calibration en deux étapes présentée précédemment, a été appliquée au modèle couplé de l'hydrosystème Seine. Dans un premier temps, l'estimation des paramètres de ruissellement et d'infiltration est effectuée via l'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 de la fonction objectif $\Phi_m lt$. Pour cela, le logiciel regroupe plusieurs méthodes de minimisation d'une fonction objectif.

### 4.3.1 Modélisation inverse

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. 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 :

$$\Phi = \sum_{i=1}^{m} (w_i r_i^2) \tag{4.13}$$

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 Newton-Raphson autour d'un point $m_{prior}$ proche de la valeur de paramètres minimisant la fonction objectif. On obtient alors l'équation suivante :

$$g(m) \approx g(m_{prior}) + J(m - m_{prior}) \tag{4.14}$$

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. On pourra citer la méthode dite de "steepest descent". Cette méthode vise à définir la direction de plus grande pente minimisant la fonction objectif $S(textbfm)$. Pour cela le gradient de la fonction objectif est calculé autour d'un point $m_n$. La méthode des gradients utilise donc des informations locales afin d'optimiser la fonction objectif. D'autre part, cette méthode présuppose une densité de probabilité gaussienne des paramètres inversés.

Cette méthode n'est efficace que s'il existe peu d'optimums locaux (Tarantola, 1987; Doherty, 2010). Dans les cas de fortes non linéarités de la fonction de passage g, d'autres méthodes probabilistes, ne partant d'aucun présupposé sur l'expression de la densité de probabilité des paramètres inversés 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.

Parmi les méthodes permettant l'optimisation des paramètres de modèles fortement non linéaires, le procédé d'estimation par adaptation de la matrice de covariance (CMA-ES) (Hansen and Ostermeier, 2001; Hansen et al., 2003) est particulièrement efficace (Bayer and Finkel, 2007). Cette méthode a été appliquée dans les travaux d'optimisations présentés ici.

### 4.3.2 CMA-ES

Ce processus d'estimation itératif 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 $m_{prior}$ (noté $m^n$ dans l'équation 4.15). L'algorithme de minimisation est le suivant :

$$m^{n+1} = m^n + \lambda(H^{-1})^n \tag{4.15}$$

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.

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 and Ostermeier, 2001) ($H^{-1} \approx C_m$).
Ainsi, à une constante près, l'équation 4.15 peut être simplifiée de la manière suivante :

$$m^{n+1} = m^n + (C_m)^n \tag{4.16}$$

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 covariances $(C_m)^n$ et ainsi d'explorer de manière plus exhaustive la zone de l'espace des paramètres que définit la matrice de covariances. Pour finir, afin d'accélérer le processus d'optimisation, la matrice de covariances 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 :

$$m^{n+1} = \bar{m_\nu^n} + \sigma_\nu^n(N)(0, (C_{(m,\nu)})^n) \tag{4.17}$$

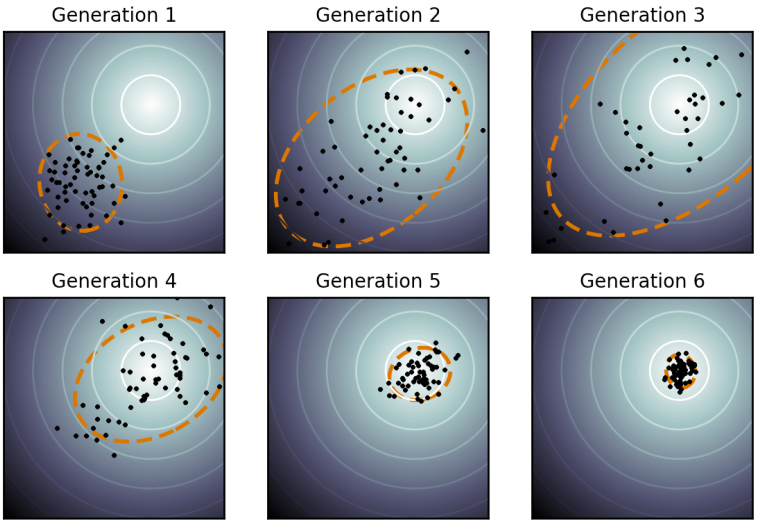



FIGURE 4.3 – Evolution des jeux de paramètres au cours d'une optimisation via CMA-ES. Les lignes noires correspondent aux iso-valeurs de la fonction objectif, les points noirs correspondent à la valeur de la fonction objectif pour chaque jeu de paramètres, l'ellipse en pointillés correspond à la sélection des meilleures fonctions objectifs. A la fin du processus d'optimisation, les jeux de paramètres caractérisent le contour de la fonction objectif optimale.

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 4.3 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. Le logiciel PEST a donc été utilisé pour l'optimisation des paramètres. Un ensemble de scripts de lancement permettant de faciliter l'utilisation de ce logiciel a été développé.

Ces méthodes d'optimisation sont particulièrement efficaces afin de déterminer des paramètres reproduisant une ou plusieurs chroniques d'observations. Toutefois, lorsque le nombre de paramètres à estimer est important et que la résolution du modèle direct est particulièrement longue, ces méthodes peuvent induire un coût de calcul important voire prohibitif dans certains cas (Flipo et al., 2012). Des méthodes d'optimisation nécessitant une puissance de calcul plus restreinte peuvent être adoptées. Parmi ces méthodes, la méthode d'optimisation par estimation successive des flux (Pasquier and Marcotte, 2006) a été appliquée. Cette méthode a été développée pour l'estimation de paramètres de modèles souterrains et s'appuie sur la résolution successive d'un modèle direct en régime permanent.

## 4.4 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

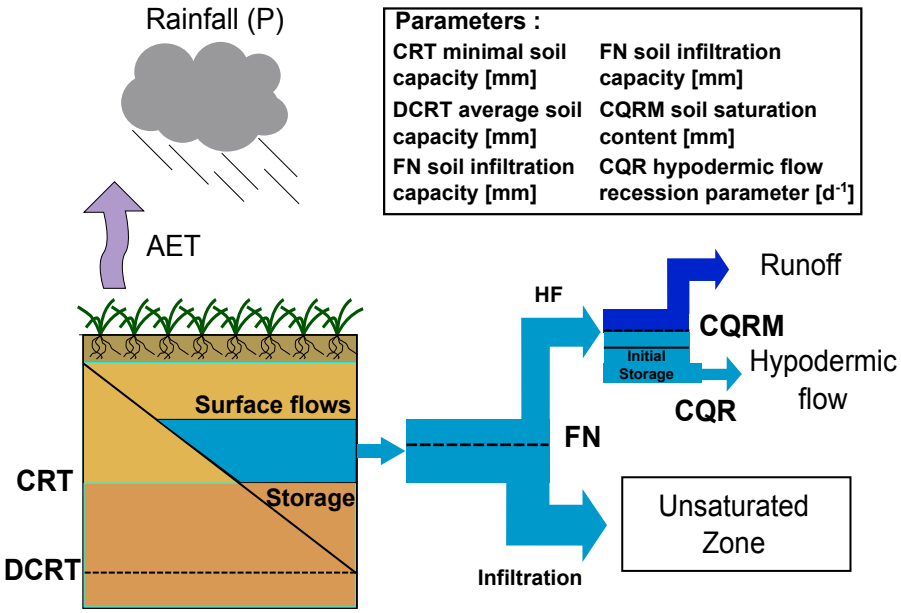



FIGURE 4.4 – Schéma conceptuel du calcul du bilan hydrique

surface ou sub-surface, est calculé au pas de temps des données météorologiques (la journée). Le modèle permettant le calcul de ce bilan hydrique de surface est un modèle conceptuel semi-distribué. La distribution des paramètres du modèle est directement définie à partir du croisement de bases de données pédologiques, géologiques et d'utilisation des sols. Chaque type de sol ainsi défini constitue une unité de surface sur laquelle le bilan hydrique est calculé. Ces unités sont appelées, par la suite, unités de calcul du bilan. Comme il a été vu précédemment ( sect. 3.4.1.1, p. 51), les huit principales unités de calcul du bilan hydrique recouvrent plus de 90% de la partie aquifère du bassin de la Seine. L'estimation des paramètres sera réalisée sur ces huit unités (voir Fig. 3.12) nommées :

- Silt, représentant les zones agricoles sur limons,
- Limestone, représentant les zones agricoles sur calcaires,
- Infilt_Area, représentant les zones infiltrantes (IDPR> 100),
- City, représentant les zones urbanisées,
- Silt_for, représentant les zones forestières sur limons,
- Alluv, représentant les plaines alluviales,
- Limestone_for, représentant les zones forestières sur calcaires,
- Sand, représentant les zones agricoles sur sables.

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

Une unité de calcul du bilan hydrique, appelée fonction de production, est définie par 5 paramètres au niveau des zones aquifères où la zone non-saturée est explicitement représentée. Ils permettent, à partir de la pluviométrie et de l'évapotranspiration potentielle, de définir les flux infiltrés et ruisselés sur l'emprise de l'unité de calcul. On peut distinguer :

- la capacité au champ minimale (DCRT) $[mm]$,
- la capacité au champ moyenne (CRT) $[mm]$,
- la capacité d'infiltration des sols (FN) $[mm]$,
- la saturation maximale des sols (CQRM) $[mm]$,
- le coefficient de récession du flux hypodermique (CQR) $[d^{-1}]$.

Les paramètres caractérisant les unités de calcul sont associés aux différents processus physiques ayant lieu à la surface d'un bassin versant (Fig. 4.4). 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 CQR et CQRM caractérisent la dynamique de ruissellement sur l'unité de calcul.

Sur chaque unité de calcul le système d'équation suivant est résolu. Premièrement l'évapotranspiration réelle est déterminée de la manière suivante :

$$etr(t) = \min(S(t) + p(t) - \max(S(t) + p(t) - S_{max}, 0) + dr(t) \times \frac{2rba(t) - dr(t)}{4(CRT - DCRT)}, etp(t)) \quad (4.18)$$

avec $etp(t)$ [mm] l'évapotranspiration potentielle et $p(t)$ [mm] la pluviométrie observée. Dans l'équation 4.18, $S_{max}$ [mm] représente la capacity de stockage maximale du sol, $rba(t)$ le stock d'eau disponible et $dr(t)$ l'eau totale disponible. Ces valeurs sont définies de la manière suivante :

$$S_{max} = 2 \times (CRT - DCRT) + DCRT \quad (4.19)$$

$$dr(t) = \max(0, \min(S(t) + p(t), S_{max}) - rba(t)) \quad (4.20)$$

$$rba(t) = \max(DCRT, S(t)) - DCRT \quad (4.21)$$

avec $S(t)$ Le stock d'eau initial dans le sol,

Une fois l'évapotranspiration calculée, les processus d'infiltration $r(t)$ et de ruissellement $hf(t)$ sont définis :

$$\begin{aligned} hf(t) = \max(0, (S_{soil}(t) + \max(0, (p(t) - aet(t)) - FN)) - CQRM)) \\ + CQR * \min(S_{soil}(t) + \max(0, (p(t) - aet(t)) - FN)), CQRM) \end{aligned} \quad (4.22)$$

et

$$r(t) = \min(p(t) - aet(t), FN) \quad (4.23)$$

### 4.4.2 Choix des paramètres à estimer

Les paramètres CRT et DCRT permettent l'estimation de l'évapotranspiration sur une unité de calcul. Le paramètre DCRT intervient 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 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 (Doherty, 2010). 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). Finalement seulement 4 paramètres ( CRT, FN, CQRM and CQR) par unité de calcul ont été estimés, soit 32 paramètres en tout. Les valeurs initiales et la gamme de variations de ces paramètres ont été extraites d'études antérieures sur le bassin de la Seine ou d'études traitant de la définition des paramètres des unités de calcul du bilan hydrique (Gomez et al., 2003; Viennot et al., 2009; Monteil, 2011; Ledoux et al., 1989).

### 4.4.3 Choix des stations de jaugeage sur le bassin

74 stations sur les 107 que compte le bassin de la Seine sont situées sur la zone aquifère. Parmi ces stations, l'étude du coefficient de récession moyen calculé à chaque station permet de différencier

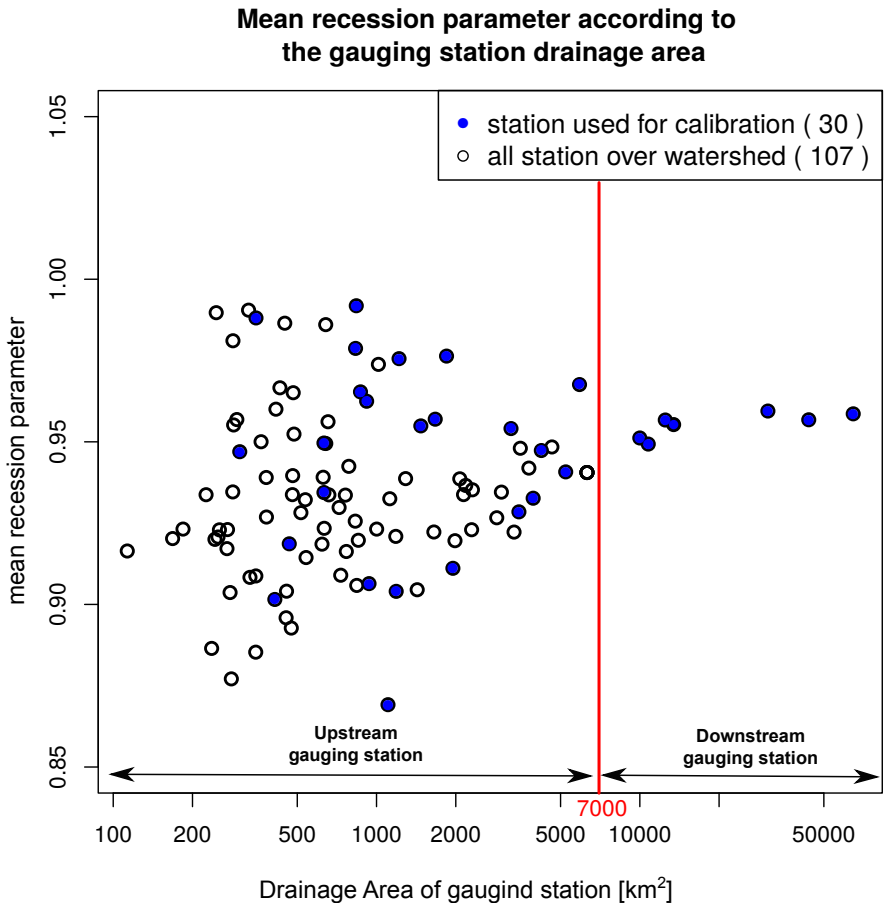



FIGURE 4.5 – Coefficient de récession moyen aux stations de jaugeage sélectionnées pour l'optimisation des paramètres de surface

les stations amont ( dont le bassin d'alimentation est inférieur à 7000 km$^2$) des stations aval ( dont le bassin d'alimentation est supérieur à 7000 km$^2$). Parmi les 74 stations situées sur la partie aquifère du bassin de la Seine, 30 ont été sélectionnées. Afin de distribuer au mieux les paramètres des unités de calcul du bilan hydrique, des stations amont et aval ont été utilisées durant le processus d'optimisation. 23 stations amont ont été choisies parmi les stations à l'aval de l'hydrosystème afin de prendre en compte les variabilités locales du bilan hydrique et les 7 stations à l'amont ont été sélectionnées afin de tenir compte du comportement général du bilan hydrique sur l'hydrosystème Seine (Fig. 4.5). En particulier, les stations aux paramètres de récession extrêmes ont été sélectionnées parmi les stations à l'amont du système afin de tenir compte du comportement particulier de ces bassins durant l'inversion.

Leur positionnement sur le bassin est présenté sur la figure 4.6.

### 4.4.4 Calcul des variables nécessaires à la construction de la fonction objectif

La fonction objectif nécessite le calcul de la composante haute fréquence du débit en rivière ($hf(t)$) ainsi que le calcul du débit total moyen en rivière. Or, la résolution du bilan hydrique de surface ne met pas en œuvre de modélisation des écoulements souterrains. Le débit total en rivière ne peut donc pas être directement calculé. Toutefois, nous avons vu en introduction ( sect. 1.1.2.1, p. 3), que sur

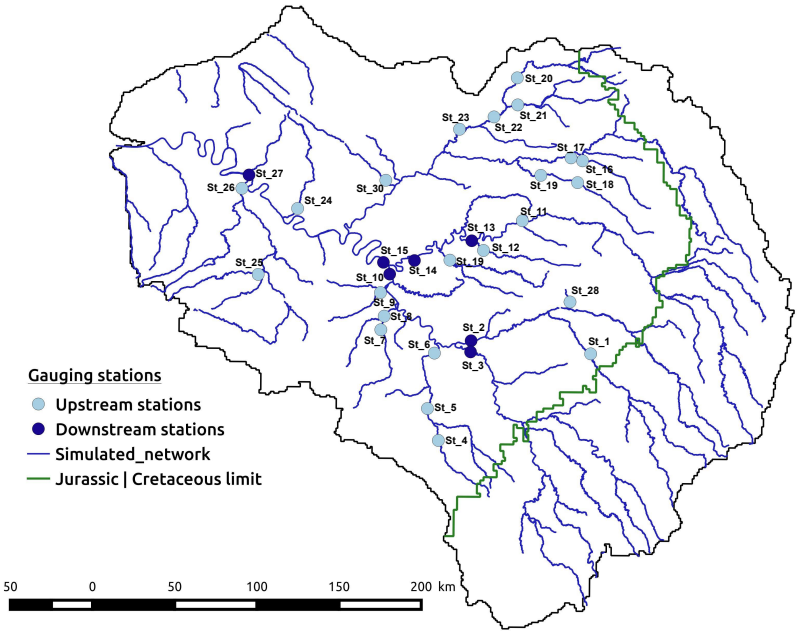



FIGURE 4.6 – Localisation des stations de jaugeage, choisies pour la calibration

une période de 17 ans correspondant à la période de l'oscillation nord atlantique, la variation de stock du compartiment souterrain et du compartiment de surface était stationnaire. Il apparaît donc que sur cette période, le flux de base est égal à l'infiltration (Eq. 4.5). Ainsi, sur cette période, 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. La moyenne de ce débit est ensuite définie. Pour simuler la composante haute fréquence du débit en rivière ($hf(t)$) 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 30 stations sélectionnées sur le bassin versant. Le ruissellement simulé est comparé à une estimation du ruissellement aux 30 stations de jaugeage (Fig. 4.7).

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. 4.7).

### 4.4.5 Outil de séparation d'hydrogramme

Afin d'appliquer le filtre de Chapman et de définir le signal haute fréquence du débit en rivière, le paramètre de récession est calculé.

Le temps de retour du stock en aquifère ($\tau$) peut être estimé par régression linéaire de la transformée logarithmique d'une chronique de débit durant la période de récession. Dès lors, le paramètre de récession $\alpha$ peut être calculé. Un algorithme permettant de calculer le paramètre de récession a été développé sous R (R development Core Team, 2008). Pour cela, le programme sélectionne et extrait les chroniques de récessions de crue des données de débit observées. Une période de récession de crue y est définie comme une période de décroissance du débit sur une période supérieure à 10 jours. La période

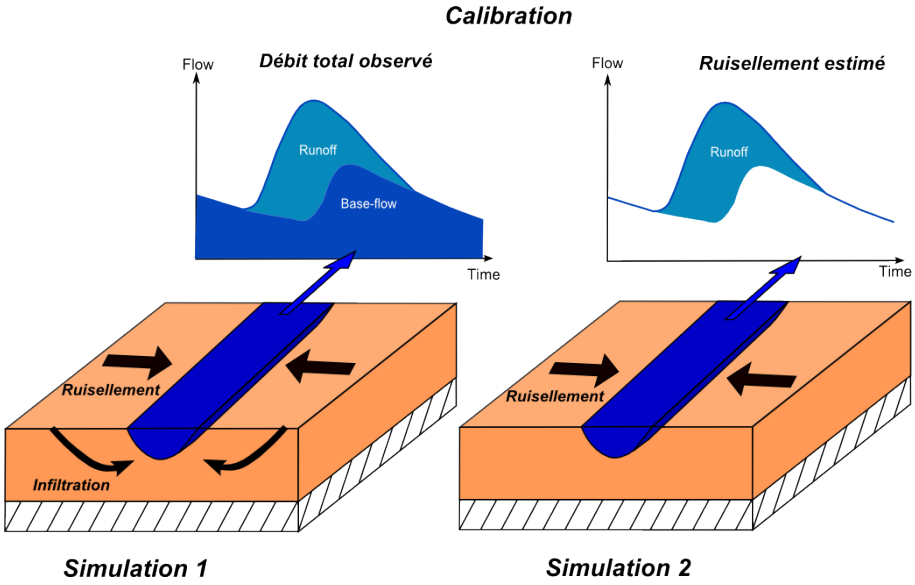



FIGURE 4.7 – Schématisation des composantes de l'hydrogramme utilisées pour définir la fonction objectif à minimiser. Les vues schématiques d'une séparation d'hydrogramme : $q_{obs} = q_{hf} + q_{bf}$ sont adaptées de Brodie et al. (2007)

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 moyenne des paramètres de récession calculés à chaque station du bassin de la Seine est présentée Figure 4.8. Compte tenu de la variabilité du paramètre de récession l'utilisation d'un paramètre de récession unique sur le bassin de la Seine n'est pas souhaitable.

Le programme permet ainsi de définir et d'utiliser un paramètre de récession différent, calculé à chaque station de jaugeage du bassin afin de procéder à la séparation d'hydrogramme. D'autre part, l'algorithme mis en place permet de calculer un paramètre de récession à chacune des crues de la chronique de débit. A titre d'exemple, la variation de la valeur du paramètre de récession sur la station de jaugeage de Poses à l'exutoire du bassin est présentée Figure 4.9.

Les valeurs du paramètre de récession semblent donc varier au cours de l'année hydrologique (Fig. 4.9). Afin de prendre en compte la variabilité du paramètre de récession au sein de chaque station de jaugeage, le programme permet de réaliser la séparation de l'hydrogramme en utilisant le paramètre de récession spécifique à chaque crue. La séparation d'hydrogramme entre deux crues est réalisée avec le paramètre de récession de la crue précédente.

Cet outil permet donc de réaliser la séparation d'hydrogramme sur plusieurs stations de jaugeage d'un bassin versant, en prenant le plus possible en compte la variabilité inter et intra bassin des paramètres de récession. Cet outil permet ainsi d'estimer la contribution des signaux temporels au débit en rivière. En exemple, la séparation de l'hydrogramme de la Seine à la station de Poses a été réalisée (Fig. 4.10).

## 4.5 Résultats de simulation

Une fois la calibration des paramètres de surface réalisée, la recharge estimée est utilisée afin de paramétrer la partie souterraine du modèle couplé. Cette calibration est réalisée par "essais-erreurs".

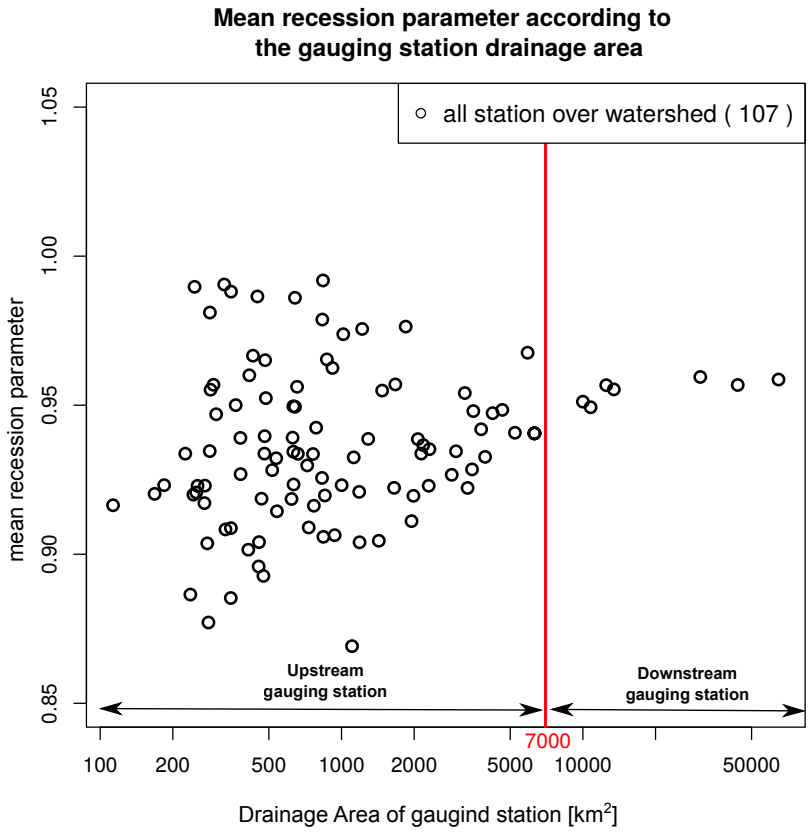



FIGURE 4.8 – Paramètres de récession moyens à chaque station du bassin de la Seine en fonction de leurs aires de drainage respectives. Deux groupes de stations peuvent être distingués : le groupe des stations amont, caractérisé par une aire de drainage inférieure à 7000 km$^2$ et une variabilité importante du paramètre de récession et le groupe des stations aval caractérisé par une aire de drainage supérieure à 7000 km$^2$ et un paramètre de récession constant (0.955 $j^{-1}$)

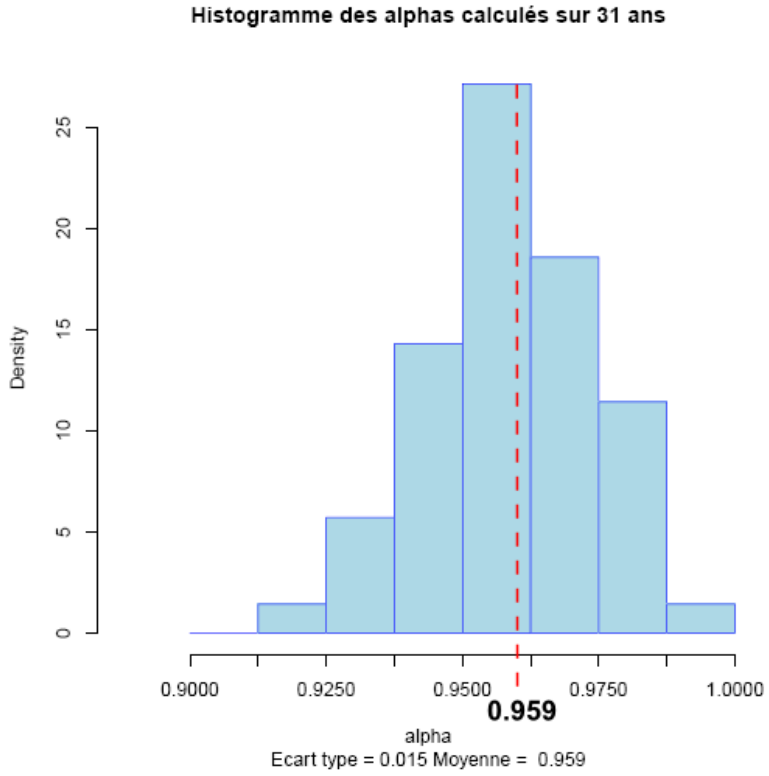



FIGURE 4.9 – Histogramme des valeurs des paramètres de récession calculé à la station de Poses sur une période de 31 ans

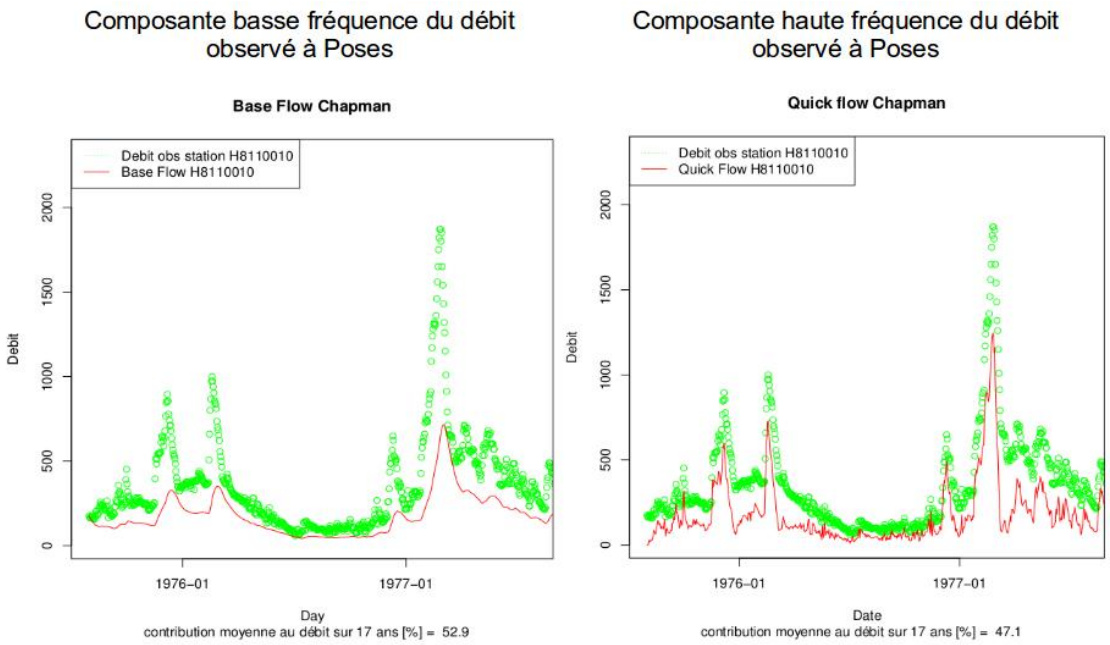



FIGURE 4.10 – Exemple de séparation de l'hydrogramme de crue à la station de Poses à l'exutoire du bassin de la Seine, sur la période 1976-1977. La contribution moyenne du signal haute fréquence et du signal basse fréquence au débit total est indiquée en pourcentage du débit moyen.

### 4.5.1 Résultats d'optimisation du bilan hydrique de surface

Le processus d'optimisation a été lancé au moyen du programme PEST. La technique d'optimisation employée (procédé d'estimation par adaptation de la matrice de covariance (CMA-ES)) a permis, après 200 itérations, de réduire d'environ un ordre de grandeur la fonction objectif totale, passant de 1.36 $10^6$ $m^6.s^{-2}$ à 2.55 $10^5$ $m^6.s^{-2}$. La part principale de l'optimisation porte sur la capacité du modèle à restituer le signal haute fréquence de ruissellement ($\Phi_{hf}$). 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 ($\Phi_{discharge}$). De plus, malgré la part importante prise par $\Phi_{hf}$ dans la fonction objectif totale, les deux parties de la fonction objectif sont minimisées de manière identique. En effet, au cours du processus d'optimisation, $\Phi_{hf}$ diminue de 90% par rapport à sa valeur initiale et $\Phi_{discharge}$ diminue de 80%.

TABLE 4.1 – Paramètres optimaux des unités de calcul du bilan hydrique et gammes de variations associées

| | CRT | | | FN | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | lower bound | upper bound | optimal value | lower bound | upper bound | optimal value |
| Silt | 11 | 300 | 146.8 | 0.5 | 100 | 0.75 |
| Limestone | 27.5 | 332 | 57.47 | 0.5 | 100 | 1.08 |
| Infilt_area | 30.25 | 1270 | 1244 | 1.41 | 141 | 1.41 |
| City | 1 | 50 | 1.32 | 0.21 | 50 | 1.34 |
| Silt_for | 27.5 | 462 | 462 | 5.35 | 535 | 48.9 |
| Alluv | 5.5 | 898 | 175.3 | 0.3 | 100 | 17.32 |
| Limestone_for | 13.5 | 207 | 207 | 0.55 | 100 | 1.67 |
| Sand | 24.75 | 474 | 24.7 | 4.5 | 450 | 4.6 |

| | CQRM | | | CQR | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | lower bound | upper bound | optimal value | lower bound | upper bound | optimal value |
| Silt | 9.5 | 100 | 16.37 | 1.00E-012 | 1 | 8.04E-003 |
| Limestone | 10 | 1000 | 997.8 | 1.00E-012 | 1 | 9.96E-004 |
| Infilt_area | 1.75 | 175 | 12.89 | 1.00E-012 | 1 | 1.38E-003 |
| City | 0.3 | 100 | 0.78 | 1.00E-012 | 1 | 3.19E-003 |
| Silt_for | 2 | 200 | 16.65 | 1.00E-012 | 1 | 9.00E-001 |
| Alluv | 0.8 | 100 | 1.68 | 1.00E-012 | 1 | 7.70E-005 |
| Limestone_for | 5 | 500 | 16.65 | 1.00E-012 | 1 | 1.54E-001 |
| Sand | 0.3 | 100 | 70.94 | 1.00E-012 | 1 | 2.34E-004 |

Les paramètres optimaux des unités de calcul du bilan hydrique définissent un bassin de la Seine principalement "ruisselant". En effet, les 2 fonctions majoritaires et la fonction production "ville", représentant à elles seules plus de 50% de la surface du bassin versant, présentent une valeur de FN faible (0.75, 1.08 et 0.78). La fonction production "IDPR>100" (Infilt_area), représentant les zones karstiques, présente elle aussi une valeur de FN faible. Toutefois cette valeur est contrebalancée par une valeur très importante du paramètre CRT. Finalement cette fonction objectif est principalement caractérisée par une évapotranspiration importante entraînant une "sortie" de l'eau de l'hydrosystème. La pluie efficace étant faible sur cette unité, le faible paramètre de FN peut signifier une infiltration importante. Les autres unités présentent des valeurs de FN plus élevées, elles sont donc potentiellement plus "infiltrantes". Les valeurs des paramètres de la dynamique de ruissellement (CQR) sont difficiles à interpréter. On notera toutefois, la valeur importante du paramètre CQR de l'unité limon sur forêt (Silt_for). Cette valeur est à comparer à la valeur importante du FN. Le ruissellement étant

peu important l'établissement de la dynamique de ce paramètre jouerait peu sur le débit ruisselé en rivière. Les valeurs de ces paramètres soulèvent tout d'abord un problème de conceptualisation du bilan hydrique complexe des zones karstiques. Elles mettent aussi en évidence l'importante possibilité de compensation entre différents paramètres du bilan hydrique en particulier entre CRT et FN. La mise en place d'une optimisation permettant d'assurer un fonctionnement hydrologique global cohérent est donc primordiale.

#### 4.5.1.1 Reproduction du signal haute fréquence

Les paramètres optimaux ont été utilisés pour simuler les écoulements de surface sur une période de 17 ans. Le critère de performance de Nash-Sutcliffe (Nash and Sutcliffe, 1970) a été calculé, à chaque station utilisée pour l'optimisation des paramètres, par comparaison entre les ruissellements simulé et estimé par séparation d'hydrogramme (Fig. 4.11).

Sur le bassin de la Seine, 45% des stations de jaugeage affichent un critère de Nash supérieur à 0.7 et 15% un critère compris entre 0.5 et 0.7. L'ensemble des stations à l'aval de l'hydrosystème présente un critère de performance supérieur à 0.7, et la majorité des stations à l'amont du système un critère supérieur à 0.5. Dès lors, la capacité du modèle à reproduire le signal haute fréquence du débit en rivière est satisfaisante, à la fois à l'amont et à l'aval de l'hydrosystème. Il apparaît donc que la paramétrisation du modèle permet de simuler de manière appropriée la variabilité des processus de ruissellement sur l'hydrosystème Seine. Toutefois, pour certaines stations du bassin, le modèle n'arrive pas à reproduire la dynamique du ruissellement estimé, c'est principalement le cas au niveau des stations situées sur des zones karstiques du modèle.

D'autre part, les signaux hautes fréquences simulés et estimés, moyennés sur une période de 17 ans, ont été comparés à chaque station (Fig. 4.12)

Le jeu de paramètres optimisés permet de reproduire le ruissellement moyen sur le bassin versant. En effet, le coefficient de régression linéaire entre les valeurs simulées et estimées est proche de 1, à la fois au niveau des stations amont et aval du système. Il est intéressant de noter que, même au niveau des stations situées à l'amont du système, le ruissellement moyen est parfaitement reproduit, alors que la dynamique n'y est pas partout bien reproduite. La reproduction du signal haute fréquence moyen par le modèle montre le respect de la condition de fermeture du bilan hydrique moyen de l'hydrosystème définie par l'équation 4.6. Il apparaît donc que la minimisation de la composante haute fréquence ($\Phi_{hf}$) de la fonction objectif multiple à base physique (PBMF) permet à la fois une reproduction appropriée de la dynamique du ruissellement sur l'hydrosystème Seine, mais aussi la reproduction de la moyenne du ruissellement sur l'ensemble du bassin.

#### 4.5.1.2 Reproduction du débit moyen

Afin de valider la minimisation de la composante débit moyen ($\Phi_{discharge}$) de la PBMF, les moyennes des débits observés et simulés ont été comparées (Fig. 4.13). La période de prise de moyenne correspond à une période de 17 ans.

La modélisation du bilan hydrique de surface ne prenant pas en compte les écoulements souterrains, le débit total en rivière sur une période de 17 ans a été calculé en sommant l'infiltration calculée et le ruissellement calculé à chaque pas de temps. La moyenne de ce débit reconstitué sur la période de 17 ans a été calculée puis comparée à la moyenne des débits observés. Le jeu de paramètres optimaux reproduit de manière convenable le débit moyen observé. En effet, le coefficient de régression entre les valeurs observées et simulées est proche de 1, à la fois pour les stations situées à l'amont et à l'aval

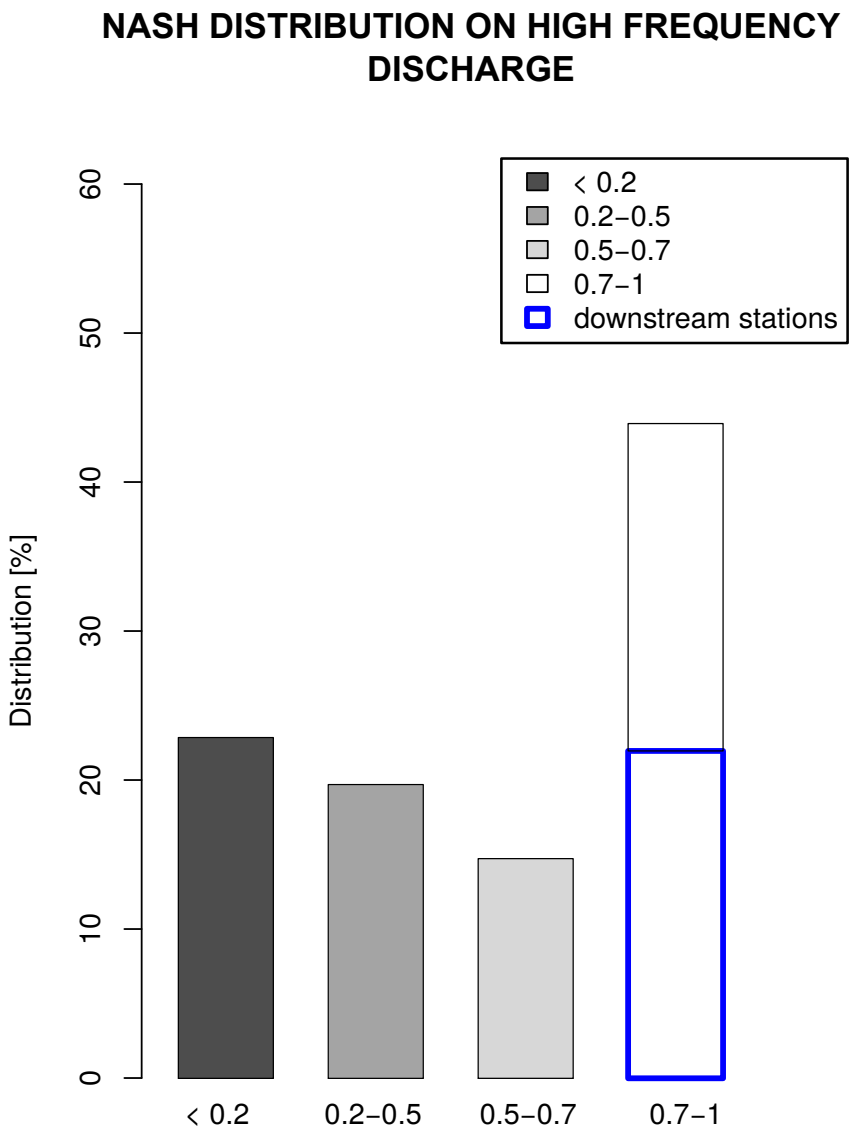



FIGURE 4.11 – Critère de performance (NASH) sur le signal haute fréquence du débit en rivière calculé aux stations de jaugeage utilisées pour l'optimisation. Le signal haute fréquence simulé est comparé à celui obtenu par séparation d'hydrogramme. L'ensemble des stations aval présente un critère de Nash supérieur à 0.7, une majorité de stations aval présente un critère de Nash supérieur à 0.5.

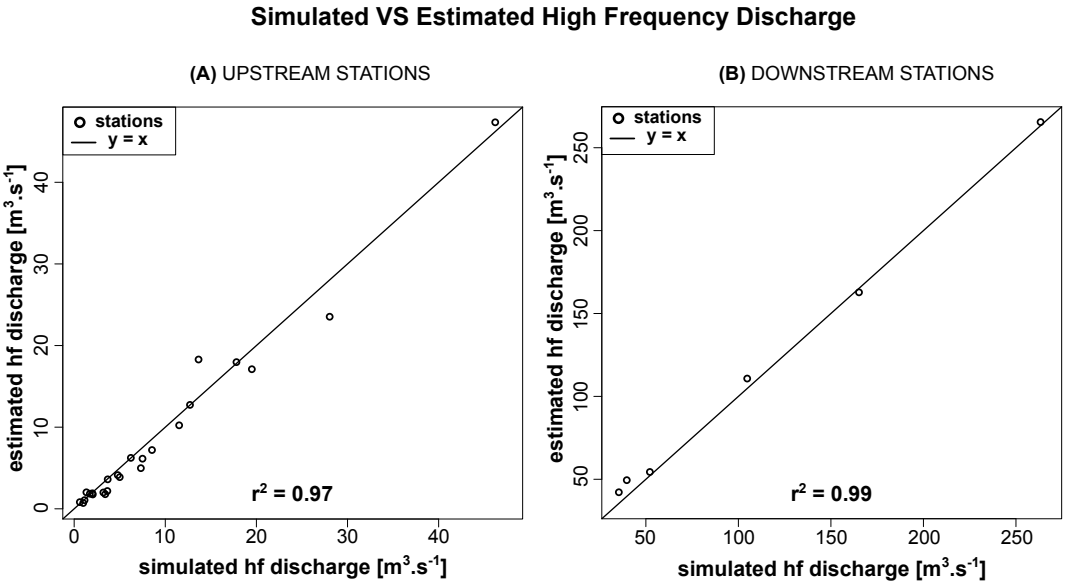



FIGURE 4.12 – Comparaison des moyennes du signal haute fréquence simulées et estimées. La moyenne est réalisée sur une période de 17 ans. Les résultats sont présentés aux stations amont (A) et aux stations aval (B). Ces résultats montrent le respect de l'équation de fermeture du bilan hydrique (eq. 4.6, p.68) et ainsi l'efficacité de la procédure d'optimisation

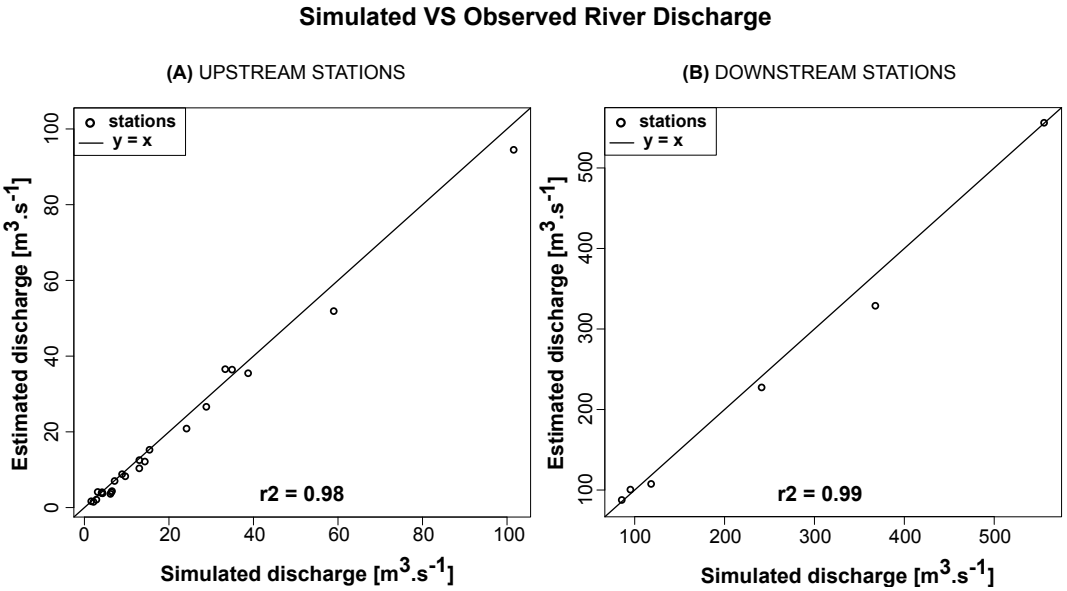



FIGURE 4.13 – Comparaison du débit moyen simulé au débit moyen observé. La période de prise de moyenne est de 17 ans. Les résultats sont présentés séparément à l'amont et l'aval du système. Le modèle reproduit la moyenne des débits observés, et respecte donc la condition de fermeture du bilan hydrique de l'hydrosystème exprimée par l'équation 4.4,p. 68.

TABLE 4.2 – Résultats de simulation par couche aquifère

| Groundwater Levels | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Period : | | Cal. (1996-2006) | | Val. (1986-1996) | | Test (1986-2006) | |
| Aq. | Nb piezo | bias [m] | rmse [m] | bias [m] | rmse [m] | bias [m] | rmse [m] |
| 1 | 12 | +0.23 | 1.22 | +0.20 | 1.11 | +0.23 | 1.18 |
| 2 | 51 | +1.45 | 3.48 | +0.68 | 4.28 | +1.11 | 3.83 |
| 3 | 7 | −0.06 | 1.50 | −1.18 | 1.57 | +0.06 | 1.76 |
| 4 | 23 | +1.77 | 4.10 | +2.99 | 5.10 | +2.37 | 4.60 |
| 5 | 15 | −0.1 | 2.54 | −0.74 | 2.59 | +0.48 | 2.68 |
| 6 | 1 | −0.09 | 1.88 | +1.98 | 2.18 | +3.82 | 4.16 |
| 7 | 83 | +0.74 | 3.84 | −1.16 | 3.90 | +0.17 | 4.07 |
| All | 192 | +0.94 | 3.47 | −0.25 | 3.75 | +0.73 | 3.73 |

de l'hydrosystème (la valeur du coefficient de régression est de 0.98 aux stations amont et de 0.99 aux stations aval). La reproduction du débit moyen par le modèle permet ainsi de valider la minimisation de la composante débit moyen ($\Phi_{discharge}$) de la PBMF.

Le processus d'optimisation mis en place, permet une minimisation conjointe des deux composantes de la fonction objectif. D'autre part, les paramètres optimaux obtenus par minimisation de la PBMF assurent la reproduction de la dynamique des écoulements de surface par le modèle ainsi que le respect des équations du bilan hydrique moyen de l'hydrosystème (Eq. 4.4 et Eq. 4.6).

### 4.5.2 Calibration du compartiment souterrain

Le modèle souterrain est calibré sur la période 1996-2006. Sur cette période, la moyenne globale des erreurs quadratiques est de 3.47 m (Tab. 4.2).

Suivant les recommandations de Flipo et al. (2012), le jeu de paramètres calibré a été validé sur la période 1986-1996 et testé sur la période 1986-2006. L'évolution des paramètres totaux de RMSE sur les périodes de calibration, validation et test, est faible. Par rapport aux critères de performance globaux obtenus sur la période de calibration, on note toutefois une légère augmentation de la RMSE sur la période de validation (3.75m) et sur la période de test (3.73m) (Tab. 4.2). La faible évolution des critères de performance au cours des périodes de validation et test illustre la validité de la calibration dans le temps. L'augmentation de la RMSE (+0.28 m) sur la période de validation est principalement due aux critères de performance des couches de la Beauce et du Champigny qui augmentent d'environ 1 m. Durant la période de test, l'augmentation de la RMSE est moins marquée pour ces deux couches. On note cependant une forte augmentation de la RMSE de la formation du Thanetien.

Les paramètres de transmissivité, de coefficient d'emmagasinement et de conductance obtenus lors de cette calibration sont présentés en annexe C.

### 4.5.3 Dynamique temporelle

#### 4.5.3.1 La piézométrie

La répartition des RMSE, obtenues sur la période de calibration aux stations piézométriques du bassin, est présentée sur la figure 4.14. Sur la période de calibration, 37% des piézomètres présentent une racine des erreurs quadratiques moyennes (RMSE) inférieure à 2 m. De plus, 80% des piézomètres sur le bassin présentent une RMSE inférieure à 5 m. La dynamique des charges en aquifère est ainsi reproduite de manière adéquate par le modèle couplé sur la majeure partie du bassin.

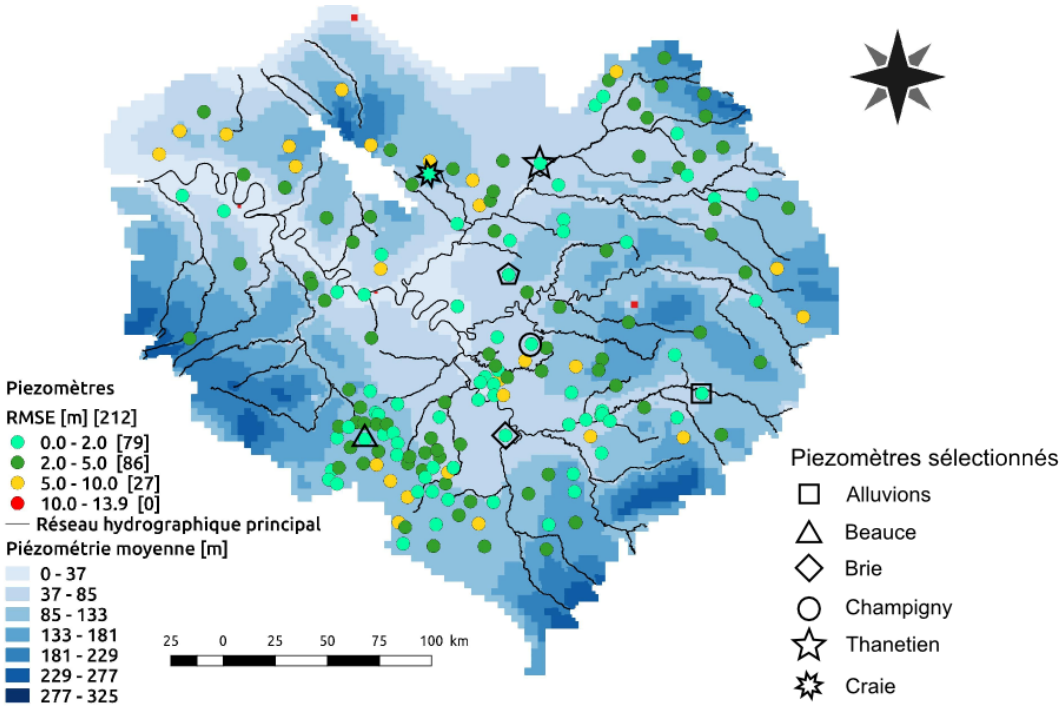



FIGURE 4.14 – Erreur quadratique moyenne aux piézomètres sur le bassin de la Seine. L'effectif dans chaque classe est indiqué entre crochets. En fond de carte, la piézométrie de surface moyenne sur la période 1996-2006 est présentée.

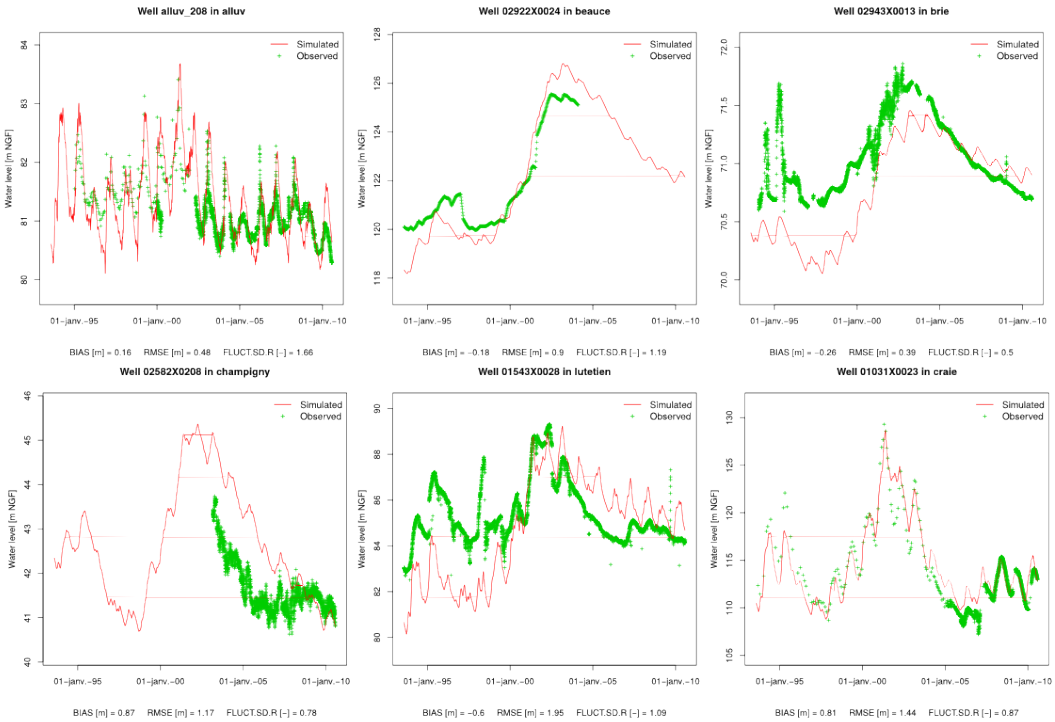



FIGURE 4.15 – Chroniques piézométriques simulées et observées sur 6 piézomètres sélectionnés dans les formations aquifères des Alluvions, de la Beauce, de la Brie, de Champigny, du Lutétien et de la Craie

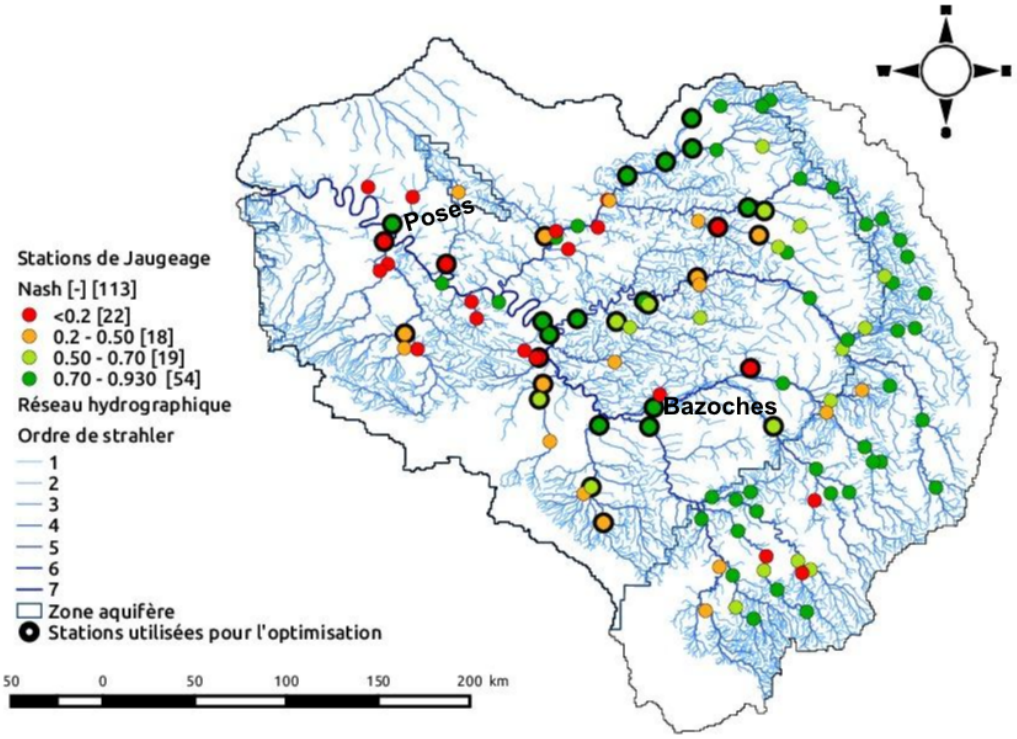



FIGURE 4.16 – Distribution spatiale du critère de Nash aux 113 stations de jaugeage de débit du modèle régional, les 30 stations utilisées pour l'optimisation des paramètres sont présentées en gras.

Une sélection de piézomètres dans les principaux aquifères du bassin est réalisée (Fig. 4.14). Les chroniques piézométriques simulées et observées de cette sélection est présentée Figure 4.15. La comparaison entre les chroniques piézométriques observées et simulées, réalisée sur l'ensemble des stations piézométriques, est présentée en Annexe B.2.

#### 4.5.3.2 Les débits en rivière

A l'échelle du modèle régional, cette calibration fournit de bons résultats avec un critère de Nash à Poses, exutoire du bassin, de 0.88. La Figure 4.16 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, plus de 60 % des stations présentent un Nash supérieur à 0.5, et 20 % un critère inférieur à 0.20. La majorité de ces stations est située sur les bassins de l'Eure et de l'Essonne, qui sont très karstiques.

La comparaison des débits observés et simulés aux stations de jaugeage de Poses à l'exutoire du bassin et de Bazoches-les-Bray à l'exutoire de la Bassée est présentée figure 4.17. La comparaison des débits observés et simulés aux stations de jaugeage du bassin de la Seine est présentée en Annexe B.1. Les débits en rivière sont reproduits de manière adéquate par le modèle. Il convient, à présent, de vérifier le bilan hydrique de l'hydrosystème sur le bassin de la Seine, afin de valider la méthodologie de calibration proposée en deux étapes.

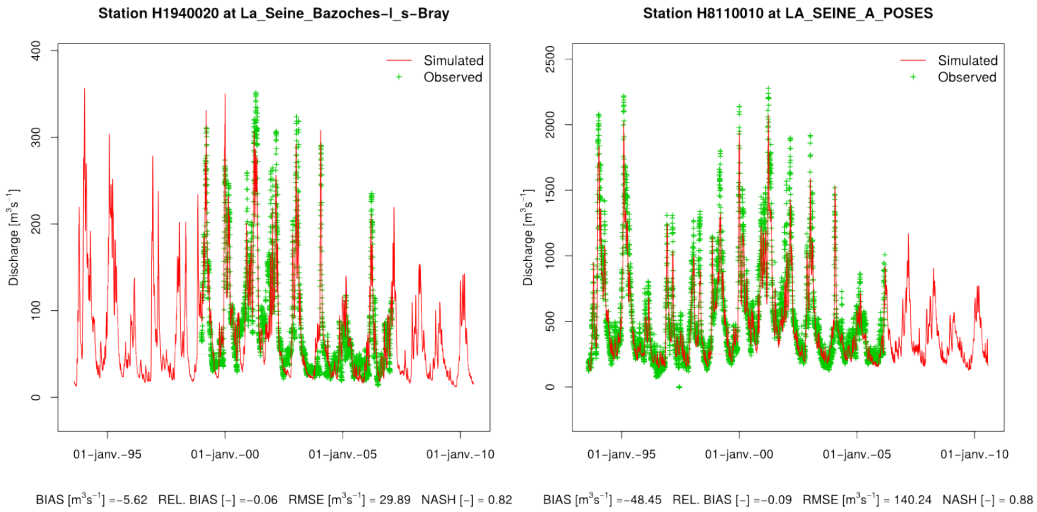



FIGURE 4.17 – Comparaison des débits simulés et observés aux stations de Poses et de Bazoches-les-Bray.

### 4.5.4 Vérification du calcul du débit de base

#### 4.5.4.1 Bonne reproduction du débit de base

Comme illustré figure 4.18, le modèle optimisé est en accord avec l'hypothèse formulée en section 4.2.2, p. 67, qui stipule que, sur un cycle hydro-climatique, l'infiltration moyenne est égale au débit de base des bassins de surface.

En effet, le coefficient de régression entre le débit de base moyen et l'infiltration moyenne sur la période de 17 ans est de 0.99 aux stations aval du système et de 0.97 aux stations amont du système (Fig. 4.18).

Se pose alors la question de la compatibilité entre la simulation du débit de base par Cawaqs2.0 et son estimation par séparation de l'hydrogramme.

Le coefficient de régression, calculé entre les flux de base moyens estimés et simulés, est de 0.99 au niveau des stations à l'aval de l'hydrosystème Seine. Le flux de base moyen est donc bien reproduit par le modèle au niveau de ces stations. Comme le flux de base est équivalent à la recharge, cela indique alors, que le bilan hydrique moyen est respecté au niveau des bassins versants supérieurs à 7000 km$^2$. Le modèle y simule donc des processus d'infiltration, d'évapotranspiration et de ruissellement non biaisés. Au niveau des stations à l'amont de l'hydrosystème, le coefficient de régression est de 0.40. Toutefois, l'ajout d'un intervalle de confiance de la droite de régression permet de différencier les stations correctement simulées des autres. L'indice de confiance à 95%, permet de déterminer les stations où le flux de base simulé est équivalent au flux de base estimé (Seber and Lee, 2013) (Fig 4.19). Il apparaît ainsi que 60% des stations dont l'aire d'alimentation est inférieure à 7000 km$^2$ présentent un flux de base simulé et estimé en accord. Ces résultats montrent donc que la recharge moyenne est correctement estimée sur l'ensemble des bassins à l'aval de l'hydrosystème et sur une majorité des bassins situés à l'amont.

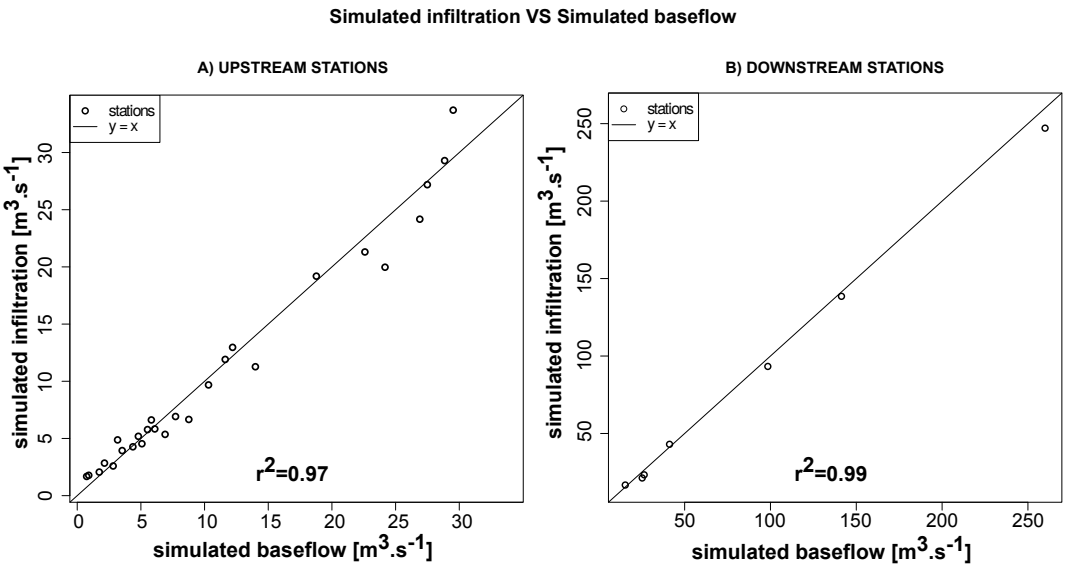



FIGURE 4.18 – Comparaison du flux de base et de l'infiltration simulés par le modèle. Les résulats aux stations à l'amont (A) et à l'aval (B) du système sont présentés séparément. Le flux de base sur 17 ans est équivalent à l'infiltration sur 17 ans. Ces résultats valident le respect par le modèle des hypothèses posées pour le développement de la procédure de calibration

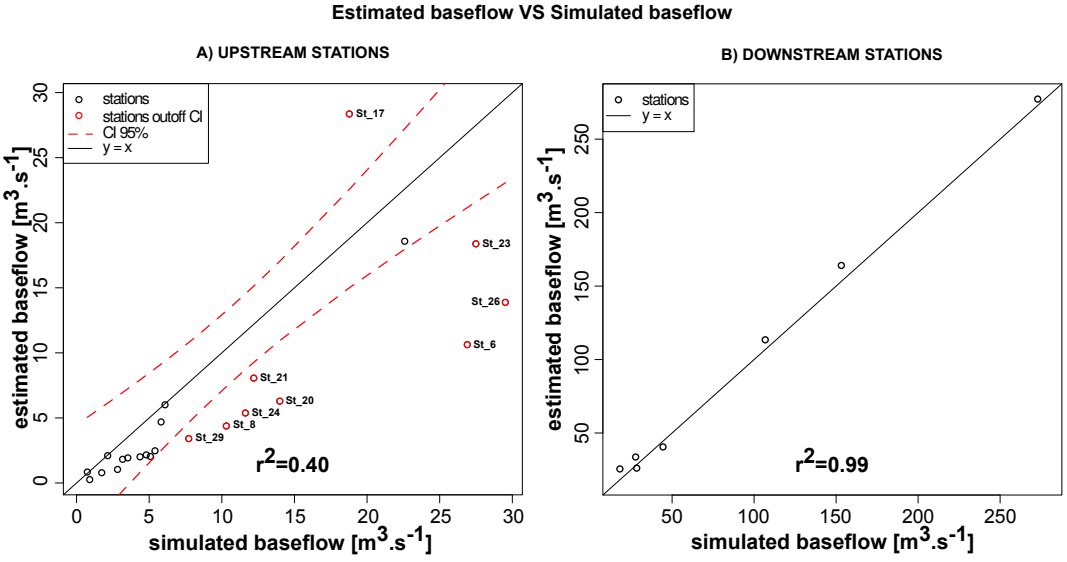



FIGURE 4.19 – Comparaison entre le débit de base moyen estimé et simulé sur une période de 17 ans aux stations à l'amont (A) et à l'aval (B) de l'hydrosystème. Le débit de base estimé a été obtenu par séparation d'hydrogramme. L'indice de confiance 95% représente la limite au delà de laquelle les variables ont une probabilité inférieure à 0.95 d'être représentées par la droite $y = x$. Selon l'équation 4.5, ces résultats valident la reproduction de l'infiltration moyenne par le modèle.

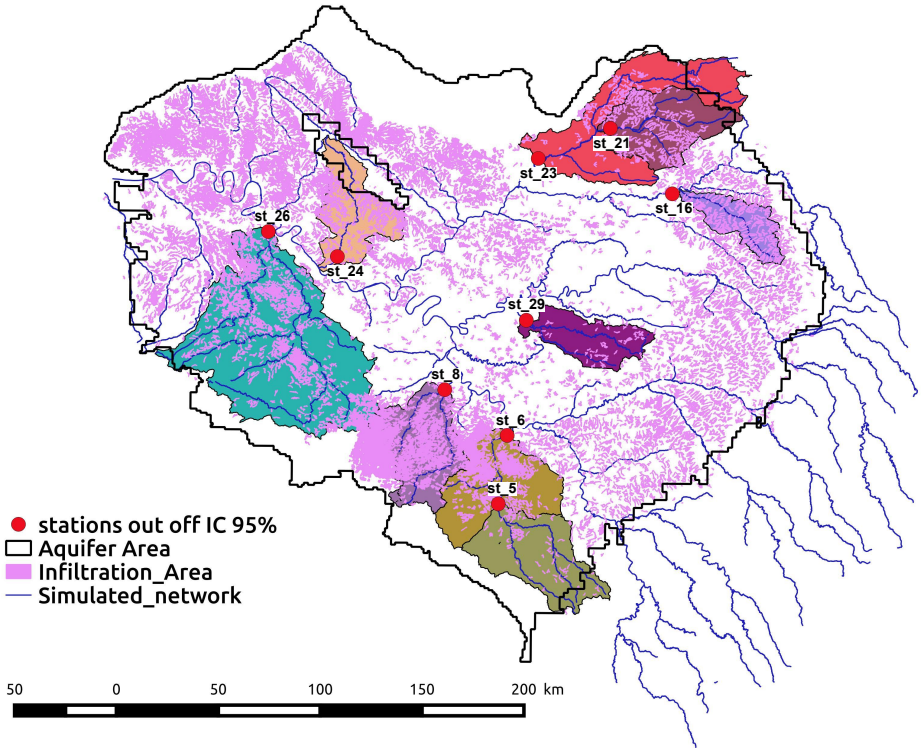



FIGURE 4.20 – Bassin d'alimentation des stations au delà de l'indice de confiance dans la figure 4.19

#### 4.5.4.2 Limite de l'approche : les zones karstiques

Comme vu précédemment, certaines stations situées à l'amont du système ne reproduisent pas de manière appropriée le flux de base estimé par séparation d'hydrogramme. Les bassins d'alimentation de ces stations sont présentés sur la figure 4.20. L'ensemble de ces stations est situé sur des bassins versants karstiques, recouvrant des zones où l'unité de calcul du bilan hydrique "IDPR>100" (infilt_area) est majoritaire.

L'étude de la figure 4.19, montre qu'au niveau de ces stations, le flux de base est principalement surestimé (sauf au niveau de la station st_17). Ce résultat est plutôt étonnant au regard des valeurs optimales des unités de calcul "IDPR>100", qui semblent plus favoriser l'évapotranspiration que l'infiltration, alors qu'un excès d'infiltration pourrait expliquer la surestimation du flux de base par le modèle. Cette surestimation peut, sans doute, être expliquée par des transferts d'eau inter-bassins et par le fonctionnement hydrologique complexe des bassins karstiques. Il est de toute façon évident que le modèle couplé dans sa conceptualisation actuelle présente d'importantes difficultés à simuler l'hydrologie des bassins karstiques. Les critères de performance du modèle y sont, dans leur majorité, médiocres. Des avancés conceptuelles majeures devront être apportées afin de mieux reproduire l'hydrologie karstique dans les modèles régionaux. Ces avancées pourront passer par la conceptualisation d'un modèle à réservoir particulier permettant de définir le bilan hydrique en milieu karstique (Barret and Charbeneau, 1997; Jukic and Denic-Jukic, 2009; Scanlon et al., 2003).

D'un autre côté, la validité de la séparation d'hydrogramme peut aussi être questionnée en milieu karstique. En effet, la méthode de séparation Chapman assume une dynamique linéaire du compartiment souterrain ce qui n'est pas le cas en environnement karstique. Il serait sans doute préférable d'utiliser une méthode de séparation d'hydrogramme plus complexe au sein des bassins karstiques afin de mieux prendre en compte leurs particularités physiques, ou encore d'utiliser des séparations d'hy-

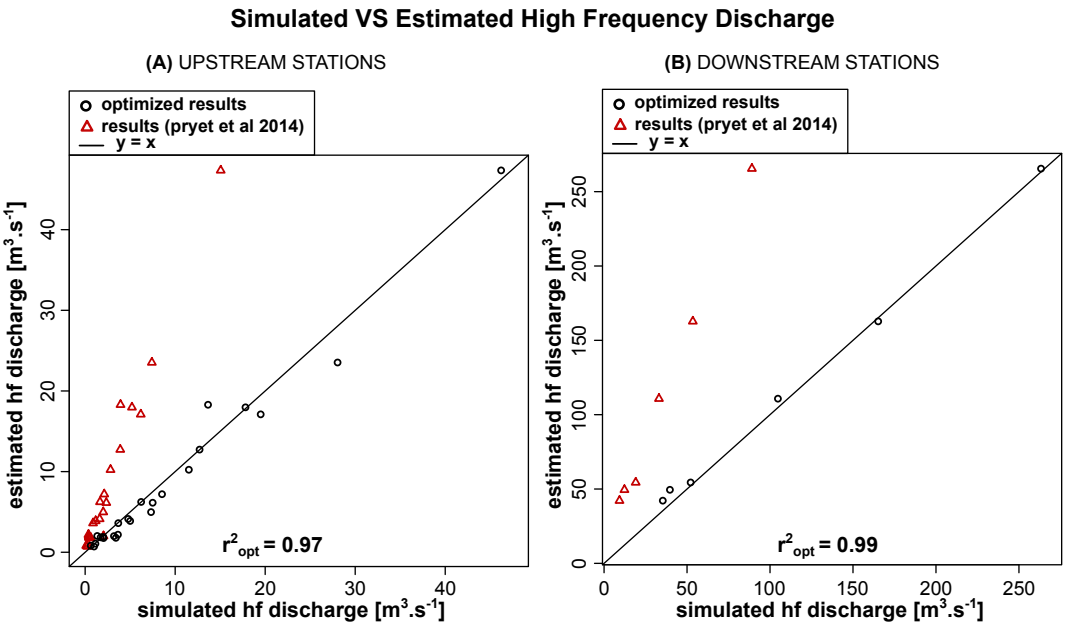



FIGURE 4.21 – Comparaison des résultats du signal haute fréquence moyen du débit en rivière estimé et simulé avec les paramètres optimaux et les paramètres obtenus par Pryet et al. (2015)

drogrammes expérimentales.

Même si la méthodologie proposée ne permet pas de contraindre de manière appropriée le bilan hydrique en milieu karstique, elle présente toutefois l'avantage d'assurer un bilan hydrique non biaisé sur l'hydrosystème dans sa globalité et sur la majorité des sous-bassins. Afin d'illustrer cet avantage, les résultats issus de la calibration, dont la méthodologie a été présentée précédemment, sont comparés aux résultats d'une précédente calibration issue des travaux de Pryet et al. (2015).

### 4.5.5 Se prémunir de l'équifinalité

Lors d'une précédente étude de la dynamique de l'hydrosystème Seine, Pryet et al. (2015) ont conduit une calibration itérative du modèle couplé de la Seine. Cette calibration fournit des résultats très satisfaisants. Les niveaux piézométriques sont particulièrement bien reproduits et présentent une une erreur quadratique moyenne, calculée sur 186 piézomètres sur une période de 10 ans, de 3.63 m. Les débits en rivière sont aussi bien estimés, le critère de Nash à l'exutoire du bassin de la Seine est de 0.8, et le biais y est inférieur à 2 $m^3\ s^{-1}$. Les paramètres optimaux obtenus lors de cette calibration (Pryet et al., 2015), ont été utilisés afin de simuler le bilan hydrique de surface. Les résultats moyens de simulation sur une période de 17 ans sont ensuite comparés au signal haute fréquence moyen du débit en rivière estimé par séparation d'hydrogramme sur le bassin versant (Fig. 4.21). Les résultats sont présentés aux 30 stations utilisées pour l'optimisation des paramètres de surface.

Les résultats de simulation obtenus avec les paramètres définis par calibration itérative, indiquent une sous-estimation systématique du débit ruisselé à la fois au niveau des stations situées à l'amont et à l'aval de l'hydrosystème. Si le faible biais obtenu, après calibration itérative, valide l'estimation de l'évapotranspiration moyenne sur une période de 17 ans, la sous-estimation du débit ruisselé souligne une mauvaise répartition de la pluie efficace entre ruissellement et infiltration. La partition de la pluie efficace n'affecte pas les performances globales du modèle qui reproduit correctement la piézométrie et les débits en rivière, mais devrait affecter de manière conséquente la quantification des échanges

nappe-rivière.

La calibration en deux étapes des modèles couplés assure la reproduction d'un bilan hydrique global non-biaisé, suivant la séparation d'hydrogramme. Cette méthodologie permet ainsi de limiter les problèmes d'équifinalité affectant les procédures d'optimisation des paramètres d'un modèle d'hydrosystème.

### 4.5.6 Bilan hydrique moyen de l'hydrosystème (1993-2010)

La méthodologie de calibration mise en place dans ce chapitre, permet de calculer un bilan hydrique de l'hydrosystème non-biaisé sur une période de 17 ans. La simulation du modèle régional couplé du bassin de la Seine permet de caractériser ce bilan global de l'hydrosystème (Fig. 4.22) et de définir l'état hydrique des différents compartiments de l'hydrosystème ainsi que les échanges intervenant aux interfaces des compartiments de surface et souterrains. Au niveau du compartiment de surface, la pluie efficace moyenne sur l'hydrosystème Seine est de 271.4 mm. Elle représente 21% de la pluviométrie. 61% de la pluie efficace ruissellent sur le bassin. Le stock d'eau au sein du compartiment de surface est nul sur 17 ans. Au sein de la zone non saturée, le stock d'eau est aussi nul et l'ensemble de l'eau infiltrée à la surface alimente les aquifères sur 17 ans. La recharge de la zone saturée est en moyenne de 200$m^3$ $s^{-1}$ sur 17 ans soit 105.5 mm.

La répartition de la recharge entre les différentes formations aquifères de l'hydrosystème est relativement homogène, elle varie entre 4.00E-09 et 2.40E-09 m $s^{-1}$. Au sein du système aquifère on observe deux phénomènes distincts. D'une part une alimentation de l'interface nappe-rivière régional par l'ensemble des formations aquifères du bassin. L'alimentation de la plaine alluviale se faisant majoritairement par l'aquifère de la craie, qui fournit en moyenne 28.6 $m^3$ $s^{-1}$. D'autre part, on note une alimentation des formations profondes par les systèmes aquifères supérieurs. La variation de stock d'eau est globalement positive au sein des formations aquifères, ce qui indique une recharge globale des formation souterraines. La variation de stock est minimale au sein de l'interface nappe-rivière régional et varie de 0.85 à 4 $m^3$ $s^{-1}$ au niveau des autres formations. Si cette accumulation d'eau n'est pas nulle au sein du système souterrain sur une période de 17 ans, elle est négligeable comparée aux sorties du système (en effet la variation de stock représente environ 5% des sorties du système) et la stationnarité de la variation de stock sur 17 ans est dans l'ensemble reproduite par le modèle. En moyenne, 30 $m^3$ $s^{-1}$ sont prélevés dans le système aquifère.

Pour ce qui est des échanges nappe-rivière, le réseau hydrographique principal de la Seine se comporte globalement comme un drain. Les aquifères fournissent en moyenne 100 $m^3$ $s^{-1}$ au réseau hydrographique principal. Les échanges totaux sur l'hydrosystème s'élèvent à 175 $m^3$ $s^{-1}$. 137.5 $m^3$ $s^{-1}$ sont directement fournis par les systèmes aquifères et 37.5 $m^3$ $s^{-1}$ se réinfiltrent depuis le réseau hydrographique principal vers les aquifères du bassin. La part du débordement de nappe est non négligeable et représente environ 40% du débit global échangé avec le réseau hydrographique. Cette contribution non négligeable des débordements de nappe au débit en rivière est sûrement due à l'absence de représentation des échanges nappe-rivière sur le réseau secondaire. Finalement le stock au sein du réseau hydrographique est nul. Le débit moyen à l'exutoire du bassin est estimé à 500 $m^3$ $s^{-1}$ dont 70% sont directement dus au ruissellement de surface.

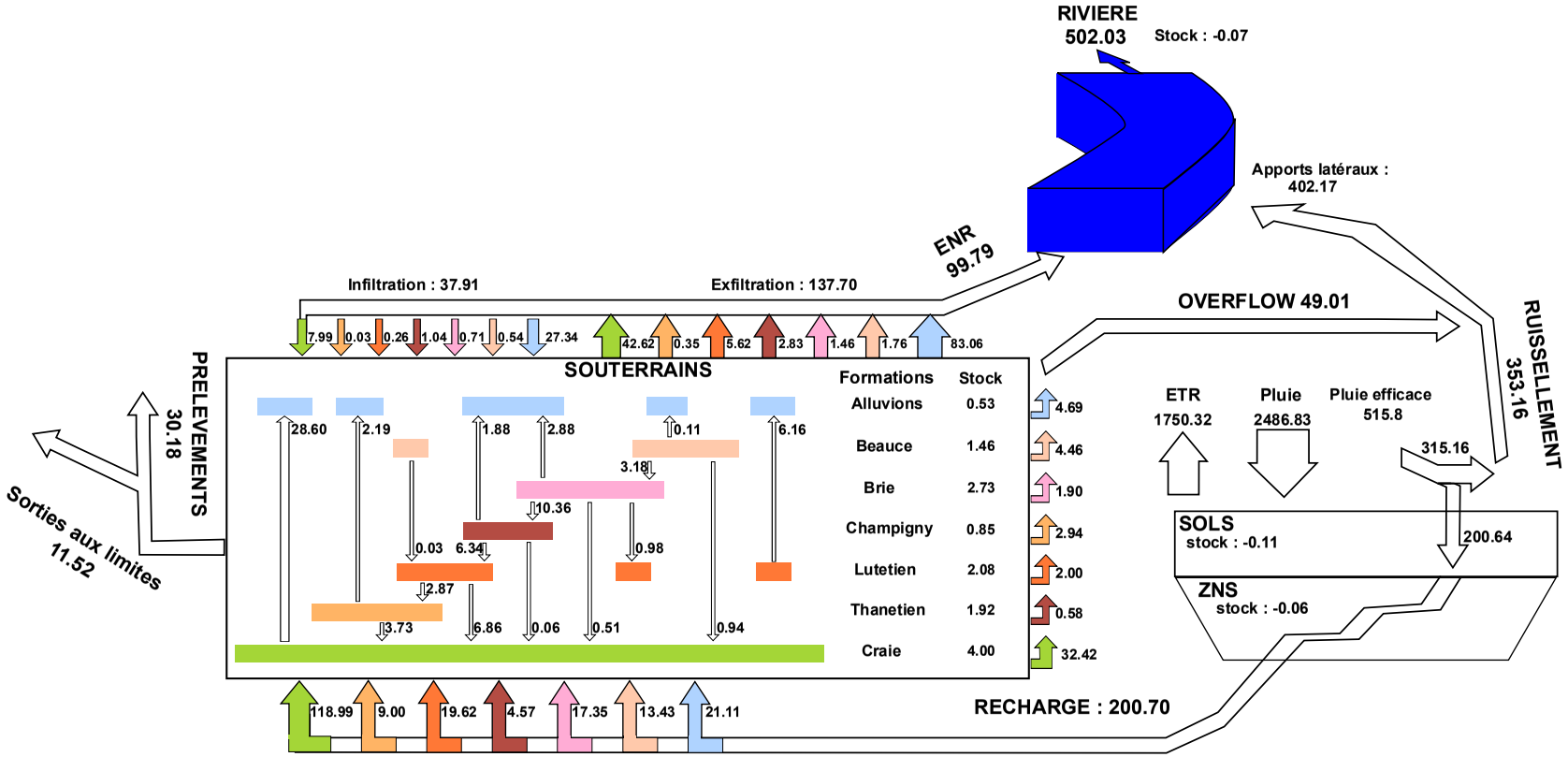



FIGURE 4.22 – Schéma du bilan hydrique général de l'hydrosystème Seine [$m^3\ s^{-1}$]

## 4.6 Conclusion

Afin de définir les flux régionaux contrôlant les échanges nappe-rivière, une méthodologie de calibration en deux étapes est proposée. La première étape consiste à calibrer les paramètres de surface. L'optimisation est réalisée par minimisation d'une fonction objectif multiple, à base physique (PBMF). Cette fonction objectif est hybride. Elle regroupe deux composantes : une composante prenant en compte la moyenne des débits en rivière ($Phi_{dicharge}$) et une composante prenant en compte le ruissellement direct sur l'impluvium ($Phi_{hf}$). Les paramètres optimaux obtenus par minimisation de cette fonction objectif, permettent d'estimer, de manière non-biaisée, la recharge en aquifère. Une fois les paramètres du bilan hydrique définis, la calibration du compartiment souterrain est effectuée dans la deuxième étape.

Le caractère non-biaisé du bilan hydrique de l'hydrosystème de la Seine ainsi défini est vérifié. Pour cela, après avoir validé les hypothèses permettant de développer la méthodologie de calibration, la reproduction des processus d'infiltration moyenne par le modèle, suivant la méthode de séparation d'hydrogramme adoptée est confirmée. Le modèle couplé reproduit de manière correcte les processus de ruissellement moyen, l'évapotranspiration moyenne ainsi que l'infiltration moyenne, le bilan hydrique de l'hydrosystème ainsi défini est donc non-biaisé.

Quelques nuances sont toutefois apportées. En effet, le caractère non biaisé du bilan hydrique de l'hydrosystème n'est pas vérifié sur les bassins karstiques. Cela est dû, d'une part à la non conformité des hypothèses posées pour la mise en place de la méthodologie de calibration sur ces bassins, mais aussi probablement à un défaut de conceptualisation du modèle de calcul du bilan hydrique en environnement karstique. Malgré ces défauts, cette méthode permet une grande avancée par rapport aux techniques d'optimisations employées précédemment. En effet, l'étude d'un état optimal obtenu lors d'une calibration précédente du modèle couplé de la Seine souligne le problème d'équifinalité dans la définition du bilan hydrique au sein d'un hydrosystème auquel la méthodologie de calibration en deux étapes permet en partie de remédier.

Les flux hydriques moyens (1993-2010) au sein de l'hydrosystème Seine ont alors pu être quantifiés. Le ruissellement sur le bassin est de 165.8 mm (13% de la pluviométrie) , la recharge de 105.5 mm (8% de la pluviométrie). Au sein des systèmes aquifères du bassin, on observe une alimentation globale de l'interface nappe-rivière par les formations aquifères régionales. Le système hydrographique principal se comporte globalement comme un drain sur le bassin. Les échanges globaux sont de 99 $m^3\ s^{-1}$. Les échanges totaux sont 75% plus importants, en moyenne 137.5 $m^3\ s^{-1}$ sont directement fournis par les systèmes aquifères au réseau hydrographique et 37.5 $m^3\ s^{-1}$ se réinfiltrent vers les aquifères du bassin. On note aussi une contribution importante des débordements de nappe au débit de la rivière. Cela est sûrement dû à la non représentation des échanges nappe-rivière sur le système hydrographique secondaire du bassin.

# Chapitre 5

# Modélisation multi-échelle simplifiée de la plaine alluviale de la Bassée

**Résumé :**
Une modélisation multi-échelle est de la plaine alluviale de la Bassée est réalisée. La représentation fine de l'hydrodynamique au sein de ce système alluvial de grande ampleur présente un intérêt particulier, du fait de la concentration d'enjeux stratégiques au sein de cette interface nappe-rivière. La plaine alluviale de la Bassée présente en effet des intérêts écologiques (zone humide importante sur le bassin), économiques (principale source de granulat de la région parisienne, mise en grand gabarit de la Seine) et en terme de protection des crues de la Seine à Paris (mise en place de casiers d'écrêtement des crues). La modélisation multi-échelle mise en place s'appuie sur l'emboîtement d'un modèle de la plaine alluviale développé à l'échelle intermédiaire au sein d'un modèle régional de l'hydrosystème. Cette modélisation multi-échelle met de plus en œuvre des fonctions de passage de la transmissivité et de la conductance. Dans un premier temps, la géométrie du modèle intermédiaire est définie (extension latérale, géomorphologie de la plaine alluviale). Les paramètres hydrodynamiques de la plaine alluviale sont ensuite caractérisés par estimations successives des flux. Cette estimation des paramètres s'accompagne d'un emboîtement du modèle intermédiaire au sein de l'hydrosystème régional. Les paramètres hydrodynamiques sont ainsi estimés en tenant compte des interactions entre la plaine alluviale et les aquifères régionaux sous-jacents. Une fonction de passage est ensuite assignée aux paramètres de transmissivité et de conductance, afin de transférer les propriétés hydrodynamiques définies à l'échelle intermédiaire vers l'échelle régionale. Ainsi, les propriétés hydrodynamiques régionales tiennent compte des propriétés définies à l'échelle intermédiaire (fonction de passage), et les propriétés à l'échelle intermédiaire tiennent compte de l'environnement hydrique régional (emboîtement de modèles).

Finalement, l'hydrodynamique de la plaine alluviale de la Bassée est étudiée à l'échelle régionale. En moyenne, 2.34 $m^3\ s^{-1}$ sont échangés entre la plaine alluviale et la rivière. Durant les périodes de crues (mars-mai 2001), les échanges augmentent et atteignent 3.84 $m^3\ s^{-1}$. Durant les périodes sèches (août-octobre 2003), malgré une forte diminution de la recharge, les échanges nappe-rivière (1.84 $m^3\ s^{-1}$) sont proches des échanges moyens. Ceci est dû à un fort soutien de la plaine alluviale par l'aquifère de la Craie. En effet en période sèche l'aquifère de la Craie alimente la plaine alluviale à hauteur de 1.80 $m^3\ s^{-1}$ alors qu'en période moyenne l'alimentation par les aquifères sous-jacents est de l'ordre de 1 $m^3\ s^{-1}$. L'étude de la répartition des échanges entre la rivière et la plaine alluviale, d'une part, et entre la plaine alluviale et la Craie d'autre part, semble souligner la mise en place de circulations spiralaires. Les eaux s'infiltrant de la plaine alluviale vers l'aquifère de la Craie en bordure de plaine alluviale sont ensuite drainées par le corridor hyporhéique de la plaine alluviale. L'étude détaillée des échanges au sein de la plaine alluviale au cours d'une période de crue, permet de préciser la dynamique des échanges en période de hautes eaux. Les phases d'augmentation du niveau de la rivière induisent

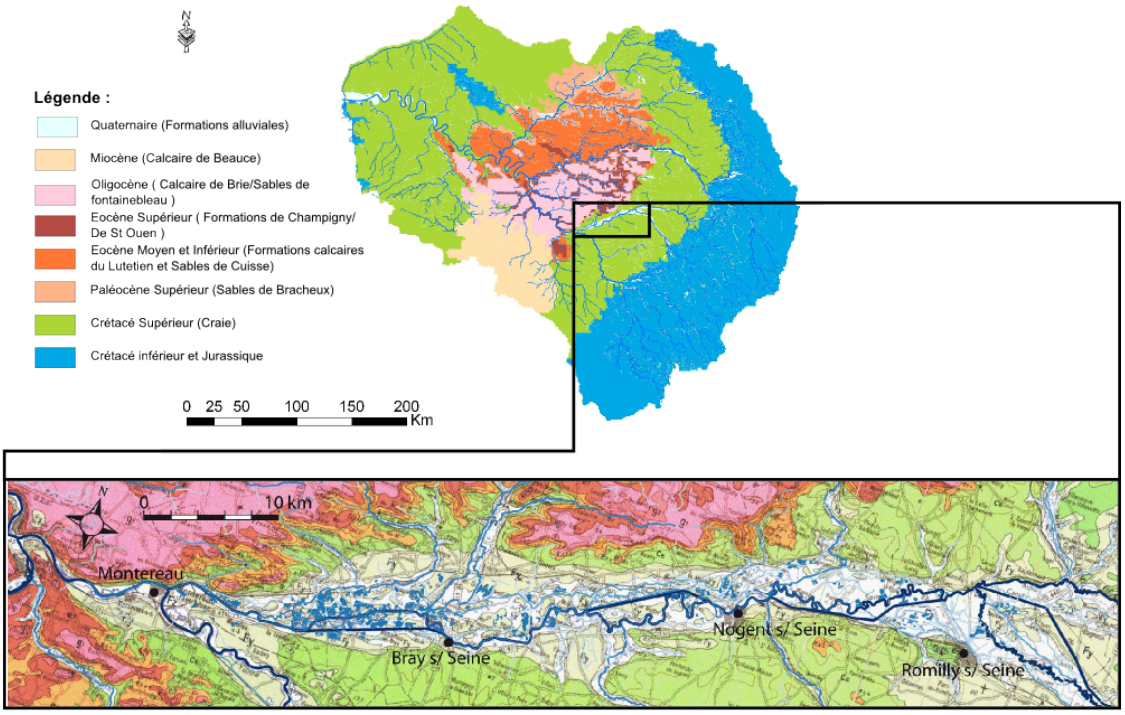



FIGURE 5.1 – Localisation de la plaine alluviale de la Bassée, carte géologique de la Bassée

une modification des conditions limites de l'hydrosystème qui permettent la mise en place de processus se déroulant sur des échelles spatio-temporelles différentes :

- des processus rapides d'infiltration et d'exfiltration dont les effets locaux sont circonscrits à la période de crue en temps que telle (montée des eaux, haut débit et récession),
- des processus à plus large échelle affectant le contexte hydrogéologique régional, qui permettent un stockage de l'eau qui est redistribuée selon une dynamique plus lente au cours des périodes de basses eaux.

## Matériel de référence

Ce chapitre s'appuie principalement sur Labarthe et al. (2013) et Labarthe et al. (2014).

## 5.1 La plaine alluviale de la Bassée

### 5.1.1 Description de la plaine alluviale

La Bassée est un secteur de plaine alluviale de la Seine positionné à l'amont de Paris, entre les confluences de l'Aube et de l'Yonne. Cette zone alluvionnaire, située entre Montereau et Romilly-sur-Seine, est longue de 60 km et large de 8 km. La plaine alluviale de la Bassée est positionnée à l'aval des grands bassins de rétention de la Seine et de l'Aube, construits dans les années 70 afin de prévenir la mise en place de phénomènes de crues exceptionnels.

Cette zone a été choisie sur le bassin parisien car elle regroupe plusieurs enjeux stratégiques, pour lesquels une quantification fine des échanges nappe-rivière peut s'avérer nécessaire. La Bassée, classée "Zone Naturelle d'Intérêt écologique, Faunistique et Floristique" depuis 1997, est une des dernières grandes zones humides de la région Ile-de-France. Depuis 2002, une réserve naturelle située sur une

zone de 850 hectares au centre de la zone de la Bassée, permet de recenser et de protéger les espèces faunistiques et floristiques endémiques de la région. De plus, le rôle de cette zone humide en termes de dénitrification des eaux souterraines et dans certains cas des eaux de surface, est avéré (Curie et al., 2003; Curie, 2006). En effet, l'établissement du bilan d'azote au niveau de la Bassée permet d'estimer son taux de dénitrification à 1.5 kTN/an (Fustec et al., 2001). Une étude des échanges nappe-rivière au sein de ces zones humides pourrait permettre de mieux comprendre leurs fonctionnements écologiques particuliers et notamment d'estimer plus finement les flux d'azote y transitant. D'autre part, la plaine alluviale de la Bassée présente un intérêt important en terme d'aménagements du territoire. Un projet de mise en grand gabarit de la Seine sur la zone de la Bassée, permettant à des péniches de tonnage supérieur à 2500 tonnes d'accéder au port de Nogent-sur-Seine, a été initié en 2015. Des études préalables sur la piézométrie et sur les échanges nappe-rivière peuvent s'avérer nécessaires afin de mieux estimer les effets de ces travaux sur le fonctionnement de la zone humide de la Bassée. De plus, un projet de casier pilote de rétention d'eau lors de crues de la Seine est en train de voir le jour. La phase de concertation publique a pris fin au cours de l'année 2014. Ce projet vise à un stockage temporaire d'une partie des eaux de la Seine lors de crues simultanées de l'Yonne et de la Seine. L'étude des échanges nappe-rivière de la zone en période de crue peut être nécessaire afin de mieux définir l'effet d'un prélèvement d'eau sur le système (Bendjoudi et al., 2002; Tajjar, 1993; Weng et al., 1998). 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).

Etant donnée l'importance de ce secteur d'un point de vue 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 nappe-rivière et elles ont permis une meilleure compréhension des échanges nappe-rivière, 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 contrôle les flux à l'interface nappe-rivière. La variabilité spatiale des perméabilités découle, d'une part, des héritages morpho-sédimentaires tardi- et post-glaciaires, de la diversité des flux hydriques qui interviennent dans la submersion du lit majeur (Gaillard, 1999; Gaillard et al., 2002), mais aussi de l'historique d'aménagement des berges et du lit majeur de la rivière (gravières) (Schanen, 1998). Ensuite Tajjar (1993) montre le rôle que jouent 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 rejoint donc la vision développée dans Flipo et al. (2014). Elles montrent l'importance d'étudier les interactions nappe-rivière dans une double perspective régionale et locale, ce qui constitue le cœur de la modélisation multi-échelle.

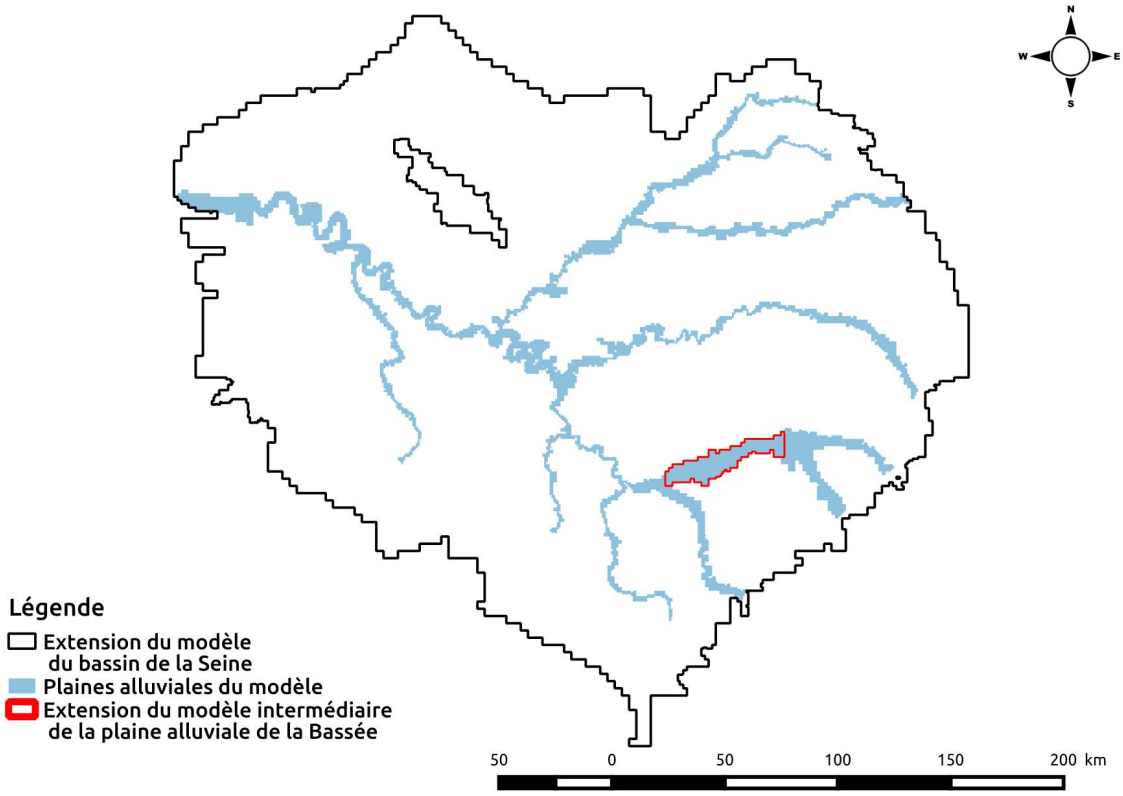



FIGURE 5.2 – Localisation des deux modèles utilisés dans la modélisation emboîtée.

### 5.1.2 Stratégie de modélisation multi-échelle

La modélisation multi-échelle mise en œuvre sur la plaine alluviale de la Bassée s'appuie sur la simulation de deux modèles de résolutions différentes (Fig. 5.2).

— un modèle régional du bassin versant de la Seine de résolution grossière,

— un modèle intermédiaire de la plaine alluviale de la Bassée de résolution fine.

Le modèle Seine est caractérisé par un maillage gigogne de dimension pluri-kilométrique à hectométrique à proximité du réseau hydrographique. Les niveaux en rivière sont simulés au pas de temps journalier et les conditions limites du modèle sont de type flux nul. Afin d'étudier plus précisément les échanges au sein de la plaine alluviale de la Bassée, un modèle à l'échelle intermédiaire a été développé. Ce modèle est constitué d'un maillage de 50 m de côté et s'étend sur une surface de 320 km$^2$ (Fig. 5.2). Le modèle intermédiaire permet uniquement la simulation des écoulements souterrains au sein de la plaine alluviale. La hauteur d'eau en rivière y est supposée fixe et elle constitue une condition limite de type charge imposée. Afin d'emboîter le modèle intermédiaire au sein du modèle régional, les conditions limites du modèle intermédiaire sont fixées à partir du modèle régional. La modélisation multi-échelle mise en œuvre est dite "simplifiée" car les fonctions de passage appliquées afin de transférer les paramètres hydrodynamiques de l'échelle intermédiaire à l'échelle régionale sont supposées constantes et connues. La fonction de passage des paramètres hydrodynamiques utilisée est celle mise en place par Renard (1997) (Fig. 2.6), la fonction de passage des paramètres de conductance appliquée est définie à la section 2.2.3.1,p. 18 (Eq. 2.4).

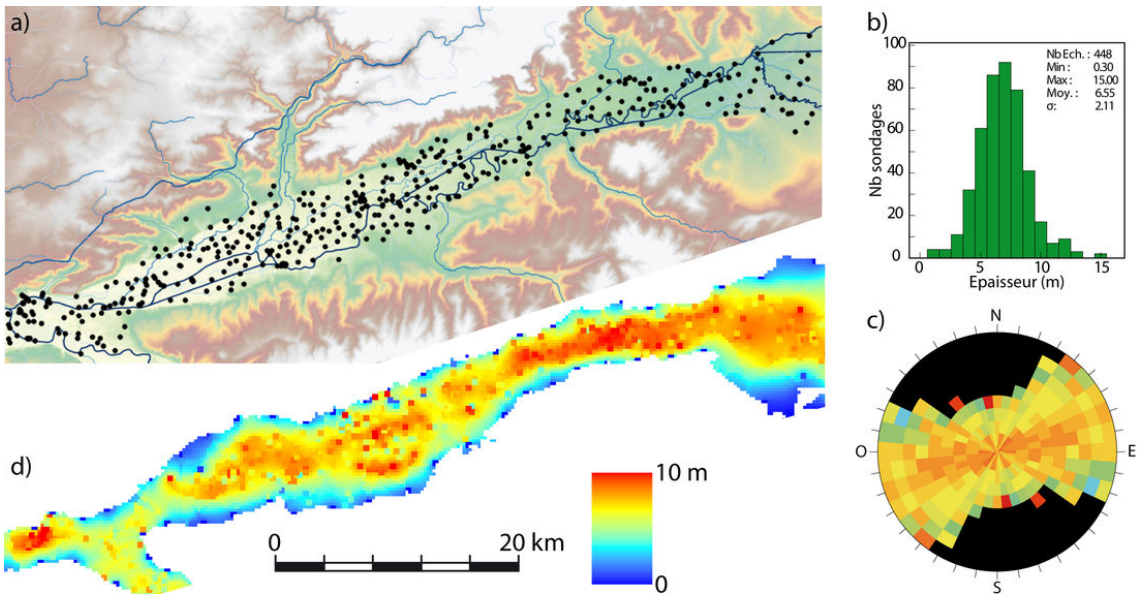



FIGURE 5.3 – Krigeage de l'épaisseur des alluvions de la plaine de la Bassée d'après Deleplancque et al. (2014), a) points de sondage, b) histogramme des épaisseurs de la plaine alluviale, c) carte variographique, d) carte des profondeurs estimées.

## 5.2 Construction du modèle intermédiaire

Dans un premier temps, la géométrie ainsi que les paramètres hydrodynamiques du modèle intermédiaire sont définis.

### 5.2.1 Géométrie du modèle intermédiaire

Afin de définir la géométrie du modèle intermédiaire, l'extension de la plaine alluviale a été déterminée grâce aux cartes géologiques au 1 : $50000^{eme}$ du BRGM. L'épaisseur des alluvions a été déterminée par krigeage, après collecte et traitement des logs de forage sur la plaine alluviale de la Bassée, puis affinée à partir des données collectées par Deleplancque et al. (2014), concernant la puissance du système alluvial (Fig. 5.3).

Les plaines alluviales principales du bassin parisien ont aussi été introduites explicitement dans le modèle régional (voir sect. 3.4.3, p. 58). Afin de faciliter les emboîtements de modèles, les extensions de la plaine alluviale dans les modèles régional et intermédiaire sont identiques. L'emboîtement géométrique des modèles est finalement assuré par un outil de définition de grille Qgridder (https ://github.com/apryet/Qgridder). Cet outil permet, sous environnement SIG, de construire des grilles en se basant sur des ensembles de couches vectorisées et d'affiner le maillage au niveau de zones d'intérêts. Cet outil permet aussi d'assurer la cohérence entre deux maillages aux échelles régionale et intermédiaire.

### 5.2.2 Calibration du modèle souterrain de la plaine alluviale de la Bassée : estimation des hétérogénéités locales

#### 5.2.2.1 Estimation des paramètres par estimations successives des flux

La méthode d'optimisation des paramètres souterrains par estimations successives des flux (Pasquier and Marcotte, 2006; Flipo et al., 2012) est basée sur l'expression de l'équation de diffusivité en

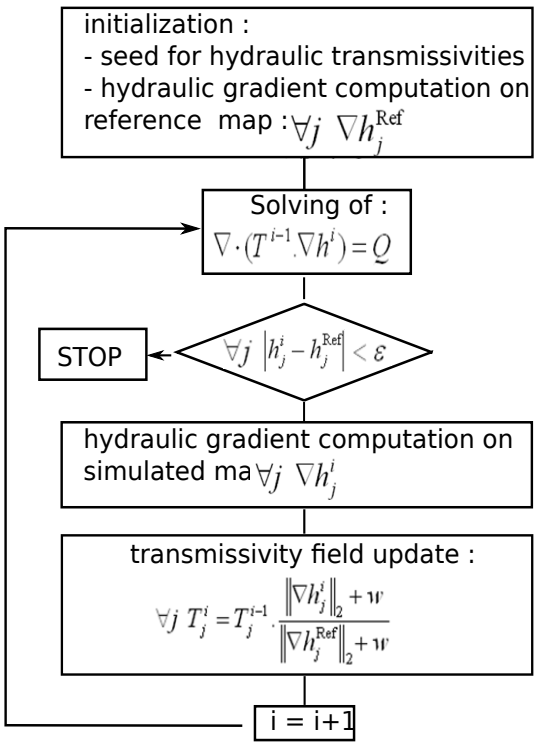



FIGURE 5.4 – Schéma de la procédure itérative d'optimisation des paramètres souterrains par estimations successives des flux d'après Flipo et al. (2012)

régime permanent :

$$div(T \nabla h) = Q \tag{5.1}$$

avec $T$ $[L^2/T]$ la transmissivité , $Q$ $[L^3/T]$ les apports aux limites du système. Cette procédure permet donc uniquement d'estimer les transmissivités. Le coefficient d'emmagasinement est supposé connu.

En régime permanent, si les solutions de $h$ et $Q$ sont connues alors le problème inverse de l'estimation de la transmissivité est défini de la manière suivante (Pasquier and Marcotte, 2006; Emsellem and de Marsily, 1971) :

$$T = T^0 \frac{\|\nabla h^0\|_2}{\|\nabla h\|_2} \tag{5.2}$$

avec $T^0$ une valeur initiale de la transmissivité, $h^0$ le champ de charges résultant de la résolution du régime permanent prenant en compte le champ de transmissivités $T^0$, et $\|\|_2$ la norme euclidienne du gradient de charge.

Cette équation est intégrée dans une procédure itérative. Cette procédure est initialisée par un champ piézométrique dit de référence et un champ germe de transmissivité. Ces champs initiaux peuvent être définis par krigeage (Flipo et al., 2012) ou uniformes (Labarthe et al., 2014). A chaque itération le gradient de charge calculé par résolution de l'équation de diffusivité en régime permanent est comparé au gradient calculé sur le champ piézométrique initial. La procédure itérative s'arrête lorsque le champ piézométrique simulé est proche du champ piézométrique de référence (Fig. 5.4).

Un programme nommé invpiez reprenant cette procédure d'optimisation a été développé en langage C. Ce programme est basé sur la librairie de résolution de l'équation de diffusivité libaq.

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). La mise en œuvre de cette méthodologie nécessite :

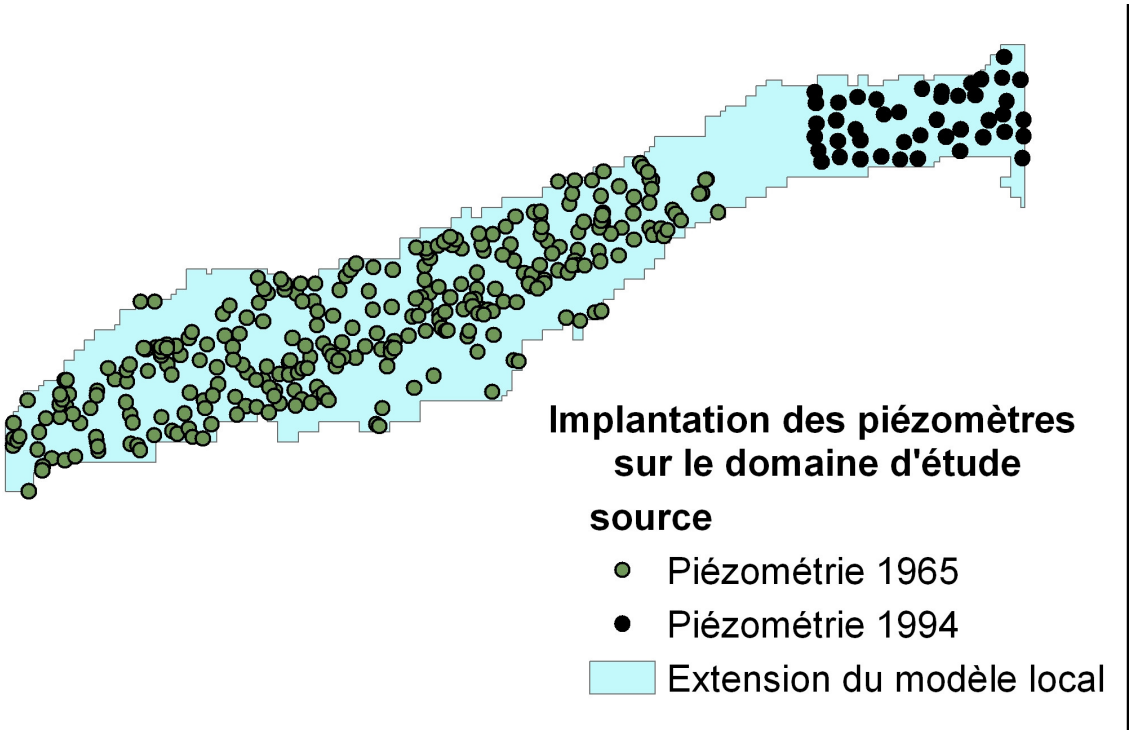



FIGURE 5.5 – Localisation des observations piézométriques sur le modèle intermédiaire

— la définition d'une carte piézométrique de référence,
— l'estimation des conditions limites du modèle dont les paramètres sont à inverser,
— la définition de la transmissivité initiale (champ germe de transmissivité).

#### 5.2.2.2 Carte piézométrique de référence

La carte piézométrique de référence a été obtenue par krigeage de deux jeux de données collectés respectivement en Septembre 65 (Mégnien, 1965) et Septembre 94 (Weng et al., 1999). Le regroupement de deux jeux de données acquises à des périodes distinctes (Fig. 5.5), 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 $23 m^3\ s^{-1}$. Elle est de $25 m^3\ s^{-1}$ durant les basses eaux de 1965. L'écart type des moyennes de débit durant les basses eaux sur la période 1965-1994 étant de $10 m^3\ s^{-1}$, 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-stationnarité 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

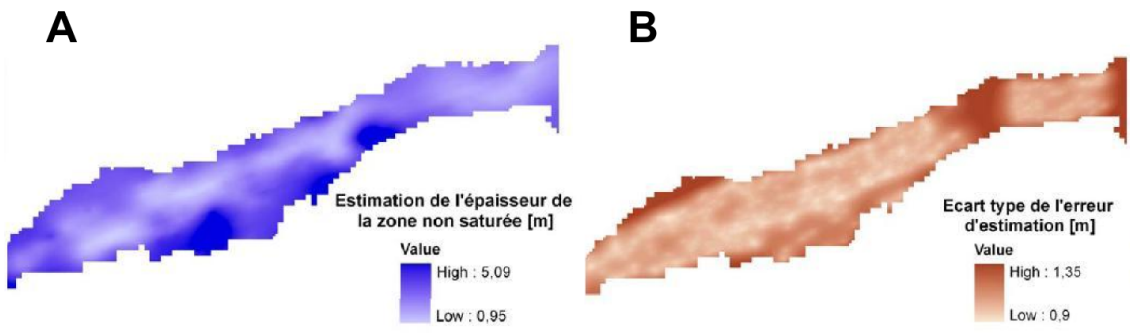



FIGURE 5.6 – Résultats de l'estimation par krigeage des épaisseurs de la zone non saturée dans la plaine alluviale de la Bassée : A) distribution des épaisseurs krigées de la zone non saturée B) écart type de l'erreur d'estimation

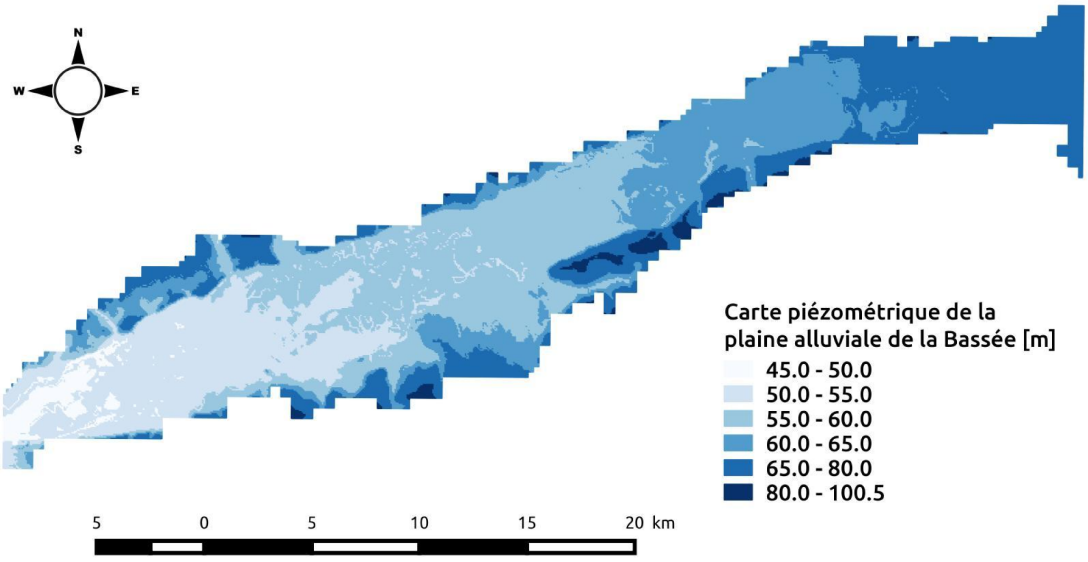



FIGURE 5.7 – Carte piézométrique des alluvions dans la plaine alluviale de la Bassée.

variographique calibré et validé par validation croisée (Labarthe et al., 2014), un krigeage a été réalisé sur un maillage de 50 m * 50 m (Fig. 5.6-A). 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. 5.6-B).

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 de l'IGN pour obtenir la carte piézométrique de référence (Fig. 5.7).

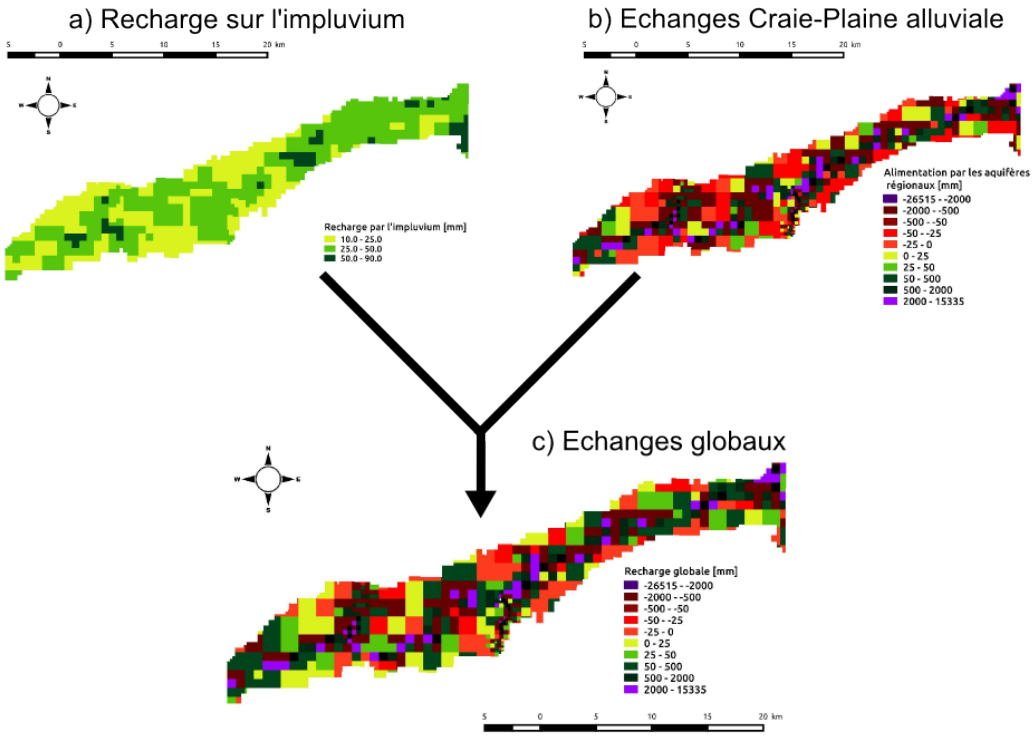



FIGURE 5.8 – Schéma de la méthodologie de définition des conditions limites permettant l'emboîtement du modèle intermédiaire. Les valeurs sont ramenées en équivalent mm.an$^{-1}$

#### 5.2.2.3 Définition des conditions limites du modèle intermédiaire

Afin d'emboîter le modèle intermédiaire dans le modèle régional, les conditions limites du modèle intermédiaire ont été estimées à partir du modèle régional. Pour cela, après introduction des plaines alluviales dans le modèle régional (voir sect. 3.4.3, p. 58), une simulation sur une période de 17 ans a été réalisée. La carte piézométrique de la plaine alluviale de la Bassée est représentative de l'état hydrique du mois de Septembre. L'alimentation de la plaine alluviale par les aquifères sous-jacents ainsi que la recharge par l'impluvium sont ainsi calculées sur cette période de temps. La recharge moyenne du mois de septembre est déterminée par analyse des résultats du modèle de surface optimisé sur la plaine alluviale de la Bassée, l'alimentation de l'interface nappe-rivière régionale par les systèmes aquifères est calculée par analyse des résultats du modèle couplé optimisé. Il est de plus à noter que sur une période de 17 ans, les variations de stock des compartiments souterrain et de surface sont négligeables (Flipo et al., 2012; Massei et al., 2010). Les conditions limites définies sur cette période de temps sont donc compatibles avec une simulation en régime permanent.

La recharge de surface est majoritairement comprise entre 10 et 50 mm.an$^{-1}$ (Fig. 5.8). Cette faible recharge est cohérente avec un contexte de basses eaux. Les valeurs extrêmes de la recharge souterraine sont situées au niveau de la rivière, indiquant les échanges importants entre la rivière et les aquifères régionaux via la plaine alluviale. La recharge globale, issue de la combinaison de l'alimentation souterraine et de la recharge par l'impluvium, sert de condition limite à l'inversion des transmissivités du modèle intermédiaire. La carte de recharge globale (Fig. 5.8) montre la prépondérance de la recharge par l'aquifère sur la recharge par l'impluvium en régime de basses eaux.

#### 5.2.2.4 Champ germe de transmissivité

Lors d'une étude préalable de la faisabilité de modélisation multi-échelle sur la plaine alluviale de la Bassée, plusieurs champs germes de transmissivité ont été testés (Labarthe et al., 2014). Cette étude indique que la méthode n'est pas sensible au champ germe de transmissivité. Un champ germe uniforme est donc utilisé par la suite. La valeur du champ uniforme est définie à partir de la base de données de forage mise en place par Deleplancque et al. (2014) et sur des mesures de perméabilité réalisées sur les alluvions grossières ($2.5 \times 10^{-3}$ $m.s^{-1}$), sur celles des dépôts argileux ( $6.7 \times 10^{-7}$ $m.s^{-1}$) par Mégnien (1965). La base de données de forage caractérise de manière fine la lithologie des alluvions sur un ensemble de 500 forages et distingue les matériaux grossiers et fins. Connaissant la perméabilité et les épaisseurs de chaque formation, la perméabilité équivalente au droit des 500 forages a été calculée en supposant les flux strictement horizontaux. Une transmissivité moyenne de $1 \times 10^{-2}$ $m^2.s^{-1}$ est ainsi estimée.

#### 5.2.2.5 Résultats de l'inversion

L'inversion est réalisée à partir d'un champ uniforme et de la recharge estimée à partir du modèle régional. Après 150 itérations d'inversion, l'écart absolu moyen entre la charge simulée et la piézométrie de référence est de 2.90 m sur le domaine. Toutefois, la majorité des écarts absolus sont inférieurs à 30 cm sur le domaine. Cet écart absolu important est du à la géométrie du modèle. En effet, afin de faciliter l'emboîtement du modèle intermédiaire au sein du modèle régional, ces deux modèles partagent une même extension latérale. Ainsi compte tenu de la dimension du maillage souterrain du modèle régional, une partie des coteaux calcaires est intégrée à la géométrie de la plaine alluviale. Ces zones, positionnées en bordure du modèle, ressortent en noir sur la figure 5.9 (erreur supérieure à 5m), et participent grandement à l'augmentation de l'erreur moyenne absolue entre la charge simulée et la piézométrie de référence. En effet, si l'on exclut les coteaux calcaires, l'erreur absolue moyenne est de 0.6 m.

Par ailleurs, les erreurs au centre du domaine sont plutôt faibles (inférieures à 10 cm). On note toutefois certaines zones d'erreurs supérieures à 50 cm au centre de la plaine alluviale.

Ainsi, l'inversion de la transmissivité (Fig. 5.10) a-t-elle permis de définir les hétérogénéités à l'échelle locale en prenant en compte les flux régionaux alimentant la plaine alluviale, via l'emboîtement du modèle intermédiaire.

## 5.3 Simulation à l'échelle régionale

### 5.3.1 Transfert de paramètres de l'échelle intermédiaire vers l'échelle régionale

Une fois les hétérogénéités de la plaine alluviale définies, les transmissivités inversées ont été transférées de l'échelle intermédiaire vers l'échelle régionale. Pour cela, la méthode heuristique mise en place par Renard (1997) a été appliquée (voir sect.2.4.1.1.1,p.29). Les mailles de la grille fine sont agrégées deux à deux, jusqu'à atteindre la dimension de la maille régionale (fig. 2.6). Si les mailles sont en série par rapport à la direction d'écoulement, la moyenne harmonique des perméabilités $k_i$ et $k_{i+1}$ des deux mailles fines sélectionnées est affectée au support de renormalisation, sinon, la moyenne arithmétique de ces deux perméabilités locales lui est attribuée. Afin de déterminer la direction principale d'écoulement sur le maillage régional, le champ piézométrique théorique est calculé à l'échelle régionale. La charge sur le maillage régional est calculée comme la moyenne des charges définies localement. Les charges locales correspondent ici à la piézométrie issue de la simulation en régime permanent du modèle intermédiaire. Le gradient de charge théorique est ensuite défini sur chacune des mailles régionales et la direction principale d'écoulement est établie. Si le gradient dans la direction x, calculé comme la

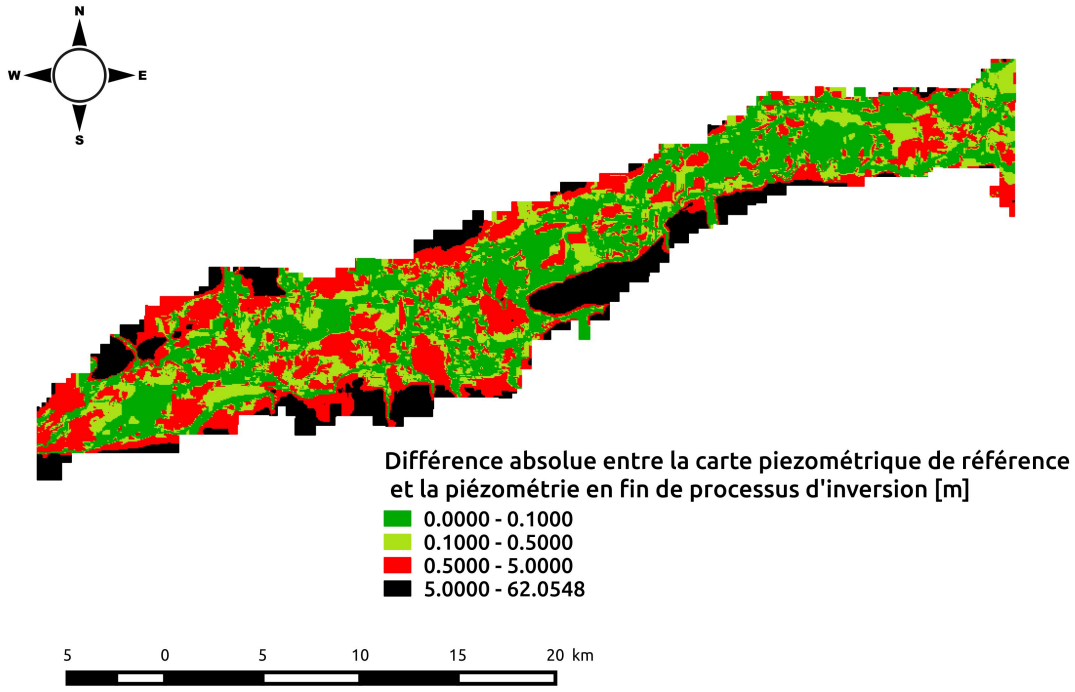



FIGURE 5.9 – Carte de la différence absolue entre la piézométrie de référence et la piézométrie en régime permanent.

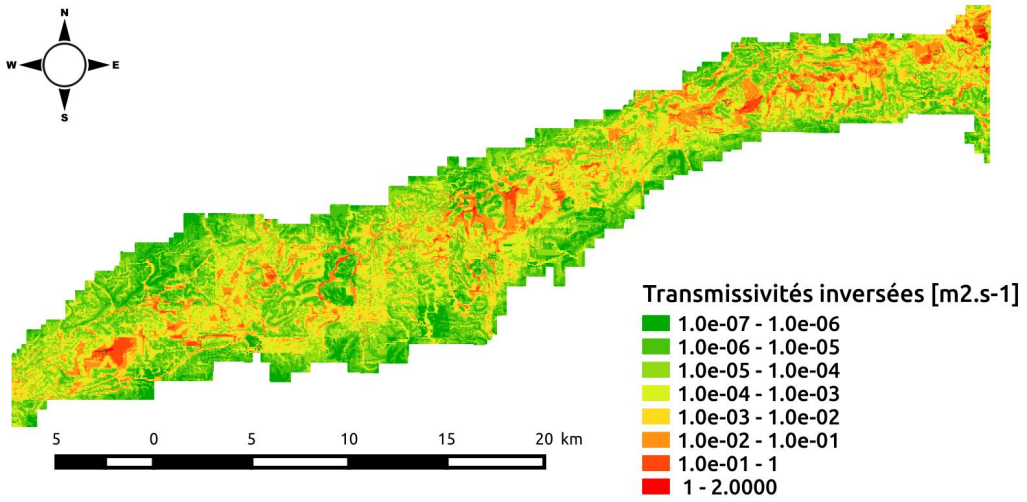



FIGURE 5.10 – Carte des transmissivités inversées avec le champ germe uniforme ($1 \times 10^{-2}\ m^2.s^{-1}$)

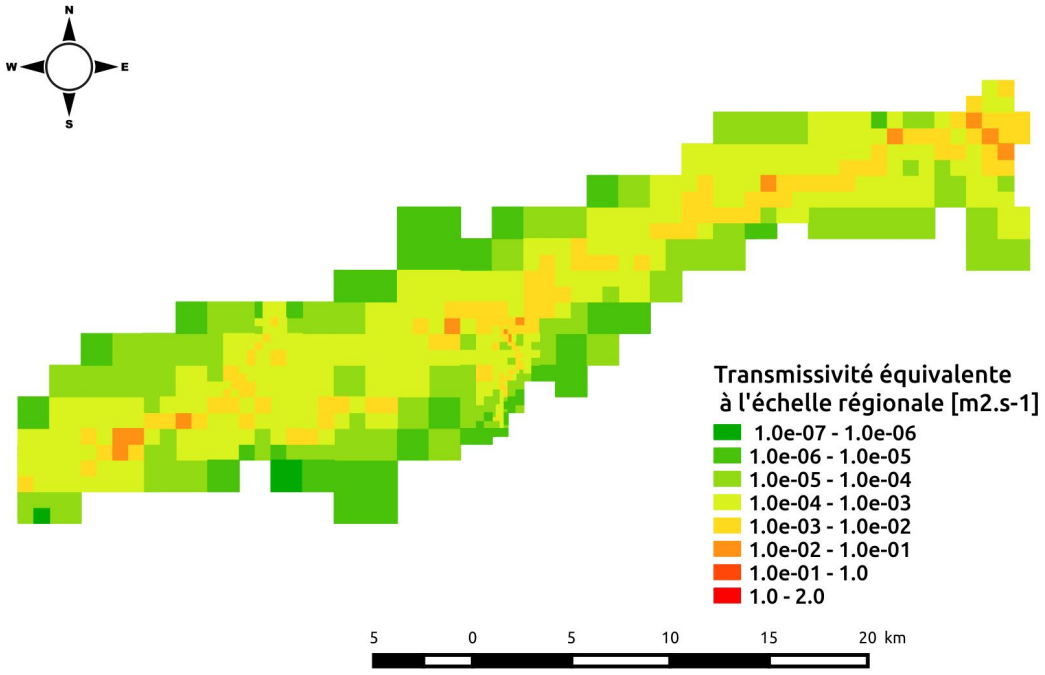



FIGURE 5.11 – Carte des transmissivités à l'échelle régionale définies à partir des valeurs du modèle intermédiaire

somme de la norme des gradients selon la direction x est supérieur au gradient selon la direction y, alors la direction principale d'écoulement est supposée être dans la direction x. La renormalisation est ensuite réalisée (Fig. 2.6), le coefficient $\gamma$ est fixé à 0.5 (Eq. 2.15).

Une fois les paramètres équivalents de transmissivité établis (Fig. 5.11), le terme de conductance est calculé. La dimension de l'élément de calcul régional au droit de la rivière étant supérieure au double de la largeur de la rivière ($W \approx f(w_{riv})$), l'équation 2.4 (Tab. 2.2, p. 22, sect. 2.2.3.1) a été utilisée. Les paramètres de la zone hyporhéique et d'anisotropie sont supposés connus (Tab. 5.1). Les valeurs de longueur et de largeur de rivière ont été définies à partir de la base de données hydrographiques Carthage de l'IGN.

TABLE 5.1 – Tableau récapitulatif de la valeur des paramètres utilisés pour la définition de la conductance

| paramètres et valeurs associées | | unités |
|---|---|---|
| $e_{zh}$ | 0.75 | [m] |
| $kzh$ | $1e{-}06$ | [m.s$^{-1}$] |
| $\alpha$ | 0.1 | [-] |

Le transfert de paramètres de l'échelle intermédiaire à régionale réalisé ici tient compte des hétérogénéités définies à l'échelle intermédiaire. On ne peut cependant pas parler de modélisation multi-échelle au sens propre car l'unicité des flux simulés aux échelles régionale et intermédiaire n'est pas assurée. Afin d'assurer cette unicité des flux, une procédure itérative serait nécessaire. Dans la suite, les résultats préliminaires seront discutés, notamment autour du fonctionnement hydrologique de la plaine alluviale.

### 5.3.2 Hydrodynamique de la plaine alluviale de la Bassée

TABLE 5.2 – Tableau des terminologies adoptées pour caractériser les échanges

| Terme employé | Abréviation | Echanges |
|---|---|---|
| Infiltration | Inf | Rivière → Alluvion |
| | | Alluvion → Craie |
| Exfiltration | Exf | Alluvion → Rivière |
| | | Craie → Alluvion |
| Net | Net | Alluvion → Rivière + Rivière → Alluvion |
| | | Alluvion → Craie + Craie → Alluvion |

#### 5.3.2.1 Situations hydrologiques représentatives sur la plaine alluviale de la Bassée

Afin de caractériser l'hydrodynamique de la plaine alluviale de la Bassée, trois contextes hydrologiques sont étudiés (sect. 3.3, p. 46). Un contexte hydrologique moyen calculé sur une période de 17 ans, un événement extrême sec (période de août à octobre 2003) et une période humide (période de mars à fin mai 2001). Les chroniques de débit correspondant à ces périodes, à la station de Bazoches-les-Bray, à l'exutoire de la Bassée, sont présentées figure 5.12. Il est à noter que la période sèche d'août à octobre est précédée par une période de crue dont le débit maximal est comparable à celui de la crue sur la période humide. Afin d'étudier plus précisément l'influence de ce pic de crue sur les échanges hydriques au sein de la plaine alluviale en période de basses eaux, la dynamique des échanges au cours de la période sèche est étudiée pour l'année civile 2003. D'autre part, la dynamique de la plaine alluviale de la Bassée en période de crue est étudiée sur la période de mars à fin mai 2001. La période humide est divisée en trois phases (Fig. 5.12) : la phase 1 d'augmentation du débit, la phase 2 de haut débit relativement stable, et la phase 3 de récession.

Les situations hydrologiques représentatives étudiées dans cette partie sont caractérisées par des contextes hydroclimatiques contrastés. Les principaux paramètres hydroclimatiques définissant ces périodes sont regroupés table 5.3.

TABLE 5.3 – Récapitulatif des paramètres hydroclimatiques suivant les périodes représentatives

| Période | Pluviométrie [mm.an$^{-1}$] | Recharge [mm.an$^{-1}$] | Débit moyen [m$^3$ s$^{-1}$] |
|---|---|---|---|
| Moyenne 1993-2010 | 752.02 | 96.95 | 87.65 |
| Humide mars-mai 2001 | 1120.53$^\star$ | 327.48$^\star$ | 249.68 |
| Sèche août-oct 2003 | 509.36$^\star$ | 9.49$^\star$ | 31.18 |

$^\star$ valeurs ramenées en mm.an$^{-1}$ pour pouvoir être comparées à la moyenne

En moyenne, la pluviométrie sur la zone de la Bassée est de 752.02 mm. La pluviométrie, en période humide, augmente d'environ 50% par rapport à l'année moyenne. Elle diminue d'environ 30% lors de la période sèche.

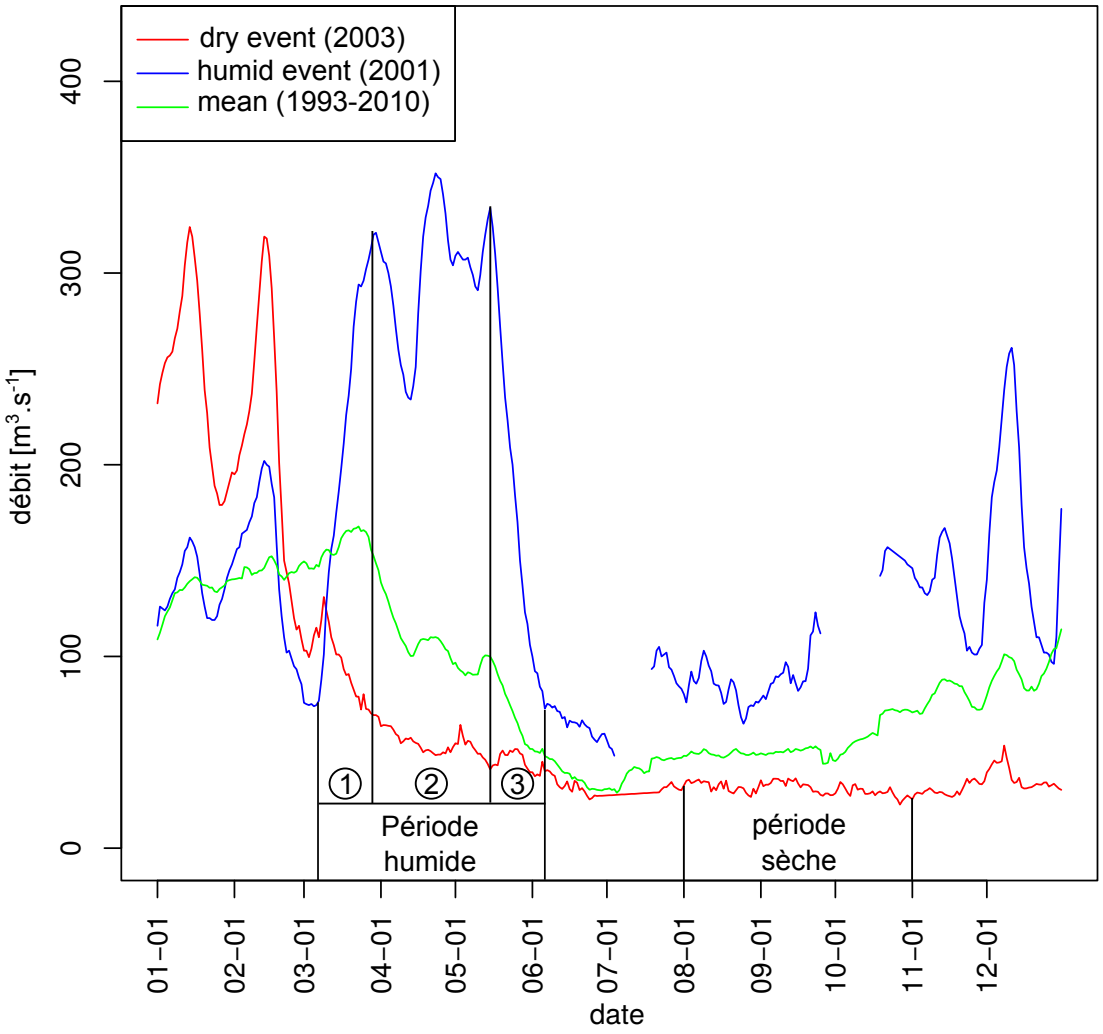



FIGURE 5.12 – Chroniques de débit des années civiles 2001 et 2003 comparées à la moyenne journalière des débits sur la période 1993-2010 à Bazoches-les-Bray

TABLE 5.4 – Bilan hydrique sur la plaine alluviale de la Bassée [$m^3$ $s^{-1}$]

| Période | Echanges nappe-rivière | | | Echanges Alluvion-Craie | | | Recharge | BC⋆ | stock |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Inf | Exf | Net | Inf | Exf | Net | | | |
| Moyenne 1993-2010 | -3.28 | 5.62 | 2.34 | -4.42 | 5.56 | 1.14 | 1.42 | -0.22 | 0.00 |
| Humide mars-mai 2001 | -3.97 | 7.81 | 3.84 | -7.40 | 7.30 | -0.1 | 4.83 | -1.25 | 0.36 |
| Sec août-oct 2003 | -2.80 | 4.64 | 1.84 | -2.94 | 4.74 | 1.80 | 0.14 | -0.02 | -0.08 |

⋆ Les conditions limites correspondent aux sorties du système, elles prennent en compte les prélèvements, les débordements et les flux aux limites

#### 5.3.2.2 Bilan et échanges spatialisés sur la plaine alluviale

Sur la période de 17 ans (1993-2010), l'aquifère alluvial fournit un débit net de 2.34 $m^3\ s^{-1}$ au système fluviatile de la Bassée (Tab 5.4). Rapportés à la longueur de la Seine sur le secteur (environ 100 km), les échanges nets sont d'environ 20 $l\ s^{-1}\ km^{-1}$, ce qui correspond au débit linéique moyen à l'échelle de l'hydrosystème (sect. 4.5.6,p.93). L'aquifère de la Craie alimente en moyenne la plaine alluviale. D'autre part, il apparaît que l'exfiltration de la plaine alluviale est équivalente à l'exfiltration de l'aquifère de la Craie (5.62 $m^3\ s^{-1}$). Il semble donc, qu'en moyenne, l'alimentation de la rivière par l'aquifère alluvial soit initiée par une alimentation de l'aquifère régional, ce qui est en accord avec la vision emboîtée de l'interface nappe-rivière. De plus, la plaine alluviale est en moyenne à l'équilibre (variation de stock nulle, tab.5.4). Pendant la période de crue (mars-mai 2001), une augmentation de 65% des échanges nets entre la rivière et la plaine alluviale est simulée. Sur cette période, l'aquifère alluvial fournit globalement 3.84 $m^3\ s^{-1}$au réseau hydrographique. Cette augmentation des échanges nappe-rivière nets est due à une augmentation de l'alimentation du système fluviatile par la plaine alluviale. D'autre part, durant cette période, un stock d'eau important se crée au sein de la plaine alluviale. En période sèche (août-octobre 2003), le bilan moyen des échanges nappe-rivière est proche du bilan moyen sur la période de 17 ans alors que la recharge sur la plaine alluviale de la Bassée est particulièrement faible. Ce fort soutien d'étiage de la plaine alluviale est dû à une diminution de l'infiltration de la plaine alluviale vers l'aquifère régional (-66% par rapport à la moyenne), l'alimentation de la plaine alluviale par l'aquifère de la Craie restant constant.

Ce tableau de bilan (Tab. 5.4) montre une similitude entre les débits exfiltrés en rivière et par l'aquifère régional, indiquant ainsi l'importance des apports régionaux dans la quantification des échanges nappe-rivière. Afin d'étudier plus finement ces apports, les cartes spatialisées des échanges sur la plaine alluviale de la Bassée sont également présentées (Fig. 5.13).

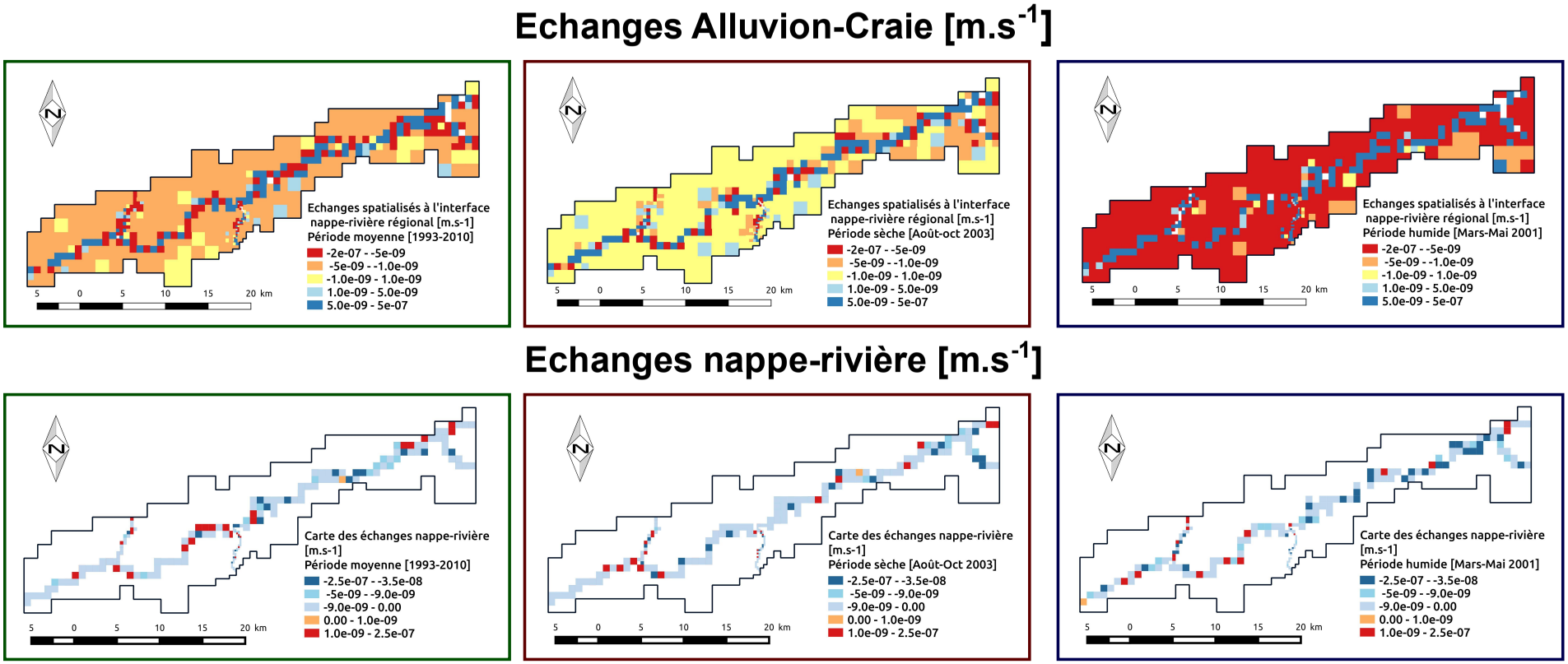



FIGURE 5.13 – Carte des échanges spatialisés sur la plaine alluviale de la Bassée. En rouge les échanges en période sèche (août-octobre 2003), en bleu les échanges en période de crue (mars-mai 2001) et en vert les échanges moyens sur la période 1993-2010.

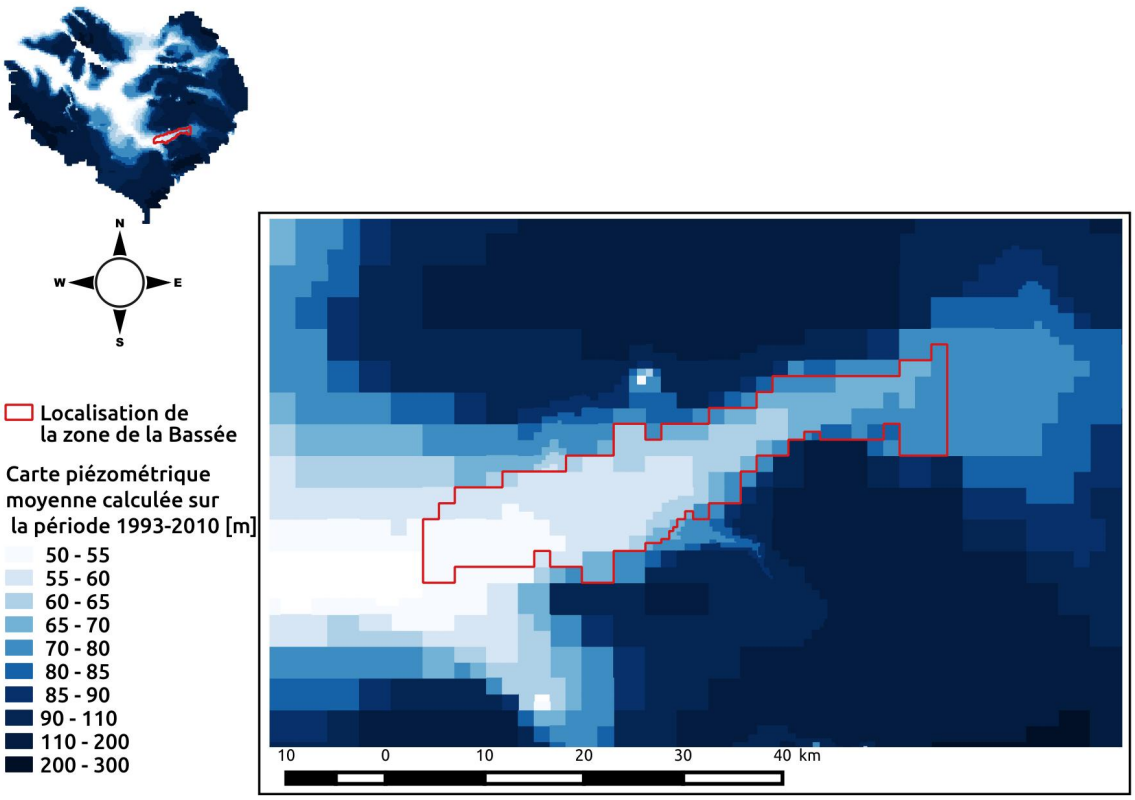



FIGURE 5.14 – Carte piezométrique moyenne de l'aquifère de la Craie, réalisée sur la période 1993-2010

Les différentes cartes de la spatialisation des échanges nappe-rivière sur la plaine alluviale de la Bassée (carte des échanges moyens encadrée en vert, carte des échanges en période de crue encadrée en bleu, carte des échanges en période sèche encadrée en rouge sur la figure 5.13) montrent leur stabilité. Quelles que soient les configurations hydrologiques, la Seine draine la plaine alluviale de la Bassée sur la majorité de son linéaire. Seules quelques zones semblent plutôt réinfiltrantes. La position de ses zones varient suivant les configurations hydrologiques.

Les cartes spatialisées des échanges entre l'aquifère de la Craie et la plaine alluviale en période de crue et en période moyenne présentent un schéma similaire. Une infiltration importante est simulée sur l'ensemble de la plaine alluviale ainsi qu'un drainage intense au droit de la rivière (Fig. 5.13). En période sèche, La plaine alluviale est en équilibre avec l'aquifère de la Craie, alors que la zone de drainage au droit de la rivière est maintenue.

D'autre part, la carte piézométrique moyenne de l'aquifère de la Craie (Fig. 5.14) montre un drainage de la Craie au droit de la plaine alluviale. Des écoulements latéraux des coteaux vers le centre de la plaine alluviale se mettent en place. Il apparaît donc que l'eau infiltrée de la plaine alluviale vers l'aquifère de la Craie retourne ensuite vers l'interface nappe-rivière en aval du point d'infiltration.

Ces cartes spatialisées des échanges, et de la piézométrie, illustrent la mise en place de flux spiralaires entre la plaine alluviale et l'aquifère régional. Les flux infiltrés au sein de la plaine alluviale passent par l'aquifère régional avant d'alimenter l'interface nappe-rivière au droit de la rivière en aval du point d'infiltration. Ainsi, les flux spiralaires observés à l'échelle intermédiaire par Poole et al. (2008) au sein de la plaine alluviale, semblent se mettre aussi en place à l'échelle régionale. En période sèche, ces flux se resserrent autour de la rivière, alors qu'en période humide l'ensemble de la plaine alluviale est impliquée dans leurs mises en place (Fig. 5.15). D'autre part le tableau de bilan (Tab. 5.4) montre qu'en période humide le bilan échangé entre la plaine alluviale et l'aquifère de la Craie est quasiment à l'équilibre (Net : -0.1 $m^3\ s^{-1}$). Les zones d'alimentation de la plaine alluviale par l'aquifère de la Craie

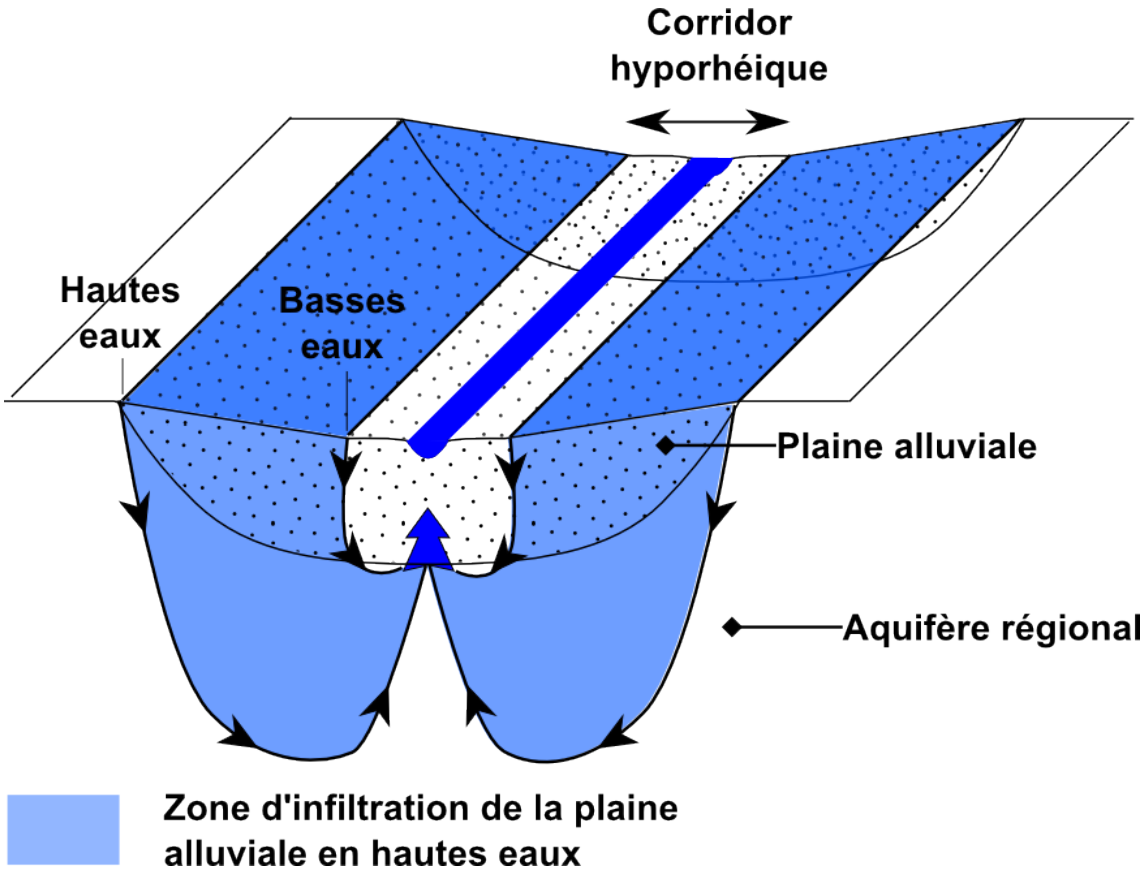



FIGURE 5.15 – Schéma conceptuel de la mise en place des flux spiralaires entre la plaine alluviale et l'aquifère de la craie

sont positionnées au droit de la rivière. Il semble donc que l'ensemble des flux infiltrés dans la plaine alluviale durant la période de crue, soient redirigés vers la rivière pendant la durée de la période. Il semble ainsi, au regard de ce bilan, que les eaux souterraines alimentant l'interface nappe-rivière en période de crue, proviennent uniquement de flux spiralaires issus de l'infiltration de la plaine alluviale.

#### 5.3.2.3 Dynamique de la plaine alluviale de la Bassée en période de crue

Afin de préciser l'hydrodynamique de la Bassée en période de crue une étude plus détaillée des échanges est réalisée. Pour cela, la période de crue est divisée en trois phases (Fig. 5.12). La première phase correspond à la phase de montée des eaux. Elle s'étend sur le mois de mars 2001. La deuxième phase correspond à la phase de hautes eaux. Elle se déroule d'avril à mi mai. Enfin la dernière période correspond à la période de récession qui s'étale sur les 15 derniers jours de mai. Pour chacune de ces phases, un bilan global des échanges est calculé (tab. 5.5). D'autre part, la dynamique de crue étant induite par les variations rapides de débit, une étude des échanges journaliers est proposée (Fig. 5.16).

Si la carte spatialisée des échanges au cours de la période de crue (Fig. 5.13) indique une exfiltration de l'aquifère alluvial sur l'ensemble du linéaire, il apparaît toutefois que la phase de montée des eaux est caractérisée par une infiltration importante des eaux de la rivière au sein de l'aquifère alluvial. En effet, le débit d'infiltration des eaux de rivière est doublé en période de montée des eaux en comparaison du débit moyen d'infiltration (-6.18 $m^3$ $s^{-1}$ Tab. 5.5). Une augmentation de l'infiltration en rivière est simulée durant les deux premières semaines de la phase de montée des eaux (Fig. 5.16 1). Le maximum d'infiltration, qui concorde avec le minimum d'exfiltration sur la période, est atteint alors

TABLE 5.5 – Tableau du bilan hydrique sur la plaine alluviale durant les différentes phases de crue (voir Fig. 5.12) [$m^3$ $s^{-1}$]

| Période | Echanges nappe-rivière | | | Echanges Alluvion-Craie | | | Recharge | BC* | stock |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Inf | Exf | Net | Inf | Exf | Net | | | |
| Phase 1 3 semaines Montée des eaux | -6.18 | 4.97 | -1.21 | -9.12 | 5.10 | -4.02 | 4.71 | -0.43 | 1.47 |
| Phase 2 1.5 mois Maximum de crue | -3.27 | 8.23 | 4.96 | -7.33 | 7.43 | 0.1 | 5.73 | -0.57 | 0.30 |
| Phase 3 3 semaines Récession | -1.66 | 12.08 | 10.42 | -4.31 | 11.11 | 6.80 | 2.57 | -0.53 | -1.58 |
| Moyenne 1993-2010 | -3.28 | 5.62 | 2.34 | -4.42 | 5.56 | 1.14 | 1.42 | -0.22 | 0.00 |

* Les conditions limites correspondent aux sorties du système, elles prennent en compte les prélèvements, les débordements et les flux aux limites

que la phase d'augmentation du débit n'est pas terminée. Cette observation peut être expliquée par la forme de la courbe de tarage établie par l'équation de Manning, pour laquelle passé un certain débit, une augmentation significative du débit entraîne une modification peu importante de la charge simulée en rivière. Conjointement à l'augmentation de l'infiltration en rivière, une infiltration des eaux de la plaine alluviale vers l'aquifère régional est globalement simulée (Tab. 5.5). Si la période de montée des eaux est caractérisée par une phase d'augmentation de l'infiltration, une diminution de l'exfiltration est aussi simulée lors de cette période (Tab. 5.5,Fig. 5.16, cadre 1). Toutefois, compte tenu de l'importante réactivité de la plaine alluviale aux variations de niveau d'eau en rivière, la phase d'intense infiltration et de diminution de l'exfiltration est courte (Fig. 5.16, cadre 1), elle permet cependant de modifier le régime de la plaine alluviale qui est globalement infiltrante sur la période. Les échanges net entre la plaine alluviale et la craie sont de -4.02 $m^3$ $s^{-1}$quant aux échanges entre la rivière et la plaine alluviale, ils sont de -1.21 $m^3$ $s^{-1}$(Tab. 5.5).

Dès l'établissement de la phase de hautes eaux, l'importante infiltration en rivière observée lors de la montée de la crue cesse (Fig 5.16 cadre 3). Environ une semaine après le maximum de crue, l'infiltration en rivière retrouve sa valeur d'avant la crue (-2 $m^3$ $s^{-1}$environ) et un équilibre semble alors atteint. L'établissement de cet équilibre s'explique par un stockage de l'eau au sein de la plaine alluviale du fait de la montée des eaux en rivière qui bloque alors les écoulements latéraux suivant le gradient topographique. Sur la période, avec la stabilisation du débit en rivière, le débit net échangé entre la nappe et la rivière retrouve sa valeur initiale d'avant la crue (Fig 5.16 cadre 3). La phase de hauts débits est associée à une infiltration importante des eaux de la plaine alluviale vers l'aquifère de la Craie (Fig 5.16 3).

Lors de la phase de récession, le système aquifère est majoritairement exfiltrant, l'infiltration en rivière est constante (Fig. 5.16 4). Le début de la phase de récession est caractérisée par une augmentation rapide de l'exfiltration de l'aquifère alluvial et de l'alimentation de l'interface nappe-rivière par l'aquifère de la Craie (Fig. 5.16). Dès la première semaine, les débits échangés se stabilisent. La phase de récession s'accompagne aussi d'une diminution progressive de l'infiltration des eaux de la plaine alluviale vers l'aquifère de la Craie. Sur la période, l'infiltration de la plaine alluviale vers l'aquifère de la Craie demeure plus importante comparée à l'infiltration moyenne au cours de la phase de récession (+50%).

Ces analyses du bilan hydrique sur la plaine alluviale et des échanges journaliers en période de crue, permettent d'émettre des hypothèses sur le fonctionnement des échanges en période de crue. Il apparaît en premier lieu, que l'augmentation rapide du débit en période de crue modifie localement les conditions

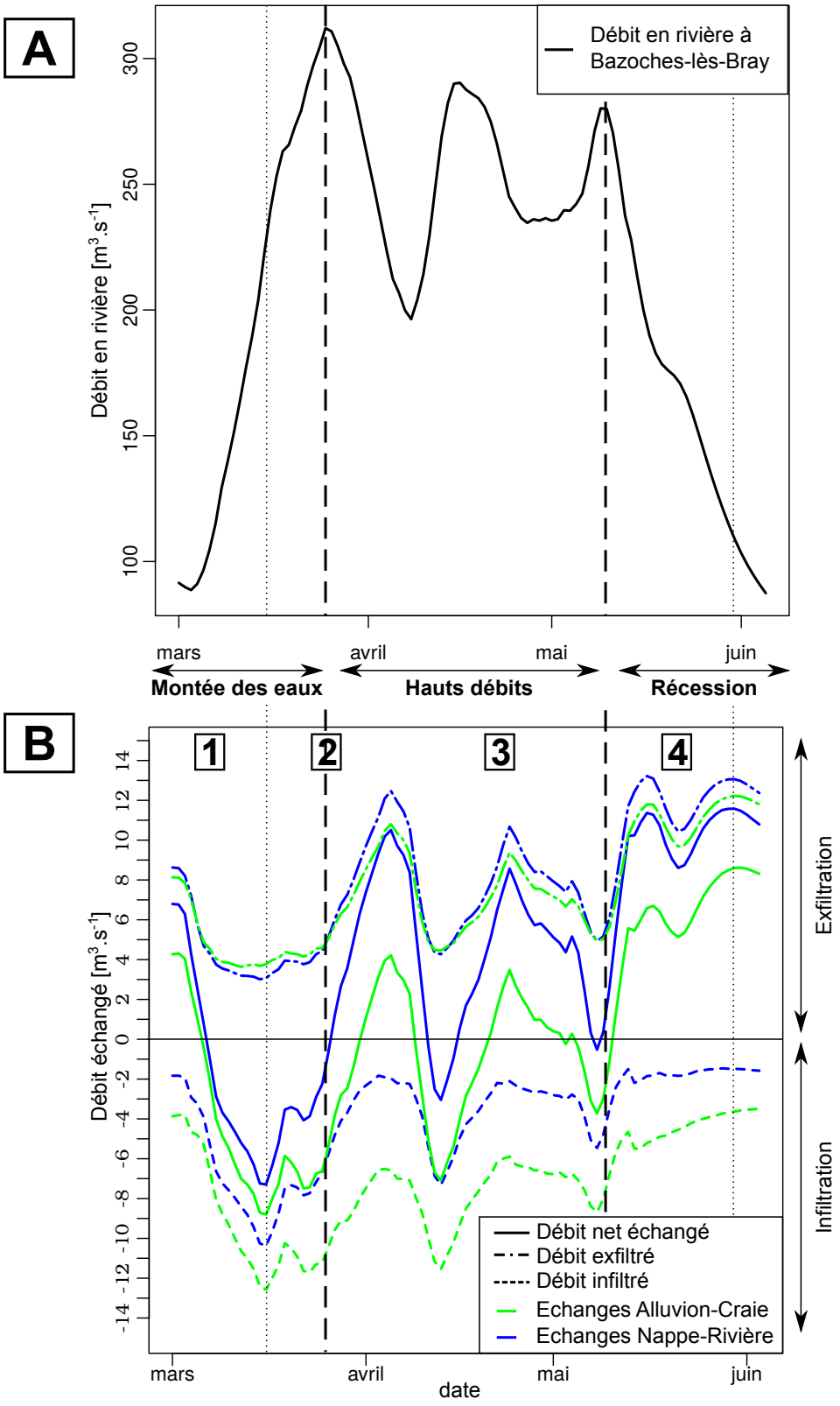



FIGURE 5.16 – Evolution des échanges journaliers sur la plaine alluviale de la Bassée au cours de la période de crue mars-mai 2001. A) chronique de débit à la station de Bazoches-les-Bray, B) Chronique des échanges journaliers globaux sur la zone de la Bassée. Sont distingués les échanges nets (ligne pleine), les débits infiltrés (pointillés), les débit exfiltrés (point-pointillé), pour les échanges nappe-rivière (bleu) et les échanges Alluvion-Craie (vert).

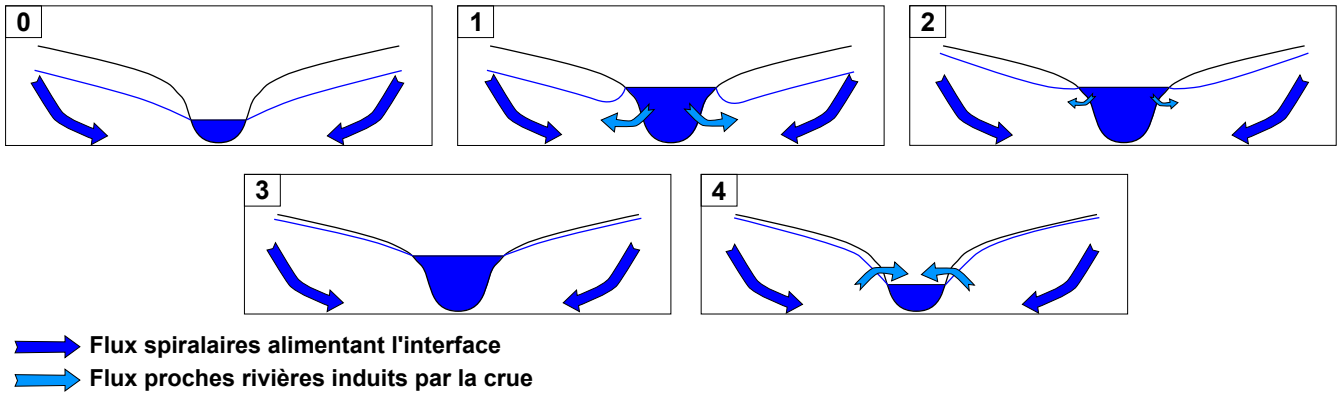



FIGURE 5.17 – Schéma conceptuel des échanges dans la plaine alluviale de la Bassée en période de crue. Les étapes 1,2,3,4, correspondent aux situations notées 1,2,3,4, dans la figure 5.16. La situation 0 correspond à la situation supposée avant la crue.

limites de la plaine alluviale, de sorte que des réinfiltrations locales de la rivière s'établissent (Fig 5.17 1). Toutefois la réactivité importante de l'aquifère alluvial, induite par l'augmentation de la recharge et la stabilisation de la charge en rivière, permet un retour rapide à une situation d'équilibre (Fig 5.17 2). En période de hauts débits, une relative stabilité est ainsi atteinte (Fig 5.17 3). Les échanges nappe-rivière retrouvent leurs valeurs d'avant la crue. L'alimentation de l'aquifère sous-jacent est maximale mais est compensée par une augmentation de l'exfiltration à proximité de la rivière. La phase de décrue s'accompagne, quant à elle, d'une augmentation brutale de l'exfiltration de l'aquifère alluvial. Cette augmentation présente une double dynamique. La chute rapide de la condition limite définie par la hauteur d'eau en rivière entraînerait ainsi, dans un premier temps, une vidange de la zone proche rivière avant de mobiliser les zones périphériques (en drainant les eaux stockées dans la plaine alluviale), et d'induire la diminution progressive de l'infiltration de la plaine alluviale dans l'aquifère de la Craie (Fig 5.17 4).

La dynamique des échanges en période de hautes eaux peut ainsi être conceptualisée selon deux boucles emboîtées :

— une première boucle entre l'aquifère alluvial et l'aquifère de la Craie induite par les flux spiralaires.

— une deuxième boucle au sein de la plaine alluviale elle-même, liée à l'augmentation du niveau d'eau en rivière. Cette augmentation en rivière engendre dans un premier temps une infiltration de la rivière vers la nappe alluviale, suivie d'un blocage des eaux de la plaine s'écoulant latéralement suivant le gradient topographique. Durant la phase de récession, un drainage des eaux stockées dans la plaine alluviale a lieux, initiant le resserrement des flux spiralaires autour de la rivière.

#### 5.3.2.4 Dynamique de la plaine alluviale de la Bassée en période sèche

La dynamique des échanges en période de crue est majoritairement contrôlée par l'évolution rapide du débit sur la période. A l'inverse, en période de basses eaux, la dynamique des échanges est plutôt définie par les écoulements souterrains s'établissant sur une échelle temporelle plus longue. La période de faible débit de l'année 2003 se déroule du mois d'août à octobre. Cette période de faible débit est précédée d'une période de crue de décembre 2002 à avril 2003. La dynamique rapide des échanges au cours de la période de crue ayant été caractérisée précédemment, les échanges mensuels sont ici étudiés sur une période annuelle afin de préciser l'évolution globale des échanges entre les phases de hautes et

de basses eaux.

Au cours de la période de basses eaux, une diminution des échanges entre la nappe et la rivière ainsi qu'entre l'aquifère et la plaine alluviale est observée. Au cours des 8 mois de basses eaux, le débit net échangé en rivière passe de 6 $m^3\ s^{-1}$ à -0.5 $m^3\ s^{-1}$ quand le débit net d'alimentation de la plaine alluviale diminue dans des proportions équivalentes de 4 à -0.5 $m^3\ s^{-1}$. Au cours de la période de basses eaux, compte tenu de l'inertie de l'aquifère régional, une diminution progressive de l'exfiltration de l'aquifère alluvial est simulée. Cette diminution de l'exfiltration s'accompagne tout d'abord d'une diminution progressive de l'infiltration en rivière ainsi que de l'infiltration de la plaine alluviale. Cette diminution progressive peut traduire le resserrement des flux spiralaires autour de la rivière. A partir d'Octobre, une importante augmentation de l'infiltration à la fois de la plaine alluviale et de la rivière est simulée. Cette infiltration s'accompagne d'une augmentation du débit en rivière.

Cette analyse des débits mensuels moyens sur la zone de la Bassée met en évidence, la diminution progressive de l'exfiltration de l'aquifère de la Craie vers l'aquifère alluvial au cours de la période de basses eaux ainsi qu'une diminution de l'infiltration en rivière et de la plaine alluviale. En période d'étiage les flux spiralaires sont minimaux et l'alimentation de l'interface nappe-rivière est principalement due à une alimentation régionale.

L'étude de l'hydrodynamique de la plaine alluviale au cours d'une période de crue suivie d'une période de basses-eaux semble indiquer que les échanges au cours de l'année hydrologique sont principalement contrôlés par les phases de crues. En effet, ces phases d'augmentation du niveau de la rivière induisent une modification des conditions limites de l'hydrosystème et permettent ainsi la mise en place de processus se déroulant sur des échelles spatio-temporelles différentes. Ainsi les phases de crues induisent :

- des processus rapides d'infiltration et d'exfiltration dont les effets locaux sont circonscrits à la période de crue en temps que telle (montée des eaux, haut débit et récession),
- des processus à plus large échelle affectant le contexte hydrogéologique régional, qui permettent un stockage de l'eau qui est ensuite redistribuée selon une dynamique plus lente au cours des périodes de basses eaux.

## 5.4 Conclusion

Une modélisation multi-échelle est réalisée sur la plaine alluviale de la Bassée. La représentation fine de l'hydrodynamique au sein de ce système alluvial de grande ampleur présente un intérêt particulier, du fait de la concentration d'enjeux stratégiques au sein de cette interface nappe-rivière. La plaine alluviale de la Bassée présente en effet des intérêts écologiques (zone humide importante sur le bassin), économiques (principale source de granulat de la région parisienne, mise en grand gabarit de la Seine) et en terme de protection des crues de la Seine à Paris (mise en place de casiers d'écrêtement des crues). La modélisation multi-échelle mise en place s'appuie sur l'emboîtement d'un modèle de la plaine alluviale développé à l'échelle intermédiaire au sein d'un modèle régional de l'hydrosystème. L'emboîtement du modèle intermédiaire, s'accompagne d'une procédure d'estimation des paramètres de transmissivité par estimation successive des flux. Cette procédure d'estimation de la transmissivité permet, via une succession de modélisation des flux en régime permanent, de définir les paramètres de la plaine alluviale reproduisant un champ piézométrique de référence connaissant la recharge et l'alimentation globale des aquifères régionaux. Les paramètres ainsi définis sont cohérents à la fois avec le contexte hydrogéologique global et avec les caractéristiques hydrodynamiques locales de la plaine alluviale. D'autre part, la procédure de modélisation multi-échelle met en œuvre une fonction de passage de la transmissivité et de la conductance visant à intégrer les caractéristiques définies à l'échelle intermédiaire au sein du modèle régional. La renormalisation simplifiée de Renard a été

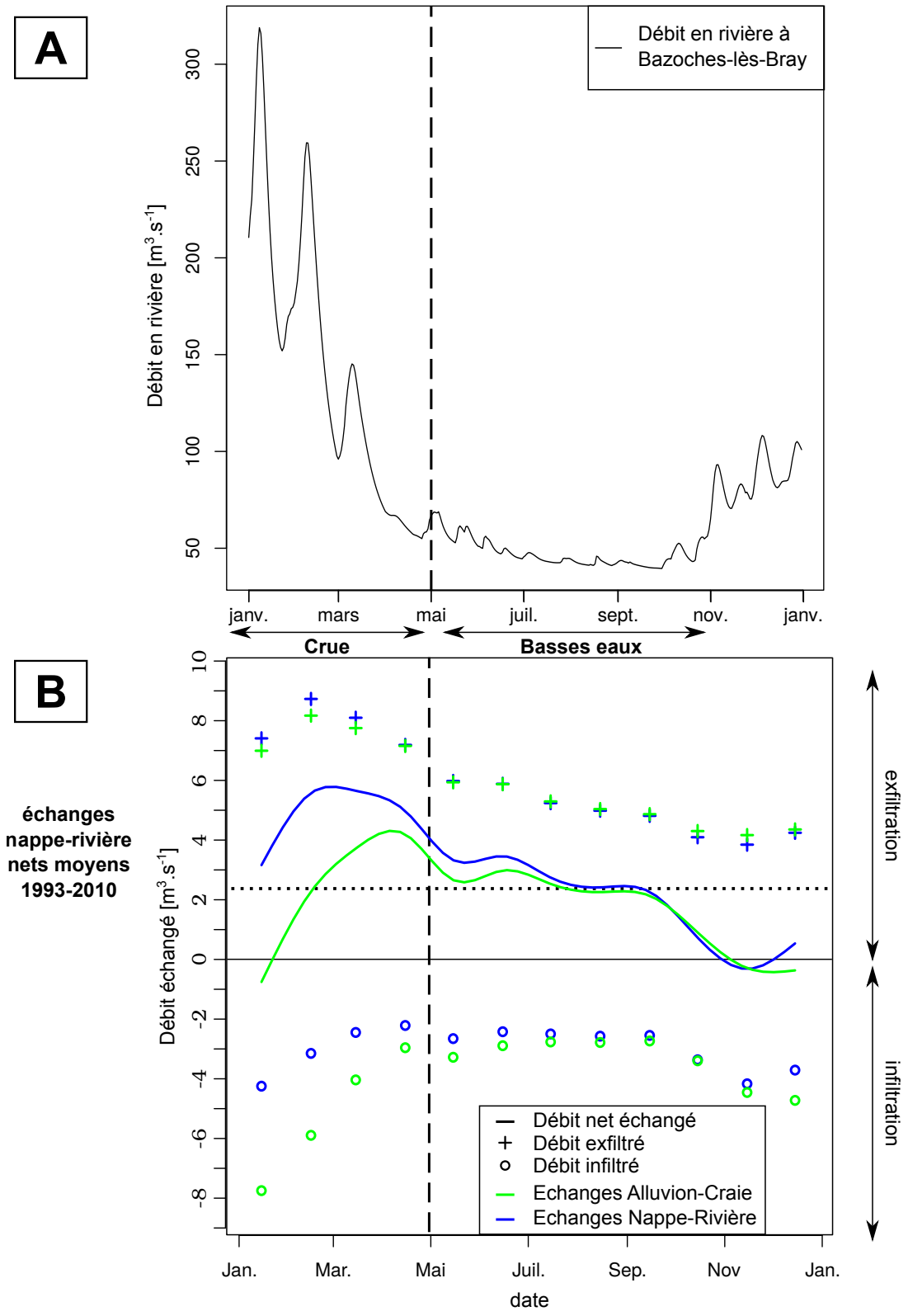



FIGURE 5.18 – Evolution des échanges mensuels sur la plaine alluviale de la Bassée au cours de l'année civile 2003. A) chronique de débit à la station de Bazoches-les-Bray, B) Chronique des échanges mensuels moyens sur la zone de la Bassée. Sont distingués les échanges nets (ligne pleine), les débits infiltrés (rond), les débit exfiltrés (croix), pour les échanges nappe-rivière (bleu) et les échanges Alluvion-Craie (vert).

pour cela appliquée. Cette fonction de passage est basée sur une prise successive de moyennes et permet de définir des paramètres équivalents de la transmissivité intégrant les hétérogénéités définies à l'échelle intermédiaire. Une fois les paramètres du modèle régional définis, l'hydrodynamique de la plaine alluviale a été étudiée. L'étude en période de crue (mars-mai 2001), de basses eaux (août-octobre 2003) et sur un cycle hydroclimatique complet (1993-2010), des bilans hydriques de la plaine alluviale et des échanges spatialisés, permet d'identifier la dynamique globale d'échange au sein de l'interface nappe-rivière régionale. Les franges de la plaine alluviale alimentent l'aquifère régional qui ré-alimente la plaine au droit de la rivière, formant ainsi un écoulement spiralaire à l'échelle régionale. D'autre part, si à l'échelle de l'événement de crue, la dynamique des échanges est principalement caractérisée par une augmentation conjointe de l'infiltration en rivière et de l'exfiltration de l'aquifère régional, l'étude de ces échanges à une échelle temporelle plus fine met en évidence la complexité des échanges au cours de cette période. En premier lieu, l'augmentation rapide du débit en période de crue modifie localement les conditions limites de la plaine alluviale, de sorte que des réinfiltrations locales de la rivière s'établissent. Toutefois la réactivité importante de l'aquifère alluvial, induite par l'augmentation de la recharge et la stabilisation de la charge en rivière, permet un retour rapide à une situation d'équilibre. En période de hauts débits, une relative stabilité est ainsi atteinte. Les échanges nappe-rivière retrouvent leurs valeurs d'avant la crue. L'alimentation de l'aquifère sous-jacent est maximale mais est compensée par une augmentation de l'exfiltration à proximité de la rivière. La phase de récession s'accompagne quant à elle d'une augmentation brutale de l'exfiltration de l'aquifère alluvial. Cette augmentation présente une double dynamique. La chute rapide de la condition limite définie par la hauteur d'eau en rivière, entraînerait ainsi, dans un premier temps, une vidange de la zone proche rivière avant de mobiliser les zones périphériques et d'induire la diminution progressive de l'alimentation de l'aquifère de la Craie par la plaine alluviale. Finalement, l'étude de l'hydrodynamique de la plaine alluviale au cours d'une période de crue suivie d'une période de basses eaux semble indiquer que les échanges au cours de l'année hydrologique sont principalement contrôlés par les phases de crues. En effet, ces phases d'augmentation du niveau de la rivière induisent une modification des conditions limites de l'hydrosystème et permettent ainsi la mise en place de processus se déroulant sur des échelles plus fines. Ainsi les phases de crues induisent :

- des processus rapides d'infiltration et d'exfiltration dont les effets locaux sont circonscrits à la période de crue en temps que telle (montée des eaux, haut débit et récession).
- des processus à plus large échelle affectant le contexte hydrogéologique régional, qui permettent un stockage d'eau qui est redistribuée selon une dynamique plus lente au cours des périodes de basses eaux.

# Chapitre 6

# Quantification des échanges nappe-rivière à l'échelle de l'hydrosystème Seine

**Résumé :**
La gestion de la ressource en eau est effectuée en France à l'échelle de grands bassins hydrographiques. Le bassin de la Seine est inclus dans le bassin hydrographique de la Seine et des fleuves côtiers normands, administrés par l'Agence de l'Eau Seine-Normandie (AESN). Au sein de ces bassins, les eaux de surface et souterraines sont gérées au sein d'unités distinctes : les Masses d'Eau de Surface (MECE) et les Masses d'Eau Souterraines (MESO). Prenant en compte la notion d'unicité du bilan hydrique au sein de l'hydrosystème, la directive cadre sur l'eau (DCE) souligne la nécessité de quantifier les interactions entre les milieux de surface et les milieux souterrains. Une estimation des échanges nappe-rivière a ainsi été réalisée à l'échelle des unités de gestion de la ressource en eau du bassin Seine-Normandie. Cette étude permet de fournir une base quantitative à la vulnérabilité des MECE et des MESO aux échanges nappe-rivière. A cet effet, ce travail 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, offrent la possibilité d'une meilleure compréhension du fonctionnement général du système hydrologique de la Seine et des fleuves normands.

Afin de quantifier les échanges nappe-rivière sur l'ensemble du réseau hydrographique du bassin Seine-Normandie, l'étude est basée sur la mise en œuvre d'un modèle régional calibré selon la procédure à deux étapes et de 6 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. La représentation du débit est globalement meilleure à l'échelle régionale qu'à l'échelle des sous-bassins, de même que la représentation des niveaux piézométriques. La procédure de modélisation multi-échelle permet l'estimation des échanges nappe-rivière sur environ 14 000 km de réseau (soit 80% du réseau hydrographique réel). Les échanges ont principalement lieu sur le réseau hydrographique principal. Les échanges nets moyens sur le bassin sont de 178.54 $m^3\ s^{-1}$ ; ils représentent environ 30% du débit moyen à l'exutoire du bassin de la Seine. La comparaison des échanges nappe-rivière pour les années hydrologiques sèche ( 1995-1996) et humide (2000-2001) avec le comportement les échanges nappe-rivière pluri-annuels (1993-2010), montre l'influence des variations climatiques naturelles sur l'hydrosystème. En année hydrologique sèche, les échanges nets sur le bassin diminuent alors qu'une diminution conjointe des exfiltration et des infiltrations est observée. En année hydrologique humide, les échanges nets sur le bassin augmentent. Cette augmentation est due à une intensification des exfiltrations. De manière générale les variations climatiques semblent avoir un effet plus marqué sur les exfiltrations que les infiltrations.

Afin d'adapter les travaux de modélisation réalisés, à la gestion de la ressource en eau, les résultats de quantification des échanges obtenus à l'échelle infra-kilométrique sont ainsi agrégés sur les MECE

du bassin Seine-Normandie.

Les pompages ont deux principaux effets sur les échanges nappe-rivière. D'une part, ils diminuent l'alimentation des rivières par les aquifères, et de plus, ils augmentent la ré-infiltration des eaux de la rivière vers la nappe. D'autre part, hormis 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. Pour finir, 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 par l'impluvium à laquelle s'ajoutent les apports souterrains régionaux. En général, la vulnérabilité des MESO est exacerbée en année sèche, et est réduite en année humide.

## Matériel de référence

Ce chapitre s'appuie principalement sur Labarthe et al. (2014), Flipo et al. (2013), Flipo et al. (2014) et Pryet et al. (2015).

## 6.1 Gestion de l'eau à l'échelle du bassin

La gestion de l'eau sur le bassin de la Seine est encadrée par l'Agence de l'Eau Seine-Normandie. L'emprise de l'unité de gestion administrée par cette agence englobe l'ensemble du bassin de la Seine et ceux des fleuves côtiers normands (Fig. 6.1). Afin de gérer au mieux la ressource en eau, les unités hydrographiques et hydrogéologiques du bassin sont distinguées et divisées en unités de gestion. Ainsi les cours d'eau du bassin sont divisés en 1681 unités nommées masses d'eau de surface (MECE). D'autre part les aquifères du bassin sont divisés en 59 unités nommées masses d'eau souterraines (MESO). Ces masses d'eaux souterraines sont délimitées selon des critères hydrogéologiques et des critères de gestion. Sur le bassin, elles sont généralement associées à un aquifère régional. Leurs limites sont déterminées par des crêtes piézométriques lorsqu'elles sont connues et stables (à défaut par des crêtes topographiques), soit par de grands cours d'eau constituant des barrières hydrauliques (AESN, 1974).

La directive cadre sur l'eau indique dans son introduction : "*L'état quantitatif d'une masse d'eau souterraine peut avoir une incidence sur la qualité écologique des eaux de surface et des écosystèmes terrestres associés à cette masse d'eau souterraine[...]. Aux fins de la protection de l'environnement, il est nécessaire d'assurer une plus grande intégration des aspects qualitatifs et quantitatifs tant des eaux de surface que des eaux souterraines, compte tenu des conditions naturelles de circulation de l'eau dans le cycle hydrologique.*" Parliament Council of the European Union (2000),p.3 et 4. La prise en compte de l'ensemble du cycle hydrologique dans la gestion de l'eau rend ainsi nécessaire la caractérisation des connexions entre les milieux de surface et les milieux souterrains à des fins de gestion de l'eau. De plus, l'influence des échanges nappe-rivière sur l'état écologique des cours d'eau est soulignée par les récents travaux de Miguel et al. (2015), qui montrent l'influence de la diminution des échanges nappe-rivière par les prélèvements souterrains sur les habitats piscicoles. Une estimation des échanges nappe-rivière sur le réseau hydrographique du bassin Seine-Normandie a ainsi été réalisée.

Cependant, cette quantification soulève certains problèmes techniques. En effet, comme présenté précédemment (sect 2.2.3.1, p.18), la représentation adéquate de la connexion entre les milieux souterrains et de surface introduit une contrainte sur le dimensionnement maximal du maillage souterrain au droit de la rivière. Dès lors, pour des questions de coût de calcul, la prise en compte de l'ensemble des cours d'eau secondaires dans une modélisation à l'échelle régionale ne semble pas appropriée (sect

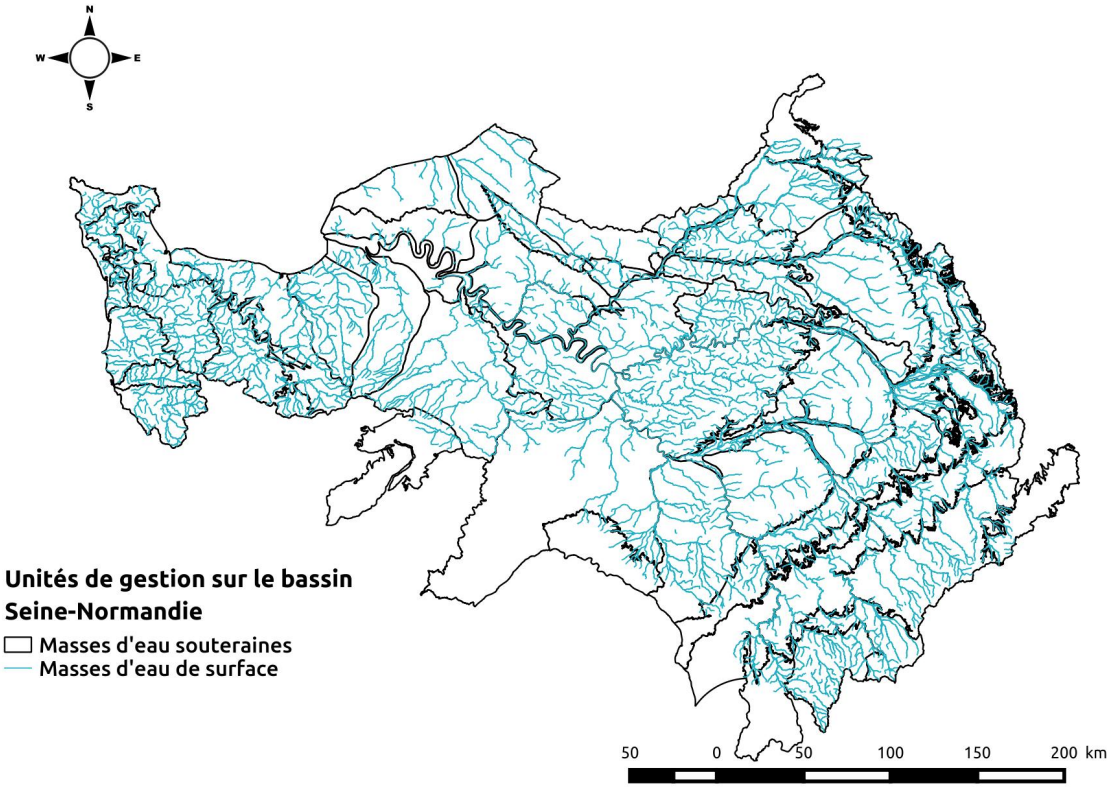



FIGURE 6.1 – Unités de gestion de l'eau sur le bassin Seine-Normandie

2.4.1.2, p. 31). Afin de répondre à cette problématique, une modélisation multi-échelle a été mise en œuvre.

## 6.2 Modélisation multi-échelle des échanges nappe-rivière à l'échelle du bassin Seine-Normandie

La méthodologie de modélisation multi-échelle adoptée afin d'estimer les échanges nappe-rivière sur le réseau hydrographique du bassin est basée sur la mise en place de 7 modèles de résolutions différentes.

### 6.2.1 Modèles impliqués dans la stratégie de modélisation

La simulation du bassin Seine, présentée précédemment (sect 3.4, p. 50), dont les paramètres ont été optimisés par calibration en deux étapes, a été utilisée. Ce modèle permet l'estimation des échanges nappe-rivière sur les 4500 km de réseau principal du bassin. La résolution du maillage souterrain au droit des rivières du réseau principal varie de 800 à 200 m de côté. Par ailleurs, des modèles locaux à résolution plus fine ont été développés.

— une modélisation hydrodynamique de l'ensemble des formations du Tertiaire (et une toute petite partie de la Craie à l'ouest de l'Ile de France) a été réalisée pour la DRIEE Ile de France (Viennot, 2007). Globalement, ce modèle couvre le secteur modélisé correspondant aux formations initialement désignées « Oligocène » et « Eocène » (SM Tertiaire, Fig. 6.2). 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 forma-

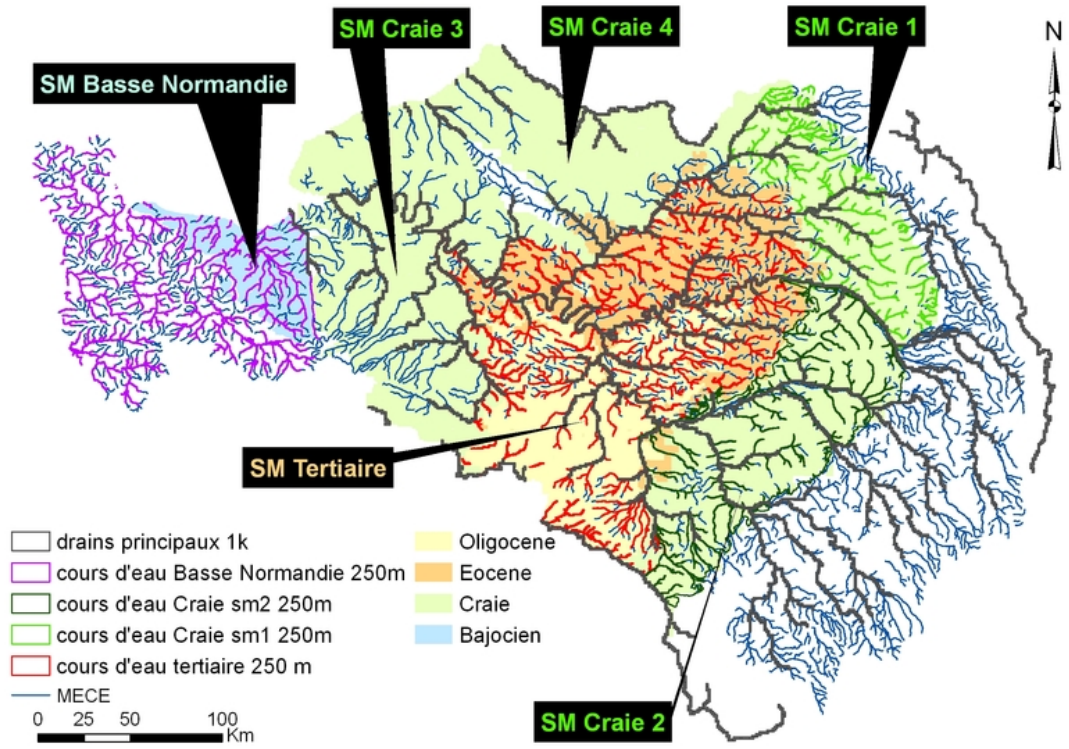



FIGURE 6.2 – Modèles hydrologique-hydrogéologique couplés disponibles sur le Bassin Seine-Normandie. SM : sous-modèle. Le modèle régional couvre l'ensemble des sous-modèles, exceptée la Basse-Normandie

tions 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. 6.2) a été développée par Thiérion 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.

Parmi les 6 modèles locaux présentés, 5 sont inclus dans le bassin de la Seine. Il s'agit des sous-modèles (SM) Craie 1 à 4 et du sous-modèle des formations tertiaires (Fig. 6.2).

### 6.2.2 Stratégie de modélisation

L'ensemble des sous-modèles a été construit et transféré 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 aquifère. Les flux entre les mailles du système sont aussi calculés quotidiennement. Comme précédemment évoqué (sect. 2.4.2, p. 32), la structure de cette plateforme se rapproche de celle de Cawaqs2.0. L'expression du réseau de drainage de surface entre les deux plateformes varie toutefois. Dans la plateforme de modélisation MODCOU le réseau de drainage est issu d'une analyse de MNT. La géométrie du réseau

est ainsi dépendante de la résolution du MNT. Elle est divisée en mailles nommées "mailles rivières". La quantification des échanges nappe-rivière est réalisée sur chaque maille rivière. Dans la plateforme CAWAQS2.0, le réseau de drainage est issu d'une étude hydrologique préalable permettant d'individualiser les bassins versants unitaires sur le bassin. Cette étude permet d'introduire la géométrie et les aires contributives "réelles" du réseau hydrographique dans la plateforme de modélisation. La compatibilité de ces deux approches sera discutée par la suite.

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. En 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 $m^3$. On remarque qu'environ 80% 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 $m^3$.

Afin de mettre en cohérence les modèles locaux avec la modélisation à l'échelle régionale, les conditions limites définies à partir du modèle de bassin de la Seine ont été appliquées aux modèles locaux. Ces modèles ont été historiquement construits afin que les conditions aux limites du module souterrain puissent être supposées nulles. Ces modèles sont ainsi délimités par les cours d'eau principaux du bassin ou par des crêtes piézométriques connues et stables dans le temps (Viennot and Abasq, 2013; Viennot, 2007). La mise en cohérence des modélisations sur le bassin de la Seine se limite donc au transfert des conditions de surface. A ces fins, une homogénéisation des unités de calcul du bilan hydrique entre le modèle régional et les modèles locaux a été réalisée. Cette homogénéisation a consisté en un transfert des paramètres et de la géométrie du modèle de surface du bassin calibré selon la méthode en deux étapes (chap 4,p. 63) vers les modèles locaux. Bien que la géométrie des modèles de surface soit issue de bases de données identiques quelle que soit l'échelle de modélisation, les motifs et les applications de modélisation varient selon les sous-modèles. Des regroupements ont alors été réalisés afin de définir les unités de calcul du bilan hydrique. L'homogénéisation des modèles de surface des applications locales sur le bassin de la Seine a donc entraîné une modification complète de la répartition de leurs unités de calcul du bilan hydrique.

### 6.2.3 Résultats de simulation des sous-modèles

Une fois les bilans hydriques homogénéisés, les échanges nappe-rivière ont été estimés. Les résultats de simulation concernant la reproduction des débits ainsi que la reproduction de la piézométrie sur les sous-modèles sont comparés à ceux du modèle régional.

#### 6.2.3.1 Reproduction des débits

Les critères de Nash du modèle régional, définis aux 30 stations ayant servi pour la calibration en deux étapes, sont comparés aux critères calculés sur 65 stations des sous-modèles (Fig. 6.3).

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 distribution des critères de Nash sur les stations des sous-modèles présente un nombre important de critères de Nash faibles (inférieures à 0.5). La distribution des critères de Nash sur les stations du modèle régional présente elle une majorité de critères de Nash supérieurs à 0.5. Cette dissymétrie indique que la fiabilité des sous-modèles est globalement beaucoup moins bonne que celle du modèle régional. Cette répartition sur les sous-modèles peut s'expliquer par différentes incompatibilités techniques entre le modèle régional et les sous-modèles.

Tout d'abord, bien que le débit soit calculé sur l'ensemble du réseau hydrographique par le modèle

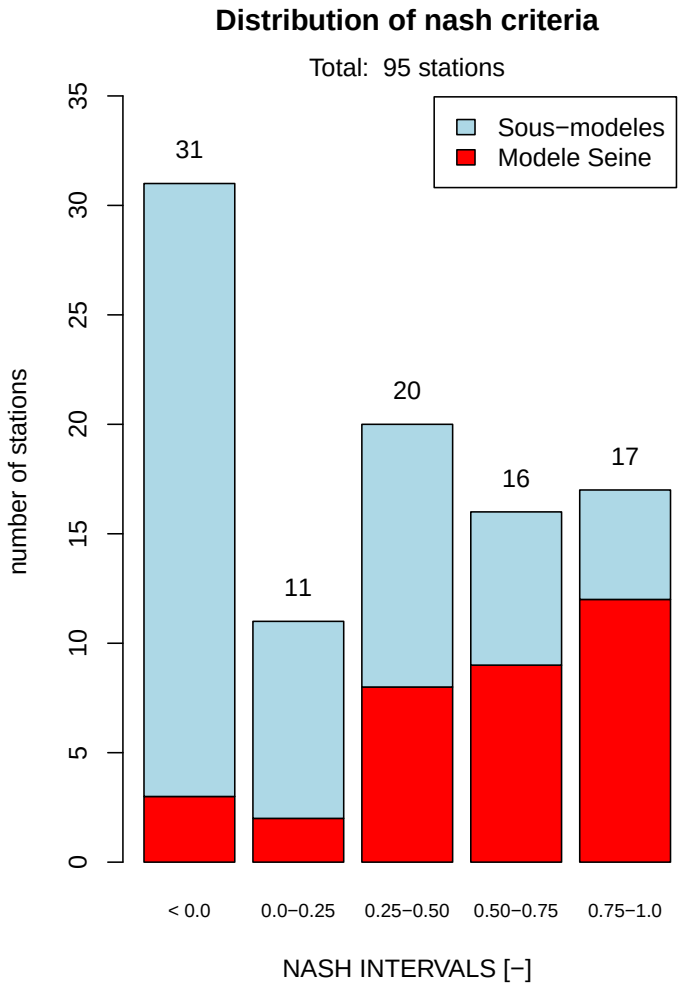



FIGURE 6.3 – Distribution statistique des critères de Nash aux 30 stations du modèle régional, ainsi qu'aux 65 stations de jaugeage de débit de l'ensemble des modèles en contact avec les aquifères régionaux, hormis l'aquifère du Jurassique

du bassin de la Seine, la calibration en deux étapes s'est uniquement intéressée à la reproduction du débit sur le réseau hydrographique principal. En effet, pour le modèle de bassin, les interactions nappe-rivière sont uniquement prises en compte sur ces cours d'eau principaux. Ceci peut expliquer l'important écart entre la reproduction des débits des cours d'eau principaux représentés dans les modèles locaux et celle des débits des petites rivières. D'autre part, la conceptualisation différente du schéma de drainage, entre le modèle de bassin et les modèles locaux, peut aussi entraîner une certaine incompatibilité du transfert du bilan hydrique. Finalement, une partie de la variabilité locale des types de sol initialement exprimée dans les sous-modèles est gommée par le transfert des unités de calcul du bilan hydrique de l'échelle régionale à l'échelle des sous-modèles. L'ensemble de ces facteurs peut expliquer la médiocre reproduction du débit sur le réseau hydrographique secondaire. Afin de remédier à ces difficultés, l'application de la calibration en deux étapes aux sous-modèles pourrait assurer la cohérence de la représentation du bilan hydrique entre les différents modèles et permettre une meilleure représentation du débit et de la piézométrie des sous-modèles.

Toutefois, le but de cette partie est de mettre en évidence la faisabilité d'estimation des échanges nappe-rivière à l'échelle d'un grand bassin de gestion, ainsi que l'intérêt de cette estimation pour la gestion de la ressource en eau. Ce problème de représentation du débit est donc ici mis de côté.

#### 6.2.3.2 Reproduction de la piézométrie

Les caractéristiques techniques et les erreurs quadratiques moyennes calculées entre les chroniques piézométriques simulées et observées des différents modèles sont présentées dans la Table 6.1. Cette table met en évidence une variabilité de la reproduction de la piézométrie entre les modèles. Le modèle régional de la Seine ainsi que le modèle Craie 2 englobant la zone de la Bassée présentent une RMSE moyenne d'environ 4 mètres. Les modèles Craie 1 et 4 présentent une RMSE de la piézométrie d'environ 8 mètres, quant aux modèles du Bassin Normand (BN) et Craie 3, ils présentent eux une RMSE supérieure à 10 mètres. Les aquifères représentés par ces deux modèles comportent de nombreuses zones karstiques qui influencent fortement la dynamique de la piézométrie. La reproduction problématique de cette dynamique par ces modèles souligne la difficulté de représentation de ces zones dans les plateformes de modélisation EauDyssée ou CAWAQS2.0. Afin de mieux représenter la dynamique de ces zones une conceptualisation spécifique de la dynamique des flux au sein des systèmes karstiques pourrait être adoptée (Barret and Charbeneau, 1997; Jukic and Denic-Jukic, 2009; Scanlon et al., 2003).

TABLE 6.1 – Caractéristiques techniques des modèles utilisés pour l'estimation des échanges nappe-rivière à l'échelle du bassin Seine-Normandie, regroupant le nom du modèle, la superficie simulée, le nombre de formations hydrogéologiques distinguées, la dimension des unités de calcul des échanges nappe-rivière, la modalité de représentation des hauteurs d'eau en rivière, le nombre de piézomètres, la RMSE globale du modèle et un indice de confiance.

| | Modèle | Superficie | Nb couches | Dimension | Hauteur d'eau en rivière | Nb pz | RMSE | Indice de confiance |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Seine | 65780 $km^2$ | 6 | 800m-200m | Variable | 183 | 3.83 | 1 |
| 2 | SM BN | 13320 $km^2$ | 2 | 250m | Fixe | 30 | 10.32 | 0.4 |
| 3 | SM Tertiaire | 23150 $km^2$ | 14 | 125-500m | Variable | 117 | 7.88 | 0.5 |
| 4 | SM Craie1 | 7300 $km^2$ | 2 | 250m | Variable | 24 | 8.64 | 0.5 |
| 5 | SM Craie2 | 10870 $km^2$ | 4 | 250m | Variable | 36 | 4.87 | 0.8 |
| 6 | SM Craie3 | 9330 $km^2$ | 1 | 250m | Variable | 32 | 16.21 | 0.3 |
| 7 | SM Craie4 | 16680 $km^2$ | 4 | 250m | Variable | 93 | 8.49 | 0.5 |

Afin de représenter la variabilité des représentations des processus de surface et des processus

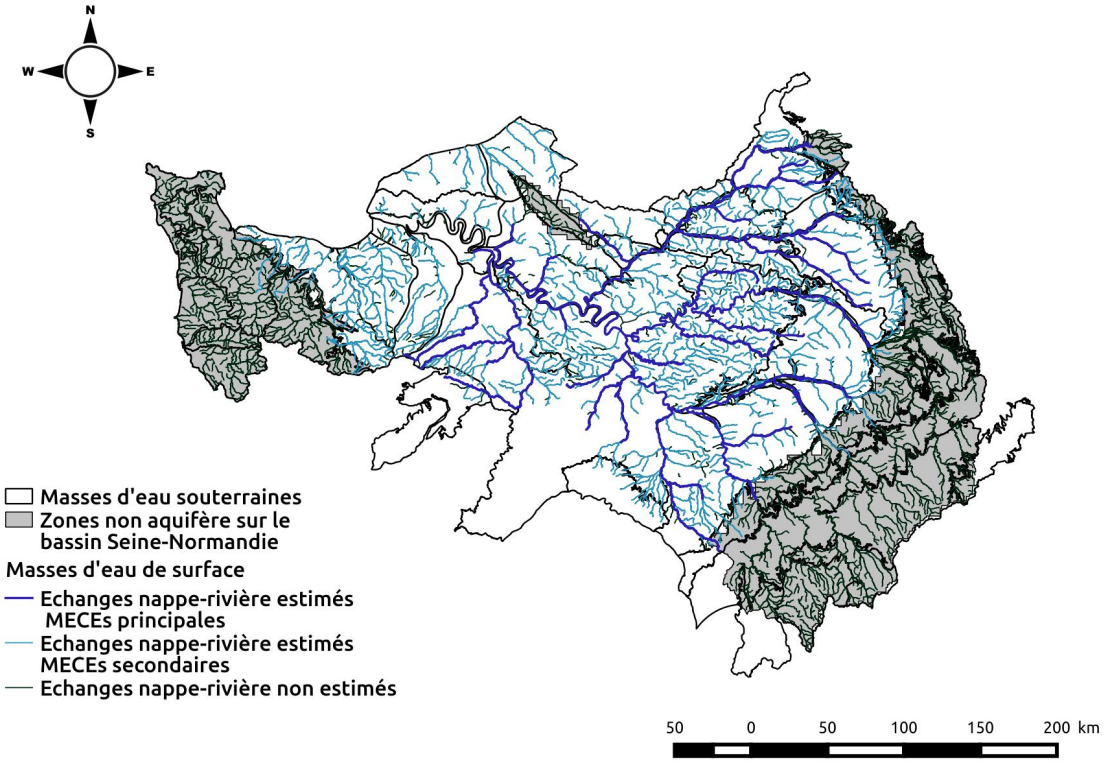



FIGURE 6.4 – Carte des masses d'eaux de surface concernées par les estimations des échanges nappe-rivière sur le bassin Seine-Normandie.

souterrains par les différents modèles mis en œuvre dans la modélisation multi-échelle, un indice de confiance a été attribué à chacun d'entre eux. Cet indice varie de 1 pour le modèle régional, pris comme référence, à 0.3 pour le modèle Craie 3.

### 6.2.4 Estimation des échanges nappe-rivière à l'échelle des MECE

Malgré leur difficulté de mise en œuvre, les travaux de modélisation réalisés sur le bassin de la Seine permettent de quantifier les débits échangés entre la nappe et la rivière sur le bassin Seine-Normandie. Les estimations des échanges nappe-rivière sont initialement obtenues à l'échelle des unités de calcul des différents modèles. La dimension de ces unités varient de 800 m à 150 m dans leur majorité. Afin de représenter ces résultats à l'échelle des unités de gestion des eaux de surface, une correspondance entre les MECE et les mailles rivières est définie. Les résultats sont ensuite agrégés sur chaque MECE [1].

L'ensemble des modèles permettent d'estimer les débits échangés entre la nappe et la rivière dans la moitié des Masses d'Eau Cours d'Eau (MECE) du bassin Seine-Normandie (Fig 6.4), 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 (représentant 13 622 km) sur 879. Les échanges nappe-rivière sont ainsi estimés sur environ 80% du réseau hydrographique soutenu par les aquifères régionaux.

1. La concaténation des résultats de calcul à l'échelle des unités de gestion est réalisée par un algorithme de post-traitement qui n'a pas, à ce jour, été implémenté dans CAWAQS2.0. Les résultats d'échange nappe-rivière et de vulnérabilité définis à l'échelle des MECEs principales (Fig. 6.4), présentés dans la suite du chapitre, sont issus de travaux ultérieurs exposés dans Labarthe et al. (2014), Pryet et al. (2015) et Flipo et al. (2013). Mis à part les bilans, les résultats présentés sont donc amenés à être modifiés prochainement.

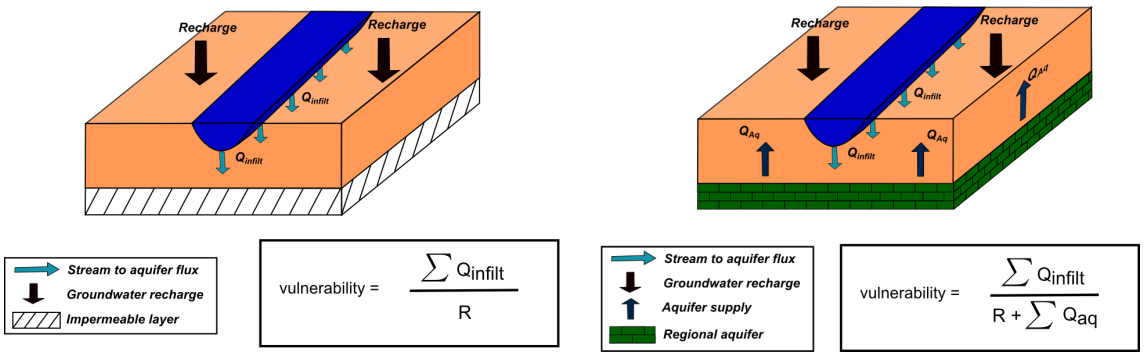



FIGURE 6.5 – Schéma du calcul de la vulnérabilité sur les MESO principales (à gauche) et sur les plaines alluviales (à droite)

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

Les échanges nappe-rivière sont estimés sur le bassin Seine-Normandie pour la période 1993-2010. Afin de caractériser l'effet des évolutions climatiques sur les échanges nappe-rivière à l'échelle du bassin, les échanges en période humide (2000-2001) et sèche (1995-1996) sont extraits et comparés aux échanges pluri-annuels moyens (1993-2010). D'autre part, afin de définir l'effet des pompages sur les connexions nappe-rivière, des résultats de simulations réalisées avec et sans pompage sont comparés. Six conditions hydrologiques sont ainsi étudiées : Moyen avec pompages, Moyen sans pompage, Humide avec pompages, Humide sans pompage, Sec avec pompages et Sec sans pompage.

### 6.3.1 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), $q_{lin}$ [$m^3.s^{-1}.km^{-1}$], échangé entre la MECE et la nappe est calculé, ainsi que le débit aval de MECE, Q [$m^3.s^{-1}$]. qlin fournit une mesure des échanges nets.

Parallèlement les débits d'exfiltration de la nappe vers la rivière, $q_{ex}$ [$m^3.s^{-1}$], et d'infiltration de la rivière vers la nappe, $q_i$ [$m^3.s^{-1}$], 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, plus la MECE est dépendante de l'alimentation souterraine. Ce ratio peut aussi être supérieur à 1 dans le cas d'une MECE où les ré-infiltrations 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. 6.5), 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. 6.5).

### 6.3.2 Quantification des échanges nappe-rivière

| | Avec Pompage | | | Sans Pompage | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Ex. | Inf. | Net | Ex. | Inf. | Net |
| Pluri-annuel (17 ans) | 224.25 | -45.71 | 178.54 | 238.33 | -42.02 | 196.31 |
| Humide (2000-2001) | 290.87 | -45.39 | 245.48 | 306.15 | -41.53 | 264.62 |
| Sec (1995-1996) | 205.17 | -37.29 | 167.88 | 218.79 | -34.05 | 184.74 |

TABLE 6.2 – 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 6.2 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 224.25 $m^3$ $s^{-1}$ aux débits des rivières, dont 45.71 $m^3$ $s^{-1}$ se ré-infiltrent, soit une contribution nette de 178.54 $m^3$ $s^{-1}$. Globalement, les nappes contribuent ainsi à environ 30% du débit à l'exutoire. D'autre part, ne s'intéressant qu'au réseau principal à travers le modèle régional (4 500 km de réseau hydrographique en contact avec les aquifères), il a été montré que l'échange moyen net était de 99.79 $m^3$ $s^{-1}$(sect. 4.5.6, p.4.5.6) . Cela indique que le réseau hydrographique principal draine majoritairement les grands aquifères du bassin de Paris. Puisque 55.8 % des apports souterrains au réseau hydrographique sont fournis par seulement 33 % du linéaire des cours d'eau.

En année sèche, les aquifères contribuent moins aux débits 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 66 $m^3$ $s^{-1}$ par rapport au débit moyen, alors que la quantité d'eau qui se ré-infiltrent reste stable. 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 $s^{-1}$ $km^{-1}$(Fig. 6.6). Ainsi, la plupart des petits cours d'eau (au linéaire total important) reçoivent 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 Champigny (Fig. 6.6-b). Dans une moindre mesure, le secteur compris entre le Loing à l'ouest et la Seine au nord et à l'est (Fig. 6.6-a) se distingue aussi par des MECE plus ré-infiltrantes.

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 (Fig. 6.6-d), et le secteur amont du réseau hydrographique de l'Oise dans sa partie crayeuse (Fig. 6.6-c). 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 (Fig. 6.6-e). 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 $s^{-1}$ $km^{-1}$.

Le schéma de répartition des MECE à dominante infiltrante ou exfiltrante ne présente pas beaucoup de variabilité interannuelle (Fig. 6.7). Seuls 10% des MECEs changent de configuration au cours de l'année hydrologique. Le pourcentage de MECE exfiltrantes varie de 80 à 90% au cours de l'année

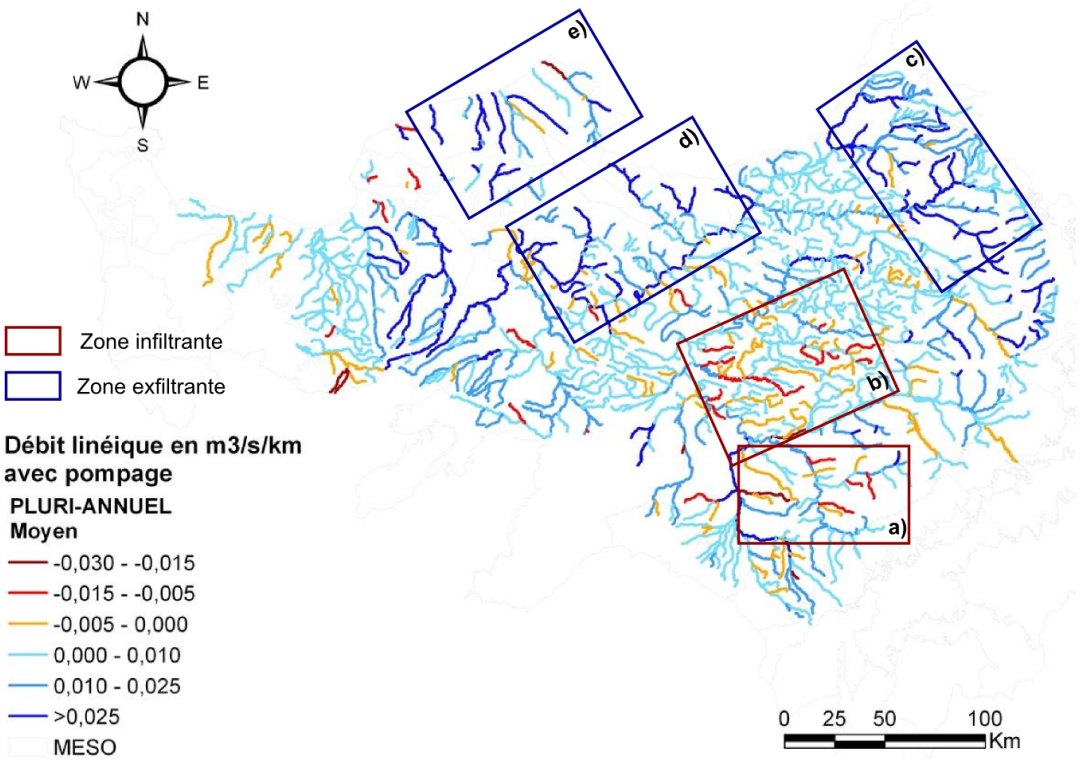



FIGURE 6.6 – Débits linéiques pluri-annuels moyens échangés entre les aquifères et le réseau hydrographique pour la situation avec pompage. En bleu sont représentés les secteurs d'alimentation du réseau par les nappes, en rouge les zones de ré-infiltration de la rivière vers la nappe. Le débit linéique échangé moyen est de 13 l $s^{-1}$ $km^{-1}$

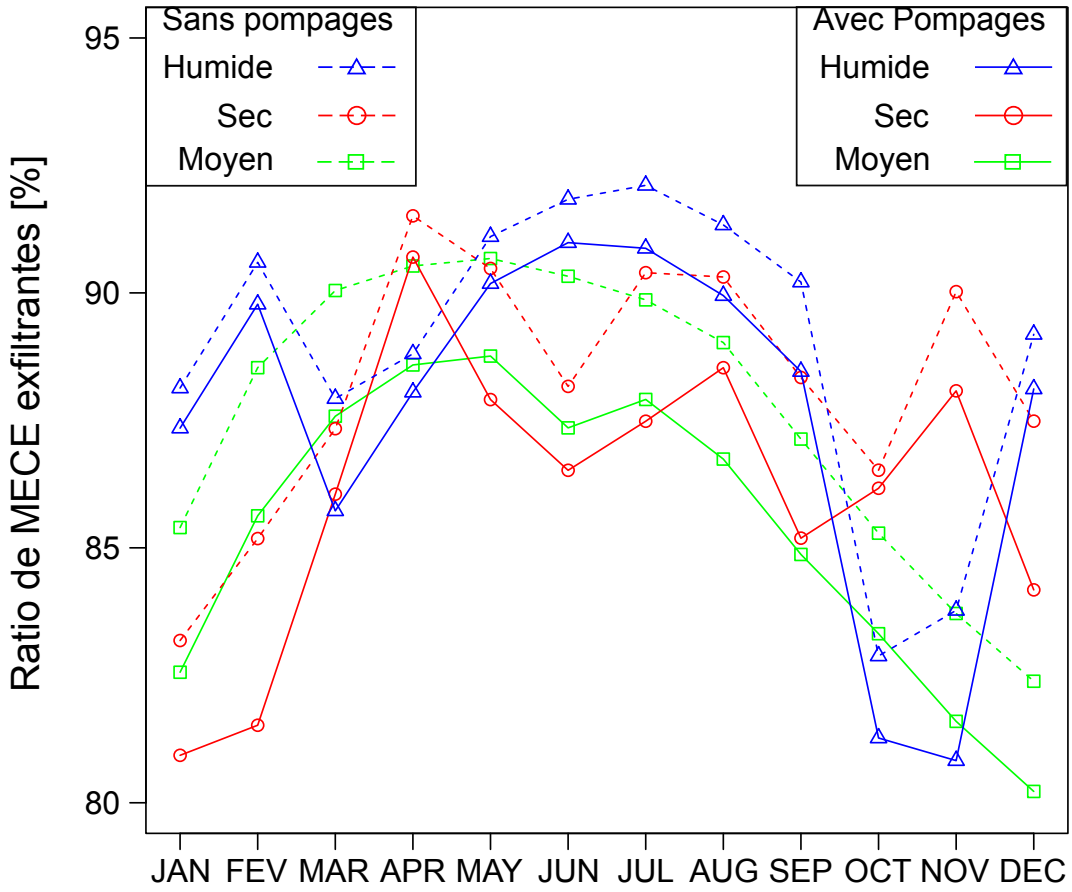



FIGURE 6.7 – Pourcentage mensuel de masses d'eau de surface exfiltrante sur le bassin pour les différentes configurations climatiques et anthropiques étudiées

hydrologique pour les configurations étudiées. Les maximums d'infiltration (en pourcentage de MECE) apparaissent en moyenne sur le bassin pendant les mois de janvier et décembre. Durant les mois d'avril et mai plus de 87% du réseau est en configuration exfiltrante. Durant l'année humide, le maximum d'exfiltration est décalé sur les mois de juin et juillet. Deux "anomalies" peuvent être observées durant cette année c'est le cas du mois de mars qui est globalement plus infiltrant que la moyenne. Cette infiltration plus importante traduit la phase de montée de la crue du printemps 2001 (mars-mai 2001) qui affecte l'ensemble du bassin. De même, la première augmentation du débit en sortie de période de basses eaux lors de l'année humide induit une infiltration supérieure à la moyenne pour les mois d'octobre et de novembre (voir sec. 3.3, Fig. 3.9 , p. 49). En période sèche, les mois de janvier, février ainsi que les mois de mai à juillet sont plus infiltrants que la moyenne. Cette augmentation de l'infiltration traduit ici le déficit de pluviométrie observée sur le bassin à ces périodes (voir sec. 3.3, Fig. 3.9 , p. 49).

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 (mai à août). 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 (ruissellements de surface alors prédominants) se traduisent pas la diminution des apports relatifs des exfiltrations souterraines dans le débit des cours d'eau.

### 6.3.3 Effets 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 ré-infiltration des eaux de la rivière vers la nappe (Tab. 6.2). Quelle que soit l'année hydrologique, la diminution de l'exfiltration des eaux souterraines est environ de 14 $m^3\ s^{-1}$, et l'augmentation de l'infiltration des eaux des rivières vers les aquifères de 3.5 $m^3\ s^{-1}$, soit une diminution du débit net échangé de l'ordre de 17 à 18 $m^3\ s^{-1}$. Sachant que les prélèvements pris en compte correspondent à environ 40 $m^3\ s^{-1}$ sur le bassin de la Seine, les débits en rivière sont affectés à hauteur de la moitié des prélèvements en aquifère.

La comparaison des échanges linéiques moyens avec et sans pompage par MECE (Fig. 6.8) 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 $l\ s^{-1}\ km^{-1}$, 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 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 à 5 $l\ s^{-1}\ km^{-1}$ du fait des pompages en nappe.

La comparaison entre les échanges nappe-rivière estimés à l'aide du modèle de bassin, à l'échelle hectométrique, avec et sans pompage sur le réseau hydrographique principal, précise l'influence des principaux pompages sur les échanges (Fig. 6.9). Ainsi les champs captant des centres urbains les plus importants (le Havre, Rouen et Paris) ont un effet significatif sur les échanges nappe-rivière.

De plus, l'évolution du pourcentage de MECE exfiltrante (Fig. 6.7) sur le bassin montre une certaine évolution des modalités d'échange entre MESO et MECE sur le bassin. Les pompages induisent ainsi, en moyenne, une modification des modalités d'échange sur 2 à 3 % des MECE. Ces unités de gestion passent d'une modalité globalement exfiltrante à une modalité infiltrante du fait des pompages. Le maximum d'effet des pompages sur les modalités d'échange a lieu en moyenne au mois de juin. Il est aussi à noter que les pompages semblent avoir un effet plus marqué sur la moyenne, que sur les années extrêmes sèche ou humide durant lesquelles le forçage climatique prend le pas sur le forçage anthropique.

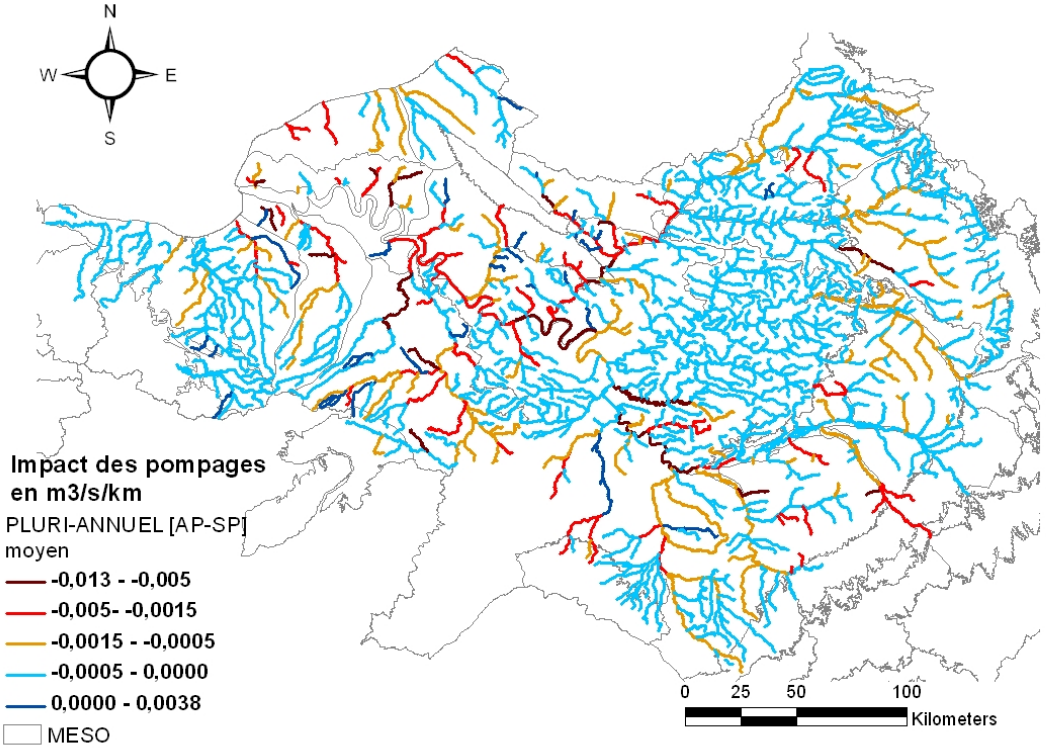



FIGURE 6.8 – Différence entre les débits linéiques échangés avec et sans pompage sur le bassin

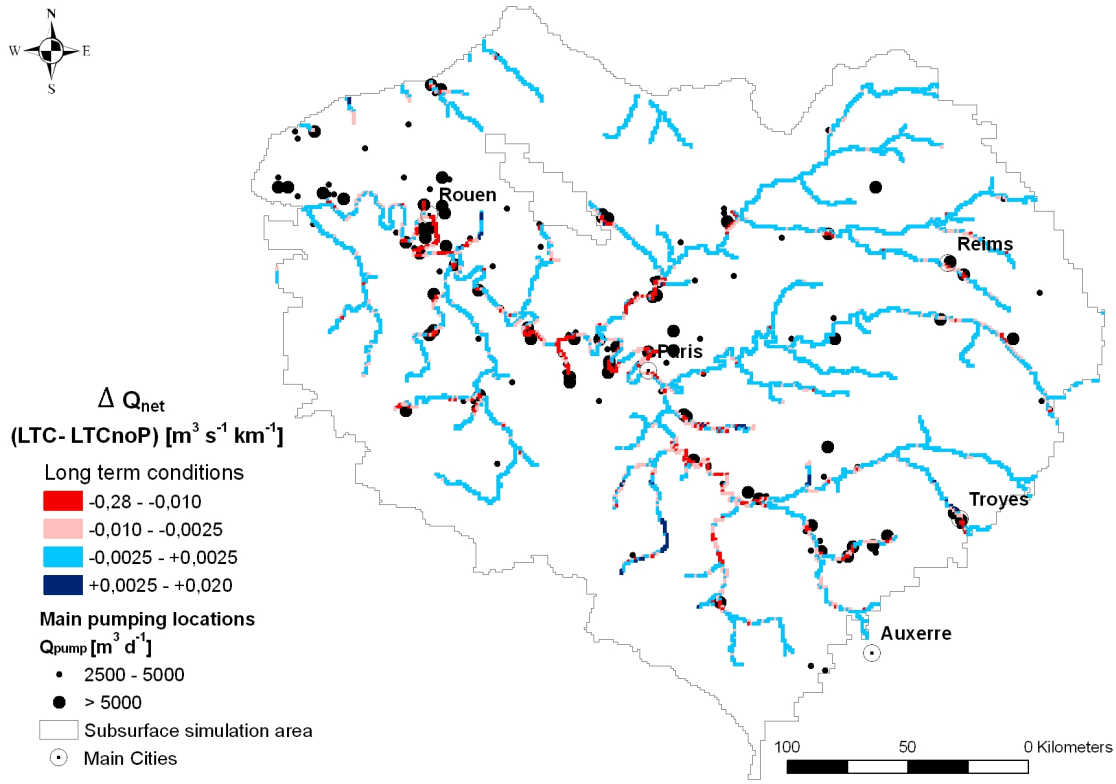



FIGURE 6.9 – Différence entre les échanges nappe-rivière estimés à l'échelle de la maille avec et sans pompage sur le réseau hydrographique principal d'après Pryet et al. (2015)

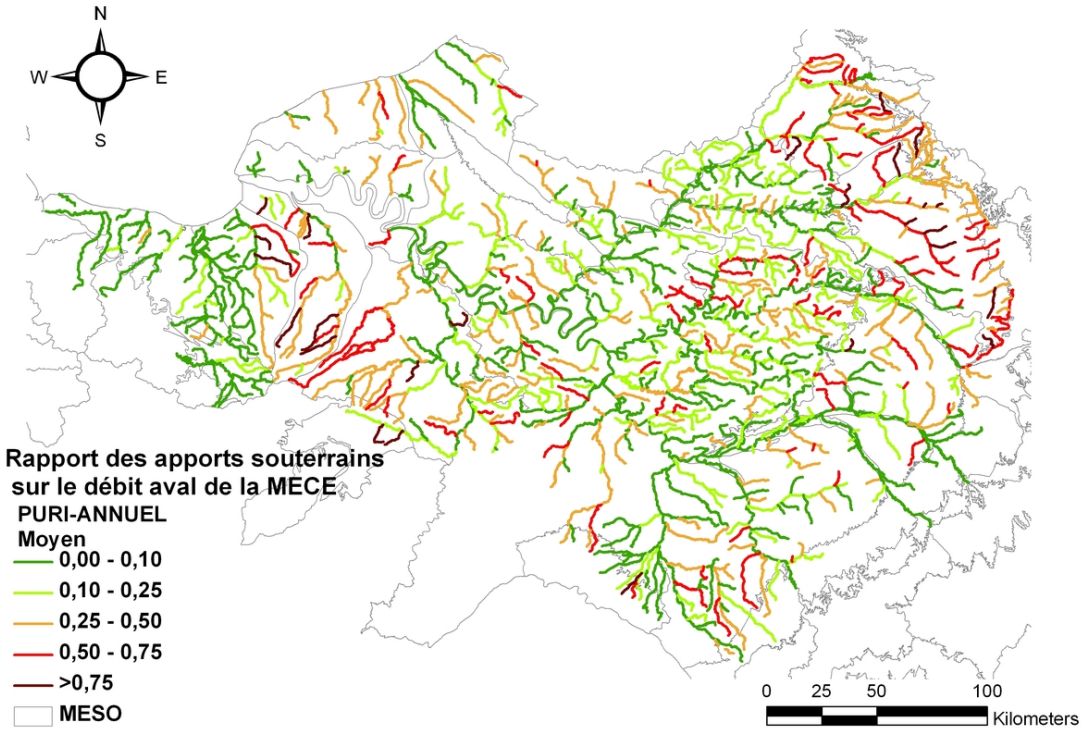



FIGURE 6.10 – Vulnérabilité des MECE à une contamination des eaux souterraines

### 6.3.4 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. 6.10). 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, principalement 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 les MECE aval. En effet, l'indice de vulnérabilité étant fonction du rapport entre le débit exfiltré et 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 assecs temporaires.

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. 6.11).

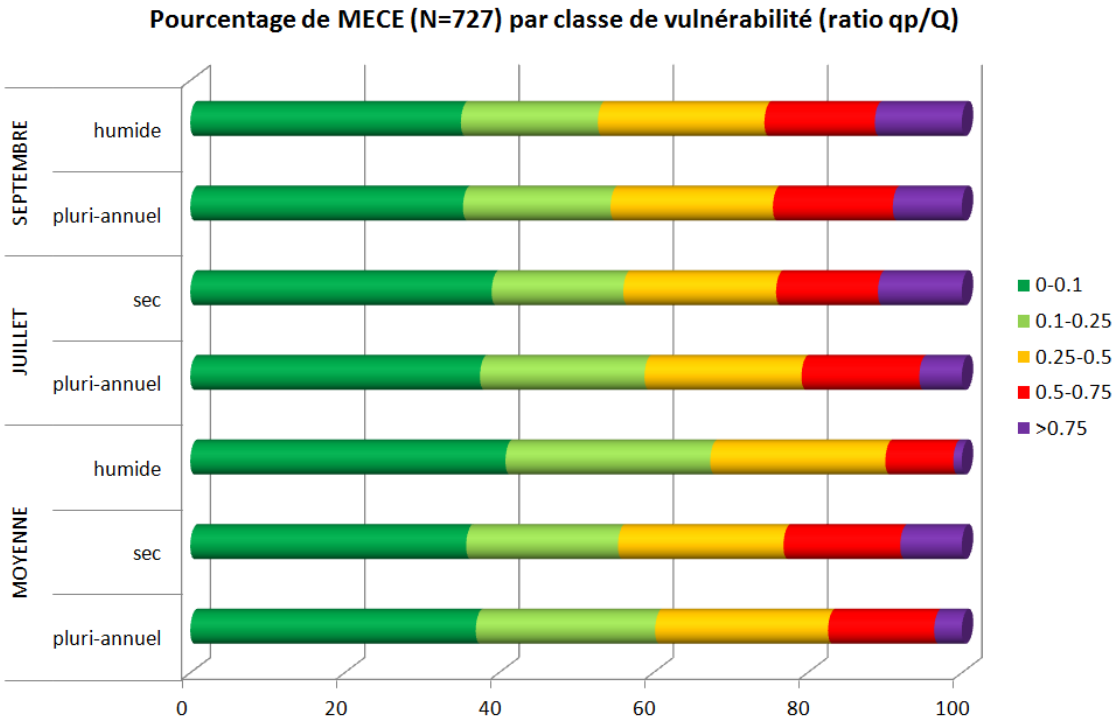



FIGURE 6.11 – Pourcentage des MECE par classe de vulnérabilité en fonction de différents scenarios hydrologiques, et pour différentes périodes de l'année (moyenne sur l'année, ou moyenne des mois de juillet et septembre)

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. Ainsi, le pourcentage des MECE dans les trois classes de vulnérabilité 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 vulnérabilité 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 années extrêmes, 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. 6.11).

### 6.3.5 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. 6.12). 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 terme de distribution spatiale de la recharge, la frange sud du bassin correspond à la zone de recharge la plus faible (Fig. 6.12). 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

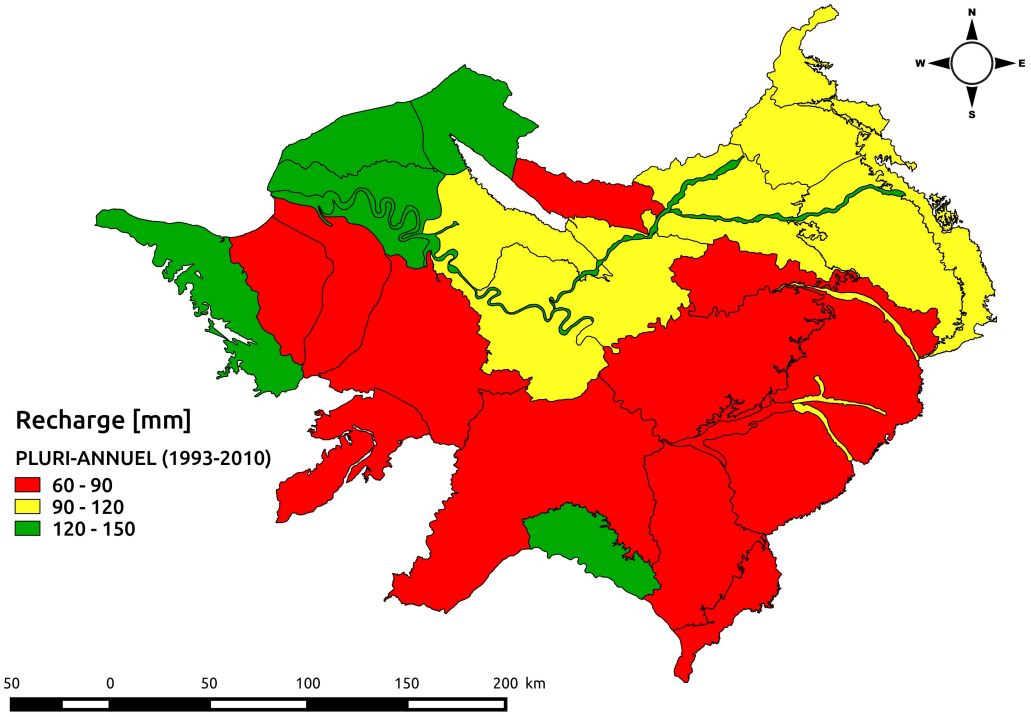



FIGURE 6.12 – Recharge des MESO calculée sur la période 1993-2010

vulnérables aux pollutions de surface puisque la ré-infiltration des rivières y représente plus des trois-quarts de la recharge par l'impluvium à laquelle s'ajoutent les apports souterrains régionaux (Fig. 6.13). 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 scenarios extrêmes sec et humide. Par contre la variation de l'estimation des vulnérabilités entre scenario 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 terme de situation moyenne, mais en terme 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.

## 6.4 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.

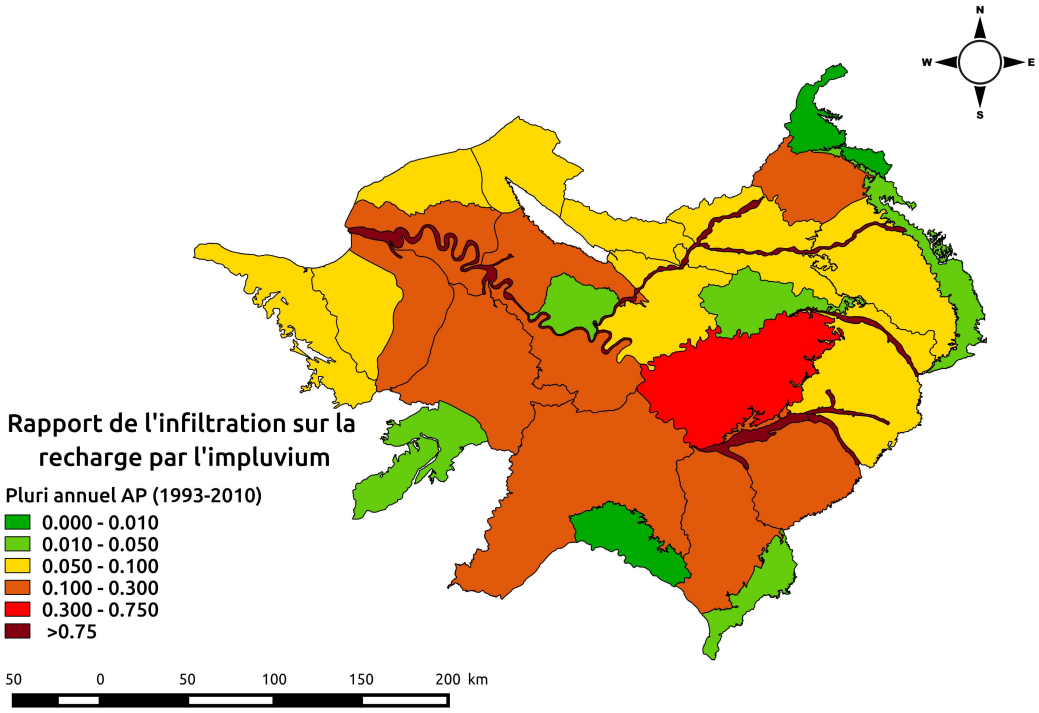



FIGURE 6.13 – Vulnérabilité pluri-annuelle des MESO : rapport de l'infiltration des rivières sur la recharge par l'impluvium

Hormis les efforts consentis pour recalibrer 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 modèle régional, il n'en va pas de même pour les 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 intermédiaires de manière dynamique. Une stratégie visant à représenter l'ensemble du réseau hydrographique n'est pour le moment pas aisément envisageable car elle mènerait à un modèle numériquement trop lourd (sect. 2.4.1.2 ,p. 31)

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., 2015).

# Chapitre 7

# Conclusions et perspectives

L'identification de la continuité hydrique entre les eaux de surface et les eaux souterraines permet l'introduction de la notion de gestion intégrée de la ressource. L'application de ce principe de gestion sur le bassin de la Seine, à travers l'estimation des échanges nappe-rivière, est rendue possible par la mise en pratique du concept d'interfaces nappe-rivière emboîtées au sein de travaux de modélisation.

## 7.1 Protocole de modélisation multi-échelle de l'interface nappe-rivière

L'interface nappe-rivière peut être conceptualisée comme un objet multi-échelle dont la définition varie avec l'échelle d'étude. A l'échelle régionale [10 000 km$^2$ –$\sim$ 1 M km$^2$] et continentale [$>$ 10 M km$^2$], l'interface nappe-rivière est définie par la plaine alluviale. Au sein de la plaine alluviale, le corridor fluviatile caractérise l'interface nappe-rivière à l'échelle intermédiaire [10 m –$\sim$ 1 km]. Il englobe finalement la zone hyporhéique (qui est étudiée à l'échelle locale [10 cm–$\sim$ 10 m]), qui permet l'identification de l'interface nappe-rivière jusqu'à l'interface eau-sédiment. L'étude des processus hydrodynamiques se développant aux différentes échelles d'étude de l'interface nappe-rivière souligne la complexité des échanges nappe-rivière :

- Dans un premier temps, les flux régionaux en aquifère, convergeant vers le réseau hydrographique, contribuent majoritairement à l'alimentation des interfaces nappe-rivière.
- A l'échelle régionale, une dynamique d'échange s'installe entre la plaine alluviale et l'aquifère régional sous-jacent. Les franges de la plaine alluviale alimentent l'aquifère sous-jacent qui alimente en retour la plaine au droit de la rivière, formant ainsi un écoulement spiralaire à l'échelle régionale,
- Ensuite, les hétérogénéités des dépôts alluviaux permettent de répartir les flux le long du corridor hyporhéique, dont les propriétés géomorphologiques et hydrodynamiques locales affectent la dynamique des échanges nappe-rivière.

La géométrie de l'interface nappe-rivière de même que les flux s'y développant, s'emboîtent donc autour du réseau hydrographique. La rivière offre ainsi un support adéquat au changement d'échelle des paramètres désignant les propriétés hydrodynamiques de l'interface nappe-rivière. Si la conceptualisation de l'objet interface nappe-rivière peut présenter un caractère multiple en fonction de l'échelle d'étude, sa modélisation nécessite l'adoption d'une vision holistique des processus s'y développant. Les flux régionaux et la dynamique locale des interfaces nappe-rivière peuvent donc être pris en compte conjointement par l'application d'une modélisation multi-échelle. La modélisation multi-échelle vise à coupler, les flux définis à l'échelle régionale avec l'hydrodynamique complexe de l'interface nappe-rivière contrôlée en partie par l'expression de ses hétérogénéités. Dans ce cadre, une méthodologie d'intégration d'informations locales des hétérogénéités structurales et hydrodynamiques de la plaine alluviale, au sein du modèle régional, est appliquée sur la zone de la Bassée. Elle s'appuie sur la définition de

paramètres équivalents et sur l'emboîtement de modèles. Par ailleurs, la structure et l'hydrodynamique du modèle régional sont précisées par la représentation des interfaces nappe-rivière du réseau hydrographique secondaire sur le bassin. Ce raffinement de la représentation des interfaces nappe-rivière est permis par la mise en place d'une procédure de modélisation emboîtée basée sur l'homogénéisation du bilan hydrique de surface.

Les flux aux interfaces étant principalement contraints par les écoulements régionaux, la cohérence des flux au sein de l'hydrosystème à l'échelle régionale est garantie par le développement d'une méthodologie de calibration de modèles couplés en deux étapes. La première étape consiste à estimer les paramètres de surface. L'optimisation est réalisée par minimisation d'une fonction objectif multiple, dont les différentes parties sont associées à la reproduction de processus physiques. Cette fonction objectif hybride regroupe une moyenne de débits observés en rivière et une chronique de débits estimés correspondant au ruissellement sur l'hydrosystème. La minimisation de cette fonction objectif permet l'estimation non-biaisée de l'évapotranspiration, de la recharge et du ruissellement sur l'hydrosystème. Durant la seconde étape, les paramètres souterrains sont calibrés conditionnellement à l'estimation de la recharge effectuée lors de la première étape, assurant ainsi la cohérence globale des flux régionaux.

## 7.2 Application au modèle couplé du bassin de la Seine

Ce protocole de modélisation des échanges nappe-rivière à l'échelle régionale est basé dans un premier temps sur l'estimation non-biaisée des flux régionaux au sein de l'hydrosystème, puis sur l'intégration d'informations locales au sein de cette modélisation. Cette méthodologie s'appuie sur une plate-forme de modélisation couplée (Cawaqs2.0).

Cette plate-forme permet de représenter les caractéristiques pédologiques, géologiques et hydromorphologiques d'un hydrosystème afin d'en simuler les processus hydriques de surface et souterrains. Une application recouvrant les 76 238 $km^2$ du bassin de la Seine a ainsi été développée. Compte tenu de la pression sur la ressource en eau engendrée par la concentration démographique, industrielle et agricole sur le bassin, ce modèle a été mis en place afin d'étudier l'évolution de la ressource en eau de l'hydrosystème. Dans un premier temps, l'application de la méthodologie de calibration en deux étapes au modèle couplé du bassin de la Seine, permet la définition de paramètres reproduisant l'hydrologie contrastée du bassin de la Seine ainsi que le bilan hydrique moyen de l'hydrosystème. D'autre part, la comparaison des résultats de simulation avec ceux obtenus à l'aide d'une méthode "essais-erreurs" illustre le problème d'équifinalité de l'estimation des flux au sein de l'hydrosystème et montre l'efficacité de la calibration à deux étapes. Ensuite, l'intégration d'informations locales de la plaine alluviale de la Bassée dans le modèle régional de l'hydrosystème Seine par modélisation multi-échelle permet de préciser le fonctionnement hydrologique de l'interface nappe-rivière. Cette étude semble mettre en évidence le développement d'écoulements spiralaires entre la plaine alluviale, l'aquifère régional et le corridor hyporhéique. Ces écoulements évoluent au cours de l'année hydrologique et se resserrent autour de la rivière en période sèche. D'autre part l'analyse fine des échanges au cours d'une période de crue permet de préciser le fonctionnement de l'interface nappe-rivière en période d'écoulement extrême. Il apparaît que les phases d'augmentation du niveau de la rivière induisent une modification rapide des conditions limites de l'hydrosystème et permettent la mise en place de processus se déroulant sur des échelles spatio-temporelles plus fines. Les périodes de hautes eaux induisent :

— des processus rapides d'infiltration et d'exfiltration, dont les effets locaux sont circoncis à la période de crue en temps que telle (montée des eaux, haut débit et récession).

— des processus à plus large échelle affectant le contexte hydrogéologique régional, qui permettent un stockage de l'eau au sein de la plaine alluviale pour être ensuite redistribuée selon une dynamique plus lente au cours des périodes de basses eaux.

Finalement, les échanges nappe-rivière sont estimés sur 80% du réseau hydrographique du bassin Seine-Normandie par modélisation emboîtée. Les échanges nets moyens sur le bassin ainsi estimés représentent environ 30% du débit moyen à l'exutoire du bassin de la Seine. Les échanges nappe-rivière sur le bassin évoluent suivant les conditions climatiques. Ainsi de manière générale il apparaît que les variations climatiques ont un effet plus marqué sur les exfiltrations que sur les infiltrations sur le bassin. Ces variations naturelles influent ainsi majoritairement sur l'intensité des échanges et non sur leur nature, une très faible partie des cours d'eau simulés passe d'une configuration globalement exfiltrante à une configuration infiltrante selon les conditions climatiques. La quantification des échanges nappe-rivière à l'échelle du bassin de gestion de la ressource en eau permet d'autre part de préciser les effets des prélèvements souterrains sur les échanges nappe-rivière et ainsi sur le débit en rivière. Sur la base de cette modélisation, des indices de vulnérabilité des cours d'eau aux pollutions souterraines peuvent être évalués, ainsi que des indices de vulnérabilité des masses d'eau souterraines aux contaminations de surface. Sur le bassin de la Seine, 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. D'autre part, il apparaît que les parties amont des cours d'eau sont systématiquement beaucoup plus vulnérables aux pollutions potentiellement apportées par des eaux souterraines sous-jacentes que les zones aval. Pour finir, les aquifères alluviaux présentent une vulnérabilité accrue aux pollutions de surface puisque la ré-infiltration des rivières y représente plus des trois quarts de la recharge par l'impluvium à laquelle s'ajoute les apports souterrains régionaux. Ces estimations des interactions des milieux de surface et souterrains s'intègrent par conséquent dans la volonté de gestion globale de la ressource en eau inscrite dans la directive cadre sur l'eau. Elles ont été utilisées dans ce contexte par l'Agence de l'Eau Seine-Normandie pour l'évaluation du nouveau Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SDAGE) du bassin Seine-Normandie (AESN, 2015).

## 7.3 Limites et perspectives de validation, d'amélioration

Si ce protocole de modélisation multi-échelle des échanges nappe-rivière a montré son efficacité à l'échelle du bassin de la Seine, certains aspects restent néanmoins à valider ou à améliorer.

### 7.3.1 Mesure de la recharge sur un bassin versant régional

Dans la procédure de calibration en deux étapes, la nécessité d'obtenir une donnée supplémentaire liée à la recharge sur le bassin versant, est soulignée afin de définir de manière non-biaisée les flux au sein de l'hydrosystème. La méthodologie appliquée dans ce mémoire, associe la simulation du flux de base à la reproduction adéquate de la recharge sur le bassin. Des méthodes de séparation d'hydrogramme (notamment via la formulation de Chapman) offrent, dans ce contexte, un cadre pragmatique qui permet, en s'appuyant sur des hypothèses relativement fortes d'estimer la recharge. Toutefois Chapman (1999) montre une importante variation de l'estimation du flux de base suivant le filtre de séparation d'hydrogramme utilisé. Il peut ainsi apparaître nécessaire de valider la procédure mise en place par la mesure directe de la recharge ou son estimation par des moyens expérimentaux. Afin de préciser les valeurs de la recharge différents procédés peuvent être mis en place suivant l'échelle d'étude.

A l'échelle locale, certaines méthodes expérimentales permettent de caractériser la recharge à travers la zone non saturée par des observation directes. Parmi ces méthodes, l'utilisation de lysimètres (Freeze and Banner, 1970) et de procédés géophysiques (capitance domain reflectometry -CDR-, Time Domain Reflectometry -TDR-) (Bogena et al., 2007; Yeakley et al., 1998) semblent les méthodes les plus utilisées (Scanlon et al., 2002; W. et al., 2002). Toutefois, compte tenu de la forte variabilité de la

recharge en fonction de la structure et de l'occupation des sols, la régionalisation de ces données apparaît complexe. Malgré tout, Rosenbaum et al. (2012), ont récemment proposé une technique permettant la régionalisation de la recharge estimée par des procédés géophysiques. Cette technique est basée sur l'échantillonnage temporel de la saturation des sols en eau sur plus de 150 stations réparties sur un bassin versant unitaire. La répartition raisonnée des stations ainsi que leur échantillonnage simultané permettent l'interpolation spatiale des nombreuses données obtenues par des méthodes géostatistiques.

Aux échelles supérieures (intermédiaire et régionale), des méthodes basées sur l'exploitation de mesures satellitaires peuvent être préférées. Ces bases de données obtenues à partir d'imagerie spatiale (radiométries, infrarouge, micro-ondes) permettent de caractériser spatialement la végétation (Normalized Difference Vegetation Index NVDI), de définir des variables climatiques (température au sol, humidité, pluviométrie ect.), ou d'obtenir des données gravimétriques. L'exploitation de ces observations, permet de dériver des variables hydrauliques comme la variation du stock d'eau de surface et souterraine (Frappart et al., 2015; Papa et al., 2015). En particulier, l'utilisation de ces données dans des modèles de surface, prenant en compte les interactions entre le sol, la végétation et l'atmosphère (SVAT) permet de déterminer de manière précise la recharge sur des domaines de dimension régionale (Zhang and Wegehenkel, 2006). Toutefois, cette estimation étant réalisée par calibration d'un modèle de surface elles nécessitent la mise en place de mesures expérimentales annexes.

Sur le bassin de la Seine afin de préciser l'estimation de la recharge, point critique de la calibration des hydrosystèmes :

— une modification du modèle d'estimation du bilan hydrique de surface vers un modèle de type SVAT devra être réalisée afin de prendre en compte les données satellitaires,
— des sites expérimentaux de mesure de la recharge devront être mis en place.

### 7.3.2 Validation de l'estimation des échanges nappe-rivière en fonction de l'échelle de modélisation

Ce mémoire de thèse présente aussi un ensemble de résultats d'estimation des échanges nappe-rivière à l'échelle régionale. Ces résultats sont validés à l'échelle du bassin versant par la reproduction adéquate du débit de base par le modèle. Toutefois, afin d'étudier plus précisément les variations locales des échanges nappe-rivière un réseau de mesure à différentes échelles spatiales pourrait être envisagé.

#### 7.3.2.1 Mesure des échanges nappe-rivière aux différentes échelles

Dans le cadre du PIREN-Seine, plusieurs sites expérimentaux de mesure des échanges nappe-rivière ont été mis en place sur le bassin de la Seine (Flipo, 2014). A l'échelle locale, la mesure des échanges nappe-rivière est réalisée sur le site atelier de l'Orgeval ; à l'échelle régionale, la mesure des échanges nappe-rivière est réalisée sur le site atelier de la Bassée.

**Échelle locale**

Sur le site atelier de l'Orgeval, une première série de travaux visant à la caractérisation à l'échelle locale des échanges nappe-rivière a vu le jour depuis quelques années (Mouhri et al., 2013, 2012). Ces travaux ont permis le développement d'outils expérimentaux de suivi de la température et plus récemment de la pression au sein de la zone hyporhéique (système MoLoNaRi). Le système de Monitoring Local des échanges Nappe-Rivière (MoLoNaRi) est constitué de deux piézomètres de bordures, d'un dispositif de mesure en rivière et d'un dispositif de mesure dans la zone hyporhéique (de 40 à 60 cm de profondeur) discrétisé tous les 10 à 20 cm. Ce système expérimental fournit à chacun des points de mesures (2 en aquifère 1 en rivière et 3 à 4 dans la zone hyporhéique) des mesures de pression et température

au pas de temps du 1/4 d'heure. Les mesures expérimentales réalisées sont utilisées afin de mener des simulations 2D de la zone hyporhéique qui permettent, quant à elles, de quantifier les échanges nappe-rivière à cette échelle. Ces modélisations pourront être affinées par la mesure des propriétés hydrodynamiques de la zone hyporhéique.

**Échelle régionale**
A l'échelle régionale, un dispositif expérimental visant à quantifier les échanges entre le réseau hydrographique et le système alluvial a été mis en service fin 2015. Ce système expérimental se compose de huit transepts, implantés sur plusieurs sites le long du réseau hydrographique de la Seine, de l'Yonne et de l'Aube. Les 6 points de la Seine sont chacun constitués d'un triplet piézométrique (Rivière, Alluvion, Craie) inspirés du système MoLoNaRi. D'autre part, 4 points gravière ont été installés et équipés dans le cadre du programme PIREN-Seine. Au final, 21 piézomètres (13 dans les alluvions et 8 dans la craie) et 15 points de mesure en rivières et gravières ont été installés. Ces équipements permettent la mesure au pas de temps du 1/4 d'heure de la pression et de la température. Ces données permettront l'étude expérimentale des échanges nappe-rivière sur la plaine alluviale et ainsi la validation directe des simulations multi-échelle réalisées dans ce mémoire sur la zone de la Bassée.

**Vers l'échelle continentale**
Le dispositif expérimental installé sur la plaine alluviale de la Bassée a aussi pour but de valider des mesures satellitaires effectuées dans le cadre du projet TOSCA-SWOT. Ces observations ont pour but de quantifier les niveaux d'eau des corps fluviatiles supérieurs à 100m avec une précision de 25 cm et une fréquence de passage supra-journalier (environ 3 jours) (Biancamaria et al., 2015).

#### 7.3.2.2 Intégration des données mesurées aux différentes échelles dans les structures de modélisation

**Exploitation des données de température locale à l'échelle du bassin**
Les données obtenues au niveau du site expérimental de l'Orgeval permettent de caractériser ponctuellement la dynamique de la zone hyporhéique. Afin de caractériser la dynamique du corridor hyporhéique à l'échelle du bassin expérimental, les observations obtenues, peuvent être analysées par modélisation thermique du transport de chaleur au sein de l'hydrosystème. Pour cela, le bilan thermique de l'hydrosystème devra être estimé. Cette estimation pourra être facilitée par la mise en place d'un modèle de surface de type SVAT qui assure un cadre adéquat de résolution du bilan thermique de surface (Loinaz et al., 2013). D'autre part, l'équation de transport de chaleur devra être ajoutée aux équations de l'écoulement en milieu saturé, non saturé et en rivière, afin de simuler le bilan thermique global du bassin. Le transfert de chaleur au sein de modèle couplé fait en ce moment l'objet d'une thèse (Berrhouma et al., 2015).

**Exploitation des données satellitaires**
L'intégration des données satellitaires, et en particulier celles de la mission SWOT, au sein de modèles hydrologiques de grande ampleur, pourra permettre leur optimisation (Pedinotti et al., 2014). Au sein de la plateforme de modélisation Cawaqs2.0, ces données pourront par exemple être intégrées dans une procédure d'estimation des paramètres de Manning. En particulier, l'étude de l'évolution de ces paramètres en période de crue, permettra de préciser le calcul des hauteurs d'eau en rivière lors d'événements extrêmes. En effet, la définition plus fine des hauteurs d'eau en rivière à l'échelle régionale aura un effet direct sur la définition de la dynamique des échanges nappe-rivière à cette échelle (Baratelli et al., 2016).

L'utilisation de données d'imagerie spatiale dans les approches de modélisation couplée permet d'ouvrir d'importantes perspectives sur la modélisation des hydrosystèmes continentaux (Paiva et al., 2013; Papa et al., 2015). Afin d'assurer la généricité de l'approche développée dans la plateforme de modélisation Cawaqs2.0, plusieurs questions devront être résolues. En particulier, l'application de la plateforme de modélisation à des climats plus arides pose la question de la représentation du phénomène de déconnexion (Brunner et al., 2009; Rivière et al., 2014) dans la plateforme de modélisation. D'autre part l'application de la plateforme de modélisation à des climats affectés par des pluviométries extrêmes (type mousson) soulève la question du maximum d'infiltration durant les crues (Baratelli et al., 2016). En effet, dans sa version actuelle l'estimation du débit d'infiltration de la rivière vers l'aquifère sous-jacent dans Cawaqs2.0 est contrainte par un paramètre de débit limite ($Q_{lim}$) censé représenter ces deux conditions. Si sur le bassin versant de la Seine la variation de ce paramètre semble avoir un effet non significatif sur l'estimation des échanges nappe-rivière moyens (Saleh et al., 2011), la spatialisation de ce paramètre, par exemple en fonction des propriétés hydrodynamiques de l'interface nappe-rivière (Flipo et al., 2014), devra faire l'objet d'études plus approfondies afin d'assurer la généricité de cette approche de modélisation à d'autres conditions climatiques.

**Assurer la cohérence entre les modèles aux différentes échelles**

L'acquisition de ces ensembles de données (recharge, température, pression, paramètres hydrodynamiques ect..), caractérisant l'hydrodynamique des interfaces nappe-rivière, devrait permettre la mise en place de modèles des interfaces aux différentes échelles d'étude de l'hydrosystème (régionale, intermédiaire, locale). Les travaux exploratoires de modélisation multi-échelle présentés dans ce mémoire, proposent certaines pistes afin de lier des modélisations aux échelles régionales et intermédiaires. Toutefois, la méthode proposée présente certaines limitations en particulier du fait des effets non locaux négligés dans la procédure présentée. Afin d'assurer la cohérence entre les modèles simulant les échanges nappe-rivière et de permettre aux modèles de grande ampleur d'intégrer des processus locaux, une procédure itérative de modélisation multi-échelle pourra être testée (Fig. 7.1).

En théorie, cette procédure itérative de transfert de conditions limites et de définition de fonctions de passage, assure un emboîtement de modèle de résolution plus fine au sein d'un modèle régional (Flipo et al., 2014). Toutefois, la convergence de cette procédure ainsi que la stabilité des paramètres équivalents, qu'elle permet d'estimer, devra être validée afin de mettre en place une procédure opérationnelle de modélisation multi-échelle des interfaces nappe-rivière.

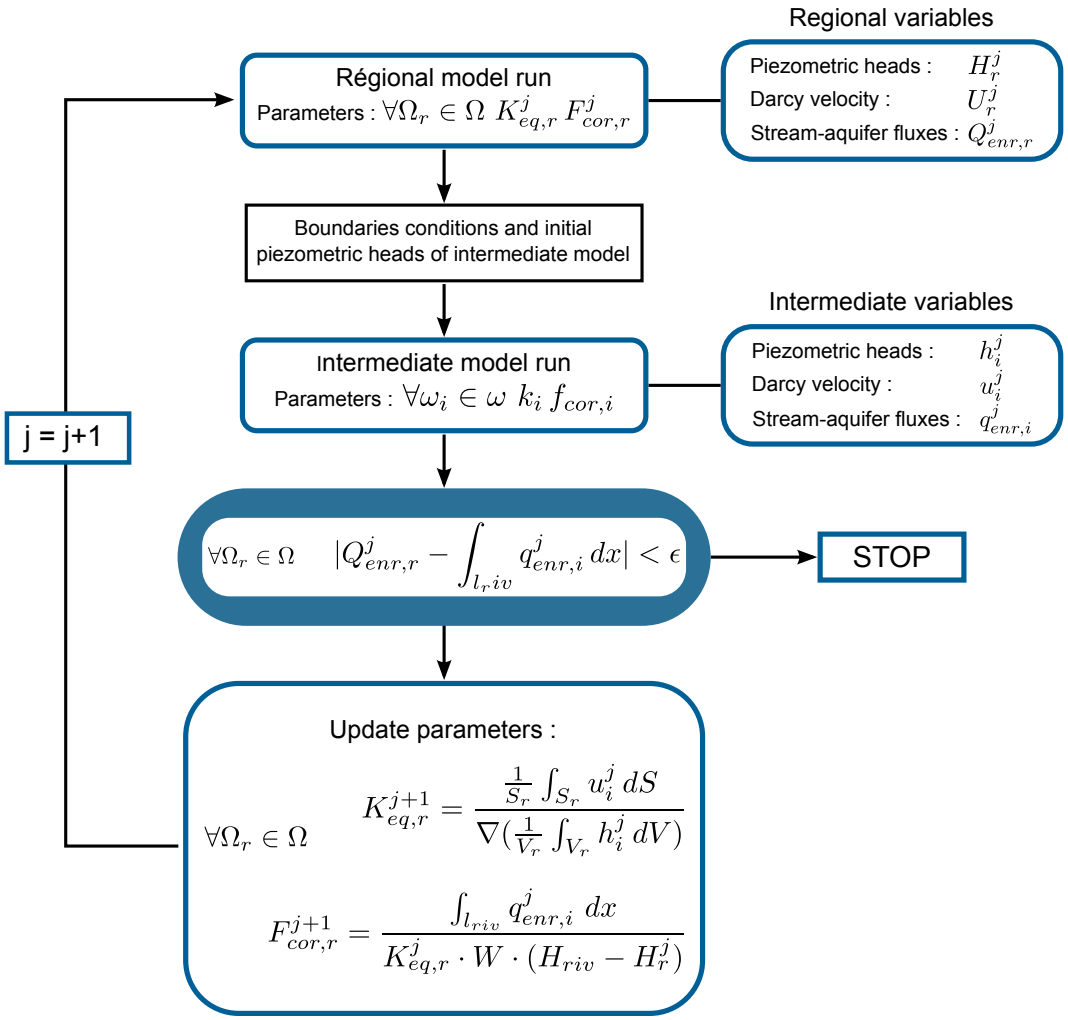



FIGURE 7.1 – Procédure itérative de modélisation multi-échelle des interfaces nappe-rivière

# Bibliographie


Abbott, M., J. Bathurst, J. Cunge, P. O'Connell, and J. Rasmussen (1986a). An introduction to the European Hydrological System. 1. History and philosophy of a physically based distributed modelling system. *Journal of Hydrology 87*, 45–59.

Abbott, M., J. Bathurst, J. Cunge, P. O'Connell, and J. Rasmussen (1986b). An introduction to the European Hydrological system. 2. Structure of a physically based distributed modelling system. *Journal of Hydrology 87*, 61–77.

Abdulle, A., E. Weinan, B. Engquist, and E. Vanden-Eijnden (2012). The heterogeneous multiscale method. *ACTA NUMERICA 21*, 1–87.

AESN (1974). *Les bassins de la Seine et des cours d'eau Normands - Eaux souterraines*, Volume Agence de l'eau Seine-Normandie, Nanterre, tome 1, fasc. 4.

AESN (2013). Etat des lieux du bassin de la Seine et des cours d'eau côtiers normands. Technical report, AESN.

AESN (2015). Schéma directeur d'aménagement et de gestion des eaux (sdage) 2016-2021 du bassin de la seine et des cours d'eau côtiers normands. Technical report, AESN.

Allen, J. (1963). The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology 2*, 93–114.

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.

Baratelli, F., N. Flipo, and F. Moatar (2016). Quantification of distributed stream-aquifer exchanges at the regional scale : sensitivity to in-stream water level fluctuation, riverbed elevation and roughness. *submitted to Journal of Hydrology*.

Barret, M. and R. Charbeneau (1997). A parsimonious model for simulating flow in karst aquifer. *Journal of Hydrology 196*, 47–65.

Barthel, R. (2014). Integration of groundwater and surface water research : an interdisciplinary problem ? *Hydrology Earth System Sciences Opinions 18*, 2615–2628.

Barthel, R. and S. Banzhaf (2015). Groundwater and surface water interaction at the regional-scale– a review with focus on regional integrated models. *Water Resources Management*.

Bayer, P. and M. Finkel (2007). Optimization of concentration control by evolution strategies : formulation, application and assessment of remedial solutions. *Water Resourses Research 43*.

Bear, J. (1972). Dynamics of fluids in porous media. *American Elsevier*.

Bel, A., V. Bault, M. Boudet, M. Chabart, P.-Y. David, G. Fourniguet, D. Jauffret, D. Salquebre, F. Lucassou, and V. Mardhel (2012, December). Référentiel hydrogéologique francais bd-lisa. délimitation des entités hydrogéologiques de niveaux 2 et 3 du bassin Seine-Normandie. Technical report, Bureau de Recherche Géologique et Minière.

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.

Berrhouma, A., A. Riviere, N. Flipo, and P. Goblet (2015). Modélisation hydro-thermique des hydrosystemes : Application au bassin versant des avenelles. Technical report, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Beven, K. (2006). A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of Hydrology 320*, 18–36.

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 Resourses Research 48*, W01801.

Biancamaria, S., D. Lettenmaier, and T. Pavelsky (2015). The swot mission and its capabilities for land hydrology. *Geophysics Survey*.

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, C. Deligne, and C. Billen (1999). Estimates of early-industrial inputs of nutrients to river systems : implication for coastal eutrophication. *Sciences of Total Environment 243/244*, 43–52.

Blanchard, R. (1922). La sÃ©cheresse en dauphinÃ© (1920-1921). *Revue de gÃ©ographie alpine 10*(1), 181–199.

Blöschl, G. and M. Sivapalan (1995). Scale issues in hydrological modelling : A review. *Hydrological Processes 9*, 251–290.

Boano, F., R. Revelli, and L. Ridolfi (2009). Quantifying the impact of groundwater discharge on the surface-subsurface exchange. *Hydrological Processes 23*, 2108–2116.

Bogena, H. R., J. A. Huisman, C. Oberdoerster, and H. Vereecken (2007). Evaluation of a low-cost soil water content sensor for wireless network application. *Journal of Hydrology 344*(1-2), 32–42.

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 Bassée. Technical report, Commisariat général du développement durable.

Boucher, O., D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U. Lohmann, P. Rasch, S. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens, and X. Zhang (2013). *Clouds and Aerosols*, Book section 7, pp. 571–658. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA : Cambridge University Press.

Bouwer, H. (1969). *Theory of seepage from open channels*, Volume 5 of *Advances in Hydroscience*. Academic Press, New York.

Bridge, J., S. (2006). *Fluvial facies models : Recent developments*, Chapter Facies models revisited, pp. 85–170. SEPM, Special Publication 84.

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 Resourses Research 45*, W01422.

Brunner, P., P. Cook, and C. Simmons (2011). Disconnected Surface Water and Groundwater : From Theory to Practice. *Ground Water 49*(4), 460–467.

Calver, A. (2001). Riverbed permeabilities : Information from pooled data. *Ground Water 39*(4), 546–553.

Cardenas, M. (2008). The effect of river bend morphology on flow and timescales of surface water-groundwater exchange across pointbars. *Journal of Hydrology 362*, 134–141.

Cardenas, M. (2009). Stream-aquifer interactions and hyporheic exchange in gaining and losing sinuous streams. *Water Resourses Research 45*, W06469.

Cardenas, M. and J. Wilson (2007a). Dunes, turbulent eddies, and interfacial exchange with permeable sediments. *Water Resourses 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., J. Wilson, and V. Zlotnik (2004). Impact of heterogeneity, bed forms, and stream curvature on subchannel hyporheic exchange. *Water Resourses Research 40*, W08307.

Cardenas, M. B., J. L. Wilson, and R. R. Haggerty (2008). Residence time of bedform-driven hyporheic exchange. *Advances in Water Resources 31*, 1382–1386.

Cardwel, W. T. and R. L. Parson (1945). Average permeability of heterogeneous oil sand. *Transaction of the AIME 160*, 34–42.

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. (1996). Common unigraphs for sets of runoff events. part 1 : Inigraph identification from streamflow data. *Hydrological Processes 10*, 773–782.

Chapman, T. (1999). A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes 13*, 701–714.

Chen, Y. and L. Durlofsky (2006). Adaptive local-global upscaling for general flow scenarios in heterogeneous formations. *Transport in Porous Media 62*, 157–185.

Chen, Y., L. Durlofsky, M. Gerritsen, and X. Wen (2003). A coupled local-global upscaling approach for simulating flow in highly heterogeneous formations. *Advances in Water Ressources 26*, 1041–1060.

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.

Collins, M., R. Knutti, J. Arblaster, J.-L. Dufresne, T. Fichefet, P. Friedlingstein, X. Gao, W. Gutowski, T. Johns, G. Krinner, M. Shongwe, C. Tebaldi, A. Weaver, and M. Wehner (2013). *Long-term Climate Change : Projections, Commitments and Irreversibility*, Book section 12, pp. 1029–1136. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA : Cambridge University Press.

Cook, P. (2015). Quantifying river gain and loss at regional scales. *Journal of Hydrology In Press*.

Cousquer, Y., A. Pryet, N. Flipo, C. Delbart, and A. Dupuy (2015). A local 2d vertical model for the estimation of the river coefficient in urface subsurface model. *submitted to Groundwater*.

Cunge, J. (1969). Au sujet d'une méthode de calcul de propagation de crues (méthode muskingum). *J. Res. in Hydrology 7*(2), 205–230.

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 Patis 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.

Da Silva, R., F. Grison, and M. Kobiyama (2008). *From Headwaters to the Ocean : Hydrological Change and Watershed Management-Hydrochange 2008, 1-3 October 2008, Kyoto, Japan*, Chapter Conceptual investigation of time of concentration : Case study of the Pequeno River watershed, Sao Jose dos Pinhais, PR, Brazil, pp. 271. CRC Press.

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.

Dalrymple, R., W. (2006). *Incised valleys in time and space : an introduction to the volume and an examination of the controls on valley formation and filling*, Chapter Incised valleys in time and space, pp. 5–12. SEPM, Special Publication 85.

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. *Ingénieries - E A T 54*, 3–18.

David, C., F. Habets, D. Maidment, and Z.-L. Yang (2011). RAPID applied to the SIM-France model. *Hydrological Processes 25*(22), 3412–3425.

de Marsily, G. (1981). *Hydrogéologie quantitative*. Collection sciences de la Terre.

de Marsily, G. (1986). *Quantitative Hydrogeology - Groundwater Hydrology for Engineers.* Academic Press, London.

de Marsily, G. (2008). Eau, changements climatiques, alimentation et évolution démographique. *Revue des Sciences de l'Eau/Journal of Water Science 21*(2), 111–128.

de Marsily, G., E. Ledoux, A. Levassor, D. Poitrinal, and A. Salem (1978). Modelling of large multi-layered aquifer systems : Theory and applications. *Journal of Hydrology 36*, 1–34.

Deleplancque, B., P. Weill, and I. Caujan (2013). Genèse et hétérogénéitées sédimentaires de la plaine alluviale de la bassée. 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 bassée. Technical report, PIREN Seine.

Desassis, N. and D. Renard (2013). Automatic variogram modeling by iterative least squares : Univariate and multivariate cases. *Mathematical Geology 45*, 453–470.

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.

Durlofsky, L. (1990). Numerical calculation of equivalent block permeability tensors for heterogeneous porous media. *Water Resourses Research 27*, 699–708.

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.

Edward, M. (1996). Elimination of adaptative grid interface errors in the discrete cell centered pressure equation. *Journal of Computational Physics 126*, 356–372.

Emsellem, Y. and G. de Marsily (1971). An automatic solution for the inverse problem. *Water Resourses Research 7*(5), 1264–1283.

Engdahl, N., E. Volger, and G. Weissmann (2010). Evaluation of aquifer heterogeneity effects on river flow loss using a transition probability framework. *Water Resourses 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.

Engquist, B., X. Li, W. Ren, E. Vanden-Eijnden, et al. (2007). Heterogeneous multiscale methods : a review. *Communications in Computational Physics 2*(3), 367–450.

Famiglietti, J. and E. Wood (1994). Miltiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resourses Research 30*, 3061–3078.

Fleckenstein, J. and G. Fogg (2008). Efficient upscaling of hydraulic conductivity in heterogeneous alluvial aquifers. *Hydrogeology Journal 16*, 1239–1250.

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. (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. Habilitation thesis.

Flipo, N. (2014). Résumé des travaux de l'axe interfaces nappe-rivière. Technical report, PIREN Seine.

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 Resourses 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.

Frappart, F., F. Papa, Y. Malbeteau, J. Gabriel Leon, G. Ramillien, C. Prigent, L. Seoane, F. Seyler, and S. Calmant (2015). Surface freshwater storage variations in the orinoco floodplains using multi-satellite observations. *REMOTE SENSING 7*(1), 89–110.

Freer, J., K. Beven, and B. Ambroise (1996). Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data : An application of the glue approach. *Water Resourses Research 32*(7), 2161–2173.

Freeze, R. (1971). Three-dimensional, transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. *Water Resourses Research 7*(2), 347–366.

Freeze, R. and J. Banner (1970). The mechanism of natural ground-water recharge and discharge, 2. laboratory column experiments and field measurements. *Water Resourses Research 6*(1), 138–155.

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.

Friedl, P. and K. Wolf (2010). Plasticity of cell migration : a multiscale tuning model. *JOURNAL OF CELL BIOLOGY 188*(1), 11–19.

Furey, P. and V. Gupta (2003). A phisically based filter for separing base flow from streamflow time series. *Water Resourses Research 37*, 2709–2722.

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.

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. Sebilo, 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.

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.

Getirana, A., A. Boone, D. Yamazaki, and N. Mognard (2013). Automatic parametrization of a flow routing scheme driven by radar altimetry data : evaluation in the Amazon basin. *Water Resourses Research 49*, 614–629.

Goderniaux, P., S. Brouyère, H. Fowler, S. Blenkinsop, R. Therrien, P. Orban, and A. Dassargues (2009). Large scale surface-subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves. *Journal of Hydrology 373*(1-2), 122–138.

Golaz-Cavazzi, C. (1999). *Modélisation hydrologique à l'échelle régionale appliquée au bassin du Rhône.* Ph. D. thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

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. Ducharne, 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.

Greiner, I. (1997). *Analyse de la variabilité fonctionnelle de la plaine alluviale de la Seinee et modélisation des transferts de nitrates.* Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris. 241 p.

Guillocheau, F., C. Robin, P. Allemand, S. Bourquin, N. Brault, G. Dromart, R. Friedenberg, J.-P. Garcia, J.-M. Gaulier, F. Gaumet, B. Grosdoy, F. Hanot, P. L. Strat, M. Mettraux, T. Nalpas, C. Prijac, C. Rigollet, O. Serrano, and G. Grandjean (2000). Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta 13*, 189–246.

Gunduz, O. and M. Aral (2005). River networks and groundwater flow : a simultaneous solution of a coupled system. *Journal of Hydrology 301*, 216–234.

Haitjema, H. (1987). Comparing a three-dimensionnal and a Dupuit-Forchheimer solution for a circula recharge area in a confined aquifer. *Journal of Hydrology 91*, 83–101.

Haitjema, H., V. Kelson, and W. de Lange (2001). Selecting MODFLOW Cell Sizes for Accurate Flow Fields. *Ground Water 39*(6), 931–938.

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.

Hantush, M. S. and C. E. Jacob (1955). Non-steady radial flow in an infinite leaky aquifer. *Eos, Transactions American Geophysical Union 36*(1), 95–100.

Hatch, C., A. Fisher, C. Ruehl, and G. Stemler (2010). Spatial and temporal variations in streambed hydraulic conductivity quantified with time-series thermal methods. *Journal of Hydrology 389*(3-4), 276–288.

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.

Holman, I., D. Allen, M. Cuthbert, and P. Goderniaux (2012). Toward best practice for assessing the impacts of climate change on groundwater. *Hydrogeology Journal 20*, 1–4.

Hooper, R. and C. Shoemaker (1986). A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation. *Water Resourses Research 22*(10), 1444–1454.

Hughes, T. (1995). Multiscale phenomena : Green's functions, the dirichlet-to-neuman formulation, subgrid scale models, bubbles and the origins of stabilized methods. *computer methods in applied mechanics and engineering 127*, 387 – 401.

Hughes, T., G. Feijoo, L. Mazzei, and J. Quincy (1998). The variational multiscale method-a paradigm for computational mechanics. *computer methods in applied mechanics and engineering 166*, 3 – 24.

Hunt, B. (2008). Groundwater analysis using function. xls. *Civil Engineering Department, University of Canterbury, http ://www. civil. canterbury. ac. nz/staff/bhunt. shtml, last update 15.*

Hunt, R., J. Doherty, and M. Tonkin (2007). Are models too simple ? Arguments for increased parameterization. *Ground Water 45*(3), 254–262.

Hunt, R., M. Strand, and J. Walker (2006). Measuring groundwater-surface water interaction and its effect on wetland stream benthic productivity, trout lake watershed, northern wisconsin, usa. *Journal of Hydrology 320*(3-4), 370–384.

Huyck, A., V. Pauwels, and N. Verhoest (2005). A base flow separation algorithm based on the linearized boussinesq equation for complex hillslopes. *Water Resourses Research 41*, W08415.

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.

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.

Izvekov, S. and G. Voth (2005). A multiscale coarse graining method for biomolecular systems. *JOURNAL OF PHYSICAL CHEMISTRY B 109*(7), 2469–2473.

Jason, H., H. Hyon-Tae, E. Sudicky, and J. Lin (2015). Coupled atmospheric, land surface and subsurface modeling : exploring water and energy feedbacks in three-dimension. *Advances in Water Resources*.

Jenny, P., S. Lee, and H. Tchelepi (2003). Multi-scale finite-volume method for elliptic problems in subsurface flow simulation. *Journal of computational physics 187*, 47–67.

Journel, A. (1986). Geostatistics : Models and Tools for the Earth Sciences. *Mathematical Geology 18*(1), 119–140.

Jukic, D. and V. Denic-Jukic (2009). Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology 373*, 302–315.

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.

Kauark-Leite, L. (1990). *Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole*. Ph. D. thesis, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.

Kippe, W., J. Aarnes, and K. Lie (2008). A comparison of multiscale methods for ellipitic problems in porous media flow. *Computational Geosciences 12*, 377–398.

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.

Kollet, S., R. M. Maxwell, C. Woodward, S. Smith, J. Vanderborght, H. Vereecken, and C. Simmer (2010). Proof of concept of regional scale hydrologic simulations at hydrologic resolution utilizing massively parallel computer. *Water Resourses Research 46*, W04201.

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.

Kollet, S. J. and V. A. Zlotnik (2003). Stream depletion predictions using pumping test data from a heterogeneous stream - aquifer system (a case study from the great plains, usa). *Journal of Hydrology 281*(1 - 2), 96 – 114.

Koltermann, C., E. and M. Gorelick, S. (1996). Heterogeneity in sedimentary deposits : A review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches. *Water Resources Research 32*, 2617–2658.

Korkmaz, S. (2007). *Modeling of the flood regimes in coupled stream-aquifer systems.* Ph. D. thesis, Ecole des Mines de Paris.

Krause, S., T. Blume, and N. Cassidy (2012). Investigating patterns and controls of groundwater upwelling 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., 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.

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 bassée. 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.

Labarthe, B., A. Pryet, F. Saleh, M. Akopian, and N. Flipo (2014). *Engineering Geology for society and Territory-Vol 3*, Chapter Distributed simulation of daily stream-aquifer exchanged fluxes in the Seine river basin at regional scale. springer.

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.

le Loc'h, G. (1987). *Etude de la composition de la perméabilité par des méthodes variationnelles.* Ph. D. thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Ledoux, E. (1975). Programme NEWSAM : principe et notice d'emploi. Technical report, Centre d'Informatique Géologique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Ledoux, E. (1980). *Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique.* Ph. D. thesis, ENSMP, UPMC.

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, Massachussett : Kluwer Academicy.

Leek, R., J. Wu, L. Wang, T. Hanrahan, M. Barber, and H. Qiu (2009). Heterogeneous characteristics of streambed saturated hydraulic conductivity of the Touchet River, south eastern Washington, USA. *Hydrological Processes 23*, 1236–1246.

Lo, M., J. Famiglietti, P. Yeh, and T. Syed (2009). Improving parameter estimation and water table depth simulation in a land surface model using grace water storage and estimated base flow data. *Water Resourses Research 46*.

Loague, K., C. Heppner, R. Abrams, A. Carr, J. VanderKwaak, and B. Ebel (2005). Further testing of the Integrated Hydrology Model (inhm) : event-based simulations for a small rangeland catchment located near Chickasha, Oklahoma. *Hydrological Processes 19*, 1373–1398.

Loague, K. and J. VanderKwaak (2004). Physics-based hydrologic response : platinium bridge, 1958 Edsel, or useful tool. *Hydrological Processes 18*, 2949–2956.

Loinaz, M. C., H. K. Davidsen, M. Butts, and P. Bauer-Gottwein (2013). Integrated flow and temperature modeling at the catchment scale. *Journal of Hydrology 495*, 238–251.

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. Raguet, 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.*

Marion, A., A. Packman, M. Zaramella, and A. Bottacin-Busolin (2008). Hyporheic flows in stratified beds. *Water Resourses Research 44*(9), W09433.

Markstrom, S., R. Niswonger, R. Regan, D. Prudic, and P. Barlow (2008). GSFLOW - coupled groundwater and surface-water flow model based on the integration of the precipitation-runoff modeling system (PRMS) and the modular ground-water flow model (MODFLOW-2005). Technical report, U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-D1. 240 p.

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.

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. (1955). *Application des méthodes statistiques à l'évaluation des gisements* (Annales des Mines, No . 12 ed.). 50-75.

Mazzilli, N., V. Guinot, and H. Jourde (2010). Sensitivity analysis of two-dimensional steady-state aquifer flow equations. implications for groundwater flow model calibration and validation. *Advances in Water Resources 33*, 905–922.

McDonald, M. and A. Harbaugh (1988a). *MODFLOW, a modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model*, Chapter Book 6, chap A1, pp. 586 p. Technique of Water Ressources Investigations of the US Geological Survey, USGS Federal Center Box 25425, Denver, Colorado 80225.

McDonald, M. and A. Harbaugh (1988b). *A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model* (USGS Techniques of Water -Ressources Investigations Book 6 Chapter A1 ed.).

McGuire, K. and J. McDonnell (2006). A review and evaluation of catchment transit time modeling. *Journal of Hydrology 330*, 543–563.

Mégnien, 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.

Mehl, S. and M. Hill (2002). Developement and evaluation of a local grid refinement method forblock-centred finite-difference groundwater models using shared nodes. *Advances in Water Resources 25*, 497–511.

Mehl, S. and M. Hill (2010). Grid-size dependence of cauchy boundary conditon used to simulate stream-aquifer interactions. *Advances in Water Resources 33*, 430–442.

Miall, A. (1996). *The geology of fluvial deposits*. Springer Verlag.

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 (2015). Altération d'habitat hydraulique à l'échelle des bassins versants : Impacts des prêèvements en nappe du bassin Seine-Normandie. *Hydrobiologia soumis*.

Miller, M., D. Susong, C. Shope, V. Heilweil, and B. Stolp (2014). Continuous estimation of baseflow in snowmelt-dominated streams and rivers in the upper colorado river basin : A chemical hydrograph separation approach. *Water Resourses Research 50*, 6986–6999.

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.

Monteil, C., N. Flipo, M. Poulin, F. Habets, M. Krimissa, and E. Ledoux (2010). Assessing the contribution of the main aquifer units of the Loire basin to river discharge during low flows. In *XVIII International Conference on Computational Methods in Water Resources, Barcelona*, http ://congress.cimne.com/cmwr2010/Proceedings/docs/p71.pdf, pp. 8p.

Morel-Seytoux, J. (2009). The turning factor in the estimation of stream aquifer seepage. *Ground Water 42*, 205–212.

Mosegaard, K. and M. Sambridge (2002). Monte carlo analysis of inverse problems. *inverse problems 18*, R29–R54.

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, and F. Saleh (2012). État de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe-rivière. Technical report, PIREN Seine.

Nanson, G., C. and J. Croke (1992). A genetic classification of floodplains. *Geomorphology 4*, 459–486.

Nash, J. and J. Sutcliffe (1970). River flow forecasting through conceptual models. Part I, a discussion of principles. *Journal of Hydrology 10*, 282–290.

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.

Paiva, R., D. Buarque, W. Collischonn, M. Bonnet, F. Frappart, S. Calmant, and C. Mendes (2013). Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of the amazone river basin. *Water Resourses Research 49*, 1226–1243.

Paniconi, C. and M. Putti (2015). Physically based modelling in catchment hydrology at 50 : Survey and outlook. *WRR 51*, 1–23.

Papa, F., F. Frappart, Y. Malbeteau, M. Shamsudduha, V. Vuruputur, M. Sekhar, G. Ramillien, C. Prigent, F. Aires, R. K. Pandey, et al. (2015). Satellite-derived surface and sub-surface water storage in the ganges–brahmaputra river basin. *Journal of Hydrology : Regional Studies 4*, 15–35.

Parliament Council of the European Union (2000). *Directive 2000/60/CE du 23 octobre 2000 établissant un cadre pour une politique communautaire dans le domaine de l'eau.*

Parliament Council of the European Union (2006). *Directive 2006/118/CE du Parlement EuropÃ©en et du Conseil sur la protection des eaux souterraines contre la pollution et la dÃ©tÃ©rioration.*

Parliament Council of the European Union (2009). *Common Implementation Strategy for the Water Framework Directive (2000/60/EC)-Guidance on Groundwater Status and Trend Assesment.* ISBN 978-92-79-11374-1.

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.

Pasini, F. (1914). Relazione sul progetto della bonifica renana. *Bologna, Italy*.

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.

Pedinotti, V., A. Boone, S. Ricci, S. Biancamaria, and N. Mognard (2014). Assimilation of satellite data to optimize large-scale hydrological model parameters : a case study for the swot mission. *Hydrology and Earth System Sciences 18*(11), 4485–4507.

Pettyjohn, W. and R. Henning (1979). Preliminary estimate of ground-water recharge rates, related streamflow and water quality in ohio. Technical report, State of Ohio, Water Resources Center, The Ohio State university.

Pinder, G. and J. Jones (1969). Determination of the groundwater component of peak discharge from the chemistry of total run-off. *Water Resourses Research 5*(2), 438–445.

Pokhrel, P., H. Gupta, and T. Wagener (2008). A spatial regularization approach to parameter estimation for a distributed watershed model. *Water Resourses Research 44*.

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.

Prickett, T. A. and C. G. Lonnquist (1971). Selected digital computer techniques for groundwater resource evaluation.

Pryet, A., Flipo, and B. Labarthe (2014). *PrÃ©sentation et notice d'utilisation de l'extension Qgridder pour Qgis*. ENSEGID Bordeaux.

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.

Queyrel, W. (2014). *Modélisation du devenir des pesticides dans les sols Ã  partir d'un modèle agronomique :é valuation sur le long terme*. Ph. D. thesis, MINES ParisTech.

Quignones, R. (1968). *Sull'idrogramma di piena dedotto col metodo della corrivazione*. Istituto di Idraulica della Università di Palermo.

R development Core Team (2008). *R : A Language and Environment for Statistical Computing*. Vienna,Austria : R Foundation for Satistical Computing. ISBN 3-900051-07-0.

Rank, E. and R. Krause (1997). a multiscale finite element method. *Computer and Structures 64* (1-4), 134–144.

Refsgaard, J., A. Hojberg, I. Moller, M. Hansen, and V. Sondergaard (2010). Groundwater modeling in integrated water ressource management – visions for 2020. *Ground Water 48*(5), 633–548.

Renard, P. (1997). *Modelisation des ecoulements en milieu poreux heterogenes-calcul des permeabilites equivalentes*. Ph. D. thesis, ecole des mines de Paris.

Renard, P., G. le Loc'h, E. Ledoux, G. de Marsily, and R. Mackay (2000). A fast algorithm for the estimation of the equivalent hydraulic conductivity of heterogeneous media. *Water Resourses Research 36*(12), 3567–3580.

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.

Rivière, A., J. Gonçalvès, A. Jost, and M. Font (2014). Experimental and numerical assessment of transient stream-aquifer exchange during disconnection. *Journal of Hydrology 517*, 574–583.

Roche, P.-A. and D. Zimmer (2006). *Les eaux continentales*, Chapter Eau, aménagements et usages, pp. 9–102. Institut de France - Académie des Sciences.

Rosenbaum, U., H. R. Bogena, M. Herbst, J. A. Huisman, T. J. Peterson, A. Weuthen, A. W. Western, and H. Vereecken (2012). Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale. *Water Resourses Research 48*.

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 Resourses 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.

Ryan, R. and M. Boufadel (2007). Evaluation of streambed hydraulic conductivity heterogeneity in an urban watershed. *Stoch. Environ. Res. Ris. Assess. 21*(4), 309–316.

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, 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 Resourses Research 45*, W08406.

Scanlon, B., R. Healy, and P. Cook (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal 10*(1), 18–39.

Scanlon, B., R. Mace, M. Barrett, and B. Smith (2003). Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models ? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. *Journal of Hydrology 276*, 137–158.

Schanen, O. (1998). *Analyse et modélisation de l'impact hyhydrodynamique biogéochimique des lacs de gravières sur la nappe alluviale du Val de Seine*. Ph. D. thesis, Université Pierre et Marie Curie. 273 p.

Schellart, A., S. Tait, and R. Ashley (2010). Towards quantification of uncertainty in predicting water quality failures in integrated catchment model studies. *Water Research 44*(3), 3893–3904.

Schumm, S., A. (1993). River response to baselevel change : Implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology 101*, 279–294.

Seber, G. and A. Lee (2013). *Linear regression analysis second edition*. wiley. ISBN 0-471-41540-5.

Sebok, E., C. Duque, P. Engesgaard, and E. Boegh (2014). Spatial variability in streambed hydraulic conductivity of contrasting stream morphologies : channel bend and straight channel. *Hydrological Processes In Press*.

Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water : the state of the science. *Hydrogeology Journal 10*(2), 52–67.

Stonedahl, S., J. Harvey, A. Wörman, M. Salehin, and A. Packman (2010). A multiscale model for integrating hyporheic exchange from ripples to meanders. *Water Resourses Research 46*, W12539.

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.

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.

Tarantola, A. (1987). *Inverse Problem Theory and Method for Model Parameter Estimation*. Society for Industrial and Applied Mathematics.

Taylor, R., B. Scanlon, P. Doll, M. Rodell, R. van Beek, Y. Wada, L. Longuevergne, M. Leblanc, J. Famiglietti, L. Konikow, T. Green, J. Chen, M. Taniguchi, M. Bierkens, A. MacDonald, Y. Fan, R. Maxwell, Y. Yechieli, J. Gurdak, D. Allen, M. Shamsudduha, K. Hiscock, I. Holman, and H. Treidel (2013). Ground water and climate change. *Nature Climate Change 3*, 322–329.

Theis, C. (1941). The effect of a well on the flow of a nearby stream. *Eos. Trans. AGU*, 734–738.

Therrien, R., R. McLaren, E. Sudicky, and S. Panday (2010). HydroGeoSphere : A three-dimensionnal numerical model describing fully-integrated subsurface and surface flow and solute transport. Technical report, Université Laval and University of Waterloo.

Thiérion, C., P. Viennot, and E. Ledoux (2008). Mise en oeuvre du modÃ¨le 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.

Tóth, J. (1962). A Theory of Groundwater Motion in Small Drainage Basins in Central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research 67*(11), 4375–4387.

Troch, P. (2003). Hillslope-storage boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes : 1.formulation and characteristic response. *Water Resourses Research 39*(11).

Turko, M. (2013). Modélisation du fonctionnement hydrologique des plaines alluviales du bassin de la Seine. Master's thesis, Centre de Géosciences - MINES ParisTech.

UNESCO (2009). World water assesment programme. the united nations world water development report 3 : Water in a changing world. Technical report, Paris : UNESCO, and London : Earthscan.

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.

Vergnes, J.-P. and B. Decharme (2012). A simple groundwater scheme in the TRIP river routing model : global off-line evaluation against GRACE terrestrial water storage estimates and observed river discharges. *Hydrology and Earth System Sciences 16*, 3889–3908.

Vermeulen, P., C. te Stroet, and A. Heemink (2006). Limitations to upscaling of groundwater flow models dominated by surface water interaction. *Water Resources Research 42*, W10406.

Viennot, P. (2007). Modélisation mathématique du fonctionnement hydrogéologique du bassin de la Seine – Représentation diffÃ©rentiée 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 nitriques 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. Ducharne, F. Habets, F. Lamy, and E. Ledoux (2009). Hydrogéologie du bassin de la Seine. Technical report, PIREN-Seine.

Vilmin, L. (2014). *Modélisation du fonctionnement biogéochimique de la Seine de l'agglomération parisienne à l'estuaire à différentes échelles temporelles.* Ph. D. thesis, MINES ParisTech.

W., K., A. W., A. C., G. I.B., B. U., B. P., C. W.-H., R. J., and Z. K. (2002). *A survey of methods for analysing groundwater recharge in arid and semi-arid regions*. Early Warning Assesment Report Serie. Unated Nations Environment Programme. ISBN 92-80702131-3.

Weissmann, G., Y. Zhang, E. LaBolle, and G. Fogg (2002). Dispesrsion of groundwater age in an alluvial aquifer system. *Water Resourses Research 38*(10).

Weng, P., A. Coudrain-Ribstein, A.Talbi, and H.Bendjoudi (1998). Groundwater circulation betwen alluvial aquifer and undelying 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.

Wiener, O. (1912). Abhandlugen der mathematisch physischen klasse der königlichen sächsischen gesellschaft der wissenschaften. *32*, 509.

Winter, T. (1998). Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal 7*, 28–45.

Wittenberg, H. (1994). nonlinear analysis of flow recession curves. In Seuna, P. and Gustard, A. and Arnell, N.W. and Cole, G.A. (Ed.), *friend; flow regimes from international experimental and network data*, Number 221 in IAHS PUBLICATIONS, pp. 61–67.

Wittenberg, H. (1999). Baseflow recession and recharge as nonlinear storage process. *Hydrological Processes 13*, 715–726.

Yapo, O., H. Gupta, and S. Sorooshian (1998). Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology 204*(2), 83–97.

Yeakley, J. A., W. T. Swank, L. W. Swift, G. M. Hornberger, and H. H. Shugart (1998). Soil moisture gradients and controls on a southern appalachian hillslope from drought through recharge. *Hydrology and Earth System Sciences 2*(1), 41–49.

Yilmaz, K., H. Gupta, and T. Wagener (2008). A process-based diagnostic approach to model evaluation : Application to the nws distributed hydrologic model. *Water Resourses Research 44*.

Yue, X. and E. Weinan (2005). Numerical methods for multiscale transport equations and application to two phase porous media flow. *JCP 210*, 656–675.

Zaitchik, B., M. Rodell, and R. Reichle (2008). Assimilation of GRACE terrestrial water storage data into a land surface model : results for the Mississippi River Basin. *J. Hydrometeorol. 9*, 535–548.

Zhang, Y. and M. Wegehenkel (2006). Integration of modis data into a simple model for the spatial distributed simulation of soil water content and evapotranspiration. *Remote Sensing of Environment 104*, 393–408.

Zlotnik, V., M. Cardenas, and D. Toundykov (2011). Effects of Multiscale Anisotropy on Basin and Hyporheic Groundwater Flow. *Ground Water 49*(4), 576–583.

# Annexe A

# Plateforme de modélisation Cawaqs2.0 : annexe technique

Cawaqs2.0 est une plateforme de modélisation du fonctionnement hydrologique et hydrogéologique des hydrosystèmes. Cette plateforme est adapté aux systèmes de l'échelle du bassin à l'échelle régionale. Cette nouvelle plateforme est basée sur les concepts physiques de l'outil historique de modélisation MODCOU développé par de Marsily et al. (1978) et Ledoux (1980), simulant les écoulements de surface et souterrains de façon couplés. La structure initiale de MODCOU a été modularisée puis couplée selon les concepts de CAWAQS (Flipo, 2005).

Cawaqs2.0 est divisé en quatre librairies simulant les flux d'eau dans la zone superficielle, le réseau hydrographique, la zone non saturée et le milieu souterrain. Chaque librairie possède sa propre description géométrique (son propre maillage). Elles sont couplées via leurs interfaces. Ces quatre librairies sont :

- Libfp (Fig.A.1A) qui calcule le bilan hydrique de surface au pas de temps journalier. Cette librairie permet de calculer l'évapotranspiration réelle, d'évaluer le stock d'eau dans le sol, de caractériser l'infiltration et le ruissellement à partir de données de précipitation et d'évapotranspiration potentielle. Le ruissellement est transféré jusqu'au réseau hydrographique de manière directe. Pour cela, le maillage de surface, support du transfert d'eau de surface correspond à celui de bassins versants unitaires dont le temps de transfert est inférieur au pas de temps journalier. Cette discrétisation permet de négliger le retard entre la génération du ruissellement et le transfert en rivière.
- Libhyd (Fig.A.1B) simule les écoulements en rivière selon la méthode de routage hydrologique de Muskingum (Cunge, 1969). Les apports latéraux des écoulements de surface sont répartis de manière homogène le long du réseau hydrographique. La hauteur d'eau en rivière est calculée à chaque élément rivière en fonction du débit simulé suivant l'équation de Manning-Strickler.
- Libnsat (Fig.A.1C) transfère verticalement, dans la zone non saturée, les flux d'eau infiltrés calculés par le module de surface. Le transfert vertical est conceptualisé par une succession de réservoirs, de hauteur et de coefficients de vidange renseignés par l'utilisateur. Cette conceptualisation introduit un retard des flux d'eau s'infiltrant à la surface.
- Libaq (Fig.A.1D) simule les charges piézométriques d'un système aquifère multi-couches par la résolution de l'équation de diffusivité en pseudo-3D. L'équation est résolue grâce à un schéma en différences finies en semi-implicite sur un maillage gigogne.

Finalement, ces quatre modules sont couplés afin de quantifier les interactions entre les écoulements de surface et les écoulements souterrains, et en particulier les échanges nappe-rivière (Fig. 2.7E).

La communication entre les librairies est garantie par une librairie annexe libspa qui assure la connexion spatiale entre les compartiments de l'hydrosystème (surface, réseau hydrographique, zone

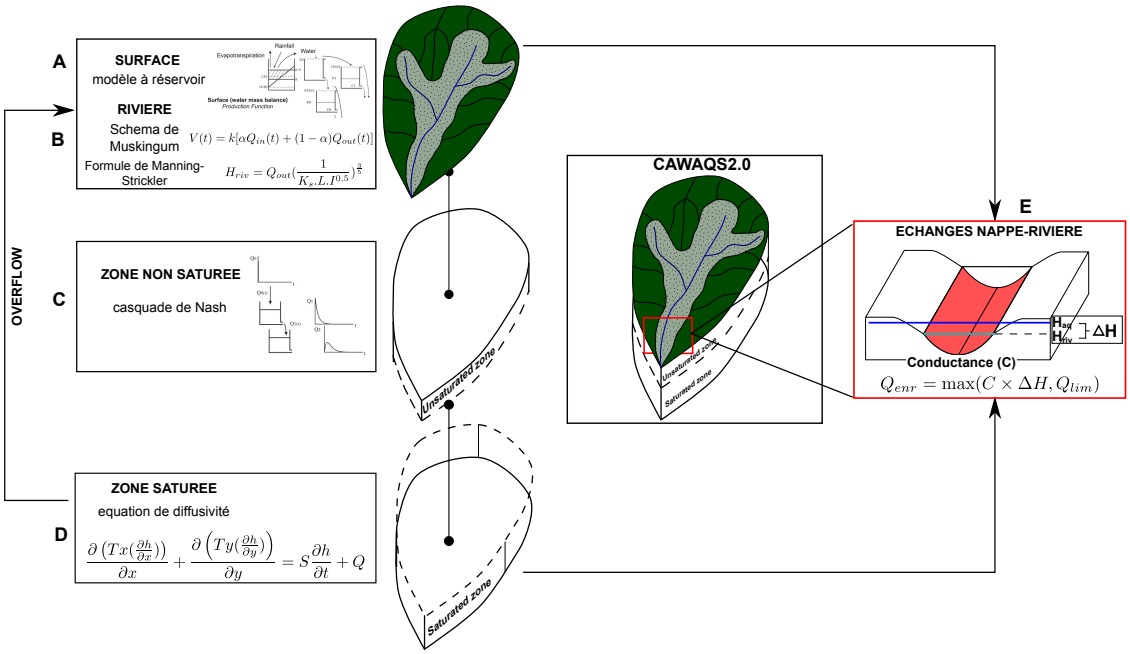



FIGURE A.1 – Schéma du fonctionnement de la plate-forme de modélisation des hydrosystèmes CAWAQS2.0

non saturée, zone saturée).

Cette annexe technique présente le fonctionnement des différentes librairies ainsi que les axes de communications les reliant. Elle est pour cela divisée en quatre parties. La première partie traite de la modélisation des processus de surface qui englobent la séparation de la pluie efficace en ruissellement et infiltration ainsi que le transfert des eaux dans le réseau hydrographique. La modélisation des processus de subsurface englobant les transferts en zone non saturée et saturée sont traités dans la seconde et la troisième partie respectivement. La dernière partie est consacrée à la méthodologie de calcul des interactions entre les processus de surfaces et les processus souterrains préalablement décrits.

## A.1 Modélisation des processus de surface

Les processus de surface correspondent à la définition des termes du bilan hydrique de surface (evapotranspiration réelle $etr(t)$, l'infiltration $inf(t)$ et le ruissellement $hf(t)$), au routage du ruissellement en surface et au routage de l'eau dans le réseau hydrographique. Dans le domaine de surface, le bilan hydrique est calculé par une modélisation conceptuelle exprimée par des fonctions production. Le ruissellement est transféré jusqu'au réseau hydrographique de manière directe sur des unités de surface dont la discrétisation permet de négliger le retard entre la génération du ruissellement et le transfert en rivière. Le routage de l'eau dans le réseau hydrographique est définit par le schéma de Muskingum.

Différentes unités de surface sont utilisées (Tableau A.1).

### A.1.1 Modèle de calcul du bilan hydrique de surface

L'estimation des termes du bilan hydrique de surface est prise en compte par la librairie libfp. Cette librarie définit les termes du bilan hydrique sur des unités morphologiques (Fonction de Production $FP$). Les fonctions production sont basées sur un modèle à réservoir.

TABLE A.1 – Lexique des abréviations caractérisant la géométrie des éléments et unités de calcul des processus de surface

| abréviation | définition |
|---|---|
| $FP$ | Unité morphologiques de calcul du bilan hydrique |
| $BU$ | Unités climato-morphologiques de calcul du bilan hydrique ($FP \cap Meteo$) |
| $Cprod$ | Unité de transfert de surface, bassin d'alimentation des tronçons rivière |
| $network_musk$ | Tronçons rivière, unité de calcul du débit |
| $ele_musk$ | Élément de calcul du débit |
| $Cprod \cap BU$ | Unité de surface de calcul des apports latéraux issus du ruisellement de surface |
| $(Cprod \cap BU)_{noAq}$ | Unité de surface de calcul des apports latéraux issus de l'infiltration ; cette unité surfacique est définie uniquement sur les zones dites "Non aquifère" |
| $(Cprod \cap Aq)$ | Unité de surface de calcul des apports latéraux issus des débordements de nappe |

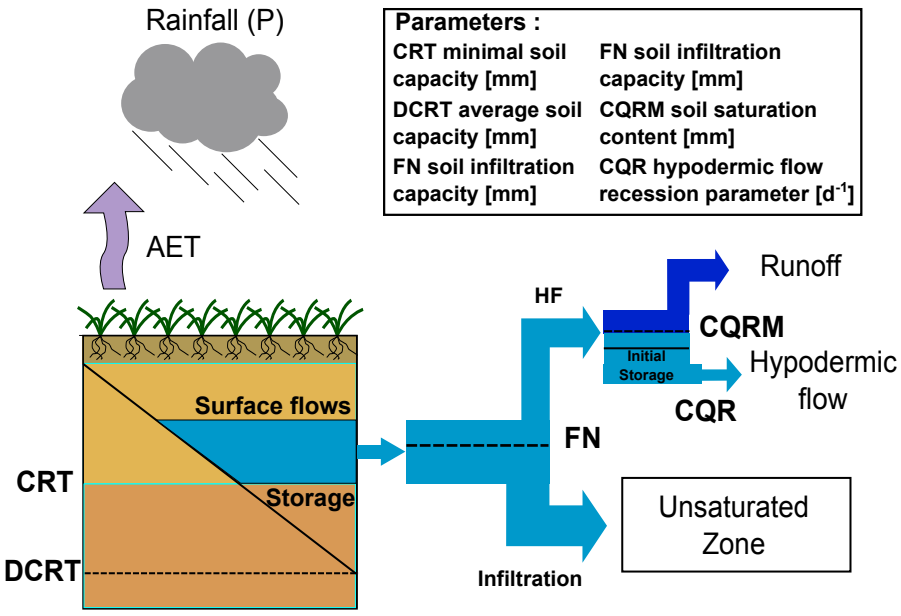



FIGURE A.2 – Schéma conceptuel du calcul du bilan hydrique

### A.1.1.1 Résolution du bilan hydrique

Le bilan hydrique de surface est défini de la manière suivante :

$$p(t) - etr(t) = hf(t) + inf(t) \tag{A.1}$$

avec $p(t)$ [mm] la précipitation, $etr(t)$ [mm] l'évapotranspiration réelle, $hf(t)$ [mm] le ruissellement, $inf(t)$ [mm] l'infiltration sur le domaine modélisé et $t$ [d] le temps.

Ce bilan définit la partition de la pluie efficace entre ruissellement et infiltration. Il est résolu au sein de la plateforme de modélisation Cawaqs2.0 à l'aide d'un modèle conceptuel à réservoirs.

Le sols est divisé en quatre réservoirs (Fig. A.2) afin de quantifier l'ensemble des termes du bilan : un réservoir de surface, un réservoir de partition, un réservoir de ruissellement et un réservoir d'infiltration.

- **Le réservoir de surface** permet d'estimer la pluie efficace ($p_{eff}(t)$ [mm]) à partir des précipitations ($p(t)$ [mm]) et de l'évapotranspiration réelle ($etr(t)$ [mm]) grâce à cette équation : $p_{eff}(t) = p(t) - etr(t)$. L'évapotranspiration réelle est définie par deux paramètres qui définissent le stock d'eau dans le sol : la capacité au champ moyenne (CRT [$mm$]) et la capacité

TABLE A.2 – Paramètres et variables des processus de surface

| Bilan hydrique de surface | | |
|---|---|---|
| abréviation | unité | définition |
| $inf(t)$ | [m$^3$ s$^{-1}$] | débit d'infiltration |
| $hf(t)$ | [m$^3$ s$^{-1}$] | débit de ruisellement de surface |
| $etr(t)$ | [m$^3$ s$^{-1}$] | évapotranspiration réelle |
| $etp(t)$ | [m$^3$ s$^{-1}$] | évapotranspiration potentielle |
| $p(t)$ | [m$^3$ s$^{-1}$] | pluviométrie |
| $CRT$ | [mm] | la capacité au champ moyenne |
| $DCRT$ | [mm] | la capacité au champ minimale |
| $S_{max}$ | [mm] | la capacité de stockage maximale du sol |
| $rba(t)$ | [mm] | le stock d'eau disponible du sol |
| $dr(t)$ | [mm] | l'eau totale disponible du sol |
| $S(t)$ | [mm] | Le stock d'eau initial dans le sol |
| $FN$ | [mm] | capacité d'infiltration des sols |
| $V_{ruis}(t)$ | [mm] | Le volume d'eau entrant dans le réservoir de ruisellement |
| $V_{inf}(t)$ | [mm] | Le volume d'eau entrant dans le réservoir d'infiltration |
| $CQRM$ | [mm] | La saturation maximale des sols |
| $CQR$ | [mm] | Le coefficient de récession du flux hypodermique |
| $CQRI$ | [mm] | La dimension du réservoir d'infiltration |
| $CQI$ | [mm] | Le coefficient de récession du réservoir d'infiltration |
| Transfert de surface | | |
| abréviation | unité | définition |
| $Q_{lat}^{network_musk}$ | [m$^3$ s$^{-1}$] | Le débit de ruissellement sur l'unité de surface |
| $Q_{ruis}^{Cprod}$ | [m$^3$ s$^{-1}$] | Le ruissellement de surface définit par les éléments de calcul du bilan hydrique |
| $Q_{aq}^{Cprod}$ | [m$^3$ s$^{-1}$] | Le débit de débordement de nappe |
| $Q_{inf}^{Cprod}$ | [m$^3$ s$^{-1}$] | Le débit infiltré |
| Routage en rivière | | |
| abréviation | unité | définition |
| $V_i^t$ | [m$^3$] | le volume d'eau dans l'élément de calcul $i$ au temps $t$ |
| $Q_{in,i}^t$ | [m$^3$ s$^{-1}$] | le débit à l'entrée de l'élément au temps $t$ |
| $Q_{out,i}^t$ | [m$^3$ s$^{-1}$] | le débit de sortie de l'élément au temps $t$ |
| $k_i$ | [s] | le temps de concentration sur l'élément de calcul $i$ |
| $\alpha_i$ | [-] | un paramètre de pondération affecté à l'élément de calcul $i$ |
| $T_c^{pas}$ | [s] | le temps de concentration définit par la formule de Pasini |
| $F_{pas}$ | [s] | le facteur de Pasini |
| $T_c^{ven}$ | [s] | le temps de concentration définit par la formule de Ventura |
| $F_{ven}$ | [s] | le facteur de Ventura |
| $I_{tr}(i)$ | [-] | l'index de temps de transfert relatif |
| $I_{tr\ i\rightarrow outlet}$ | [-] | Un temps de transfert relatif jusqu'à l'exutoire du bassin |
| Hauteur d'eau en rivière | | |
| abréviation | unité | définition |
| $n$ | $[s.m^{-1/3}]$ | le coefficient de frottement de Manning |
| $R$ | $[m]$ | le rayon hydraulique |
| $S$ | [-] | la pente de la ligne d'énergie |
| $M$ | [m$^2$] | la surface mouillée |
| $d(t)$ | [m] | la profondeur de la rivière |
| $W(t)$ | [m] | la largeur de la rivière |
| $h_r(t)$ | [m] | hauteur d'eau en rivière |
| $b$ | [m] | la côte du fond de la rivière |

au champ minimale (DCRT [$mm$]). Elle est calculée grâce à l'équation suivante :

$$etr(t) = \min(S(t)+p(t)-\max(S(t)+p(t)-S_{max},0)+dr(t)\times\frac{2rba(t)-dr(t)}{4(CRT-DCRT)},etp(t)) \quad (A.2)$$

avec $etp(t)$ [mm] l'évapotranspiration potentielle et $p(t)$ [mm] la pluviométrie observée. Dans l'équation A.2, $S_{max}$ [mm] représente la capacité de stockage maximale du sol, $rba(t)$ le stock d'eau disponible et $dr(t)$ l'eau totale disponible. Ces valeurs sont définies de la manière suivante :

$$S_{max} = 2\times(CRT-DCRT)+DCRT \quad (A.3)$$

$$dr(t) = \max(0,\min(S(t)+p(t),S_{max})-rba(t)) \quad (A.4)$$

$$rba(t) = \max(DCRT,S(t))-DCRT \quad (A.5)$$

avec $S(t)$ Le stock d'eau initial dans le sol, ce stock est supposé nul au premier pas de temps de calcul.

ii **le réservoir de partition** répartit la pluie efficace entre le ruissellement et l'infiltration en fonction de la capacité d'infiltration des sols (FN [mm]). Les volumes entrant dans les réservoirs de ruissellement ($V_{ruis}(t)$ [mm.d$^{-1}$]) et d'infiltration ($V_{inf}(t)$ [mm.d$^{-1}$]), sur un pas de temps de calcul, sont définis comme :

$$V_{ruis}(t) = \max(0,(p(t)-etr(t))-FN). \quad (A.6)$$

$$V_{inf}(t) = \min(p(t)-etr(t),FN) \quad (A.7)$$

iii **le réservoir de ruissellement** contrôle la dynamique du débit ruisselé par deux paramètres ; la saturation maximale des sols (CQRM [mm]) et le coefficient de récession du flux hypodermique (CQR [d$^{-1}$]). Les termes de ruissellement ($hf(t)$ [mm]) et d'infiltration ($inf(t)$ [mm]) sont ensuite calculés

$$\begin{aligned} hf(t) = \max(0,(S_{soil}(t)+V_{ruis}(t)-CQRM)) \\ +CQR*\min(S_{soil}(t)+V_{ruis}(t),CQRM) \end{aligned} \quad (A.8)$$

avec $S_{soil}(t)$ le stock d'eau initial [mm] dans le réservoir de ruissellement.

iv **le réservoir d'infiltration** contrôle la dynamique d'infiltration grâce à deux paramètres ; la dimension du réservoir d'infiltration (CQRI [mm]) et le coefficient de récession de l'infiltration (CQI [d$^{-1}$]).

$$inf(t) = \max(0,(S_{inf}(t)+V_{inf}(t)-CQRI))+CQR*\min(S_{inf}(t)+V_{inf}(t),CQRI) \quad (A.9)$$

avec $S_{inf}(t)$ le stock d'eau initial [$mm$] dans le réservoir d'infiltration. Dans le cas où la zone non saturée est définie au droit de l'unité de calcul du bilan hydrique,

$$inf(t) = V_{inf}(t) \quad (A.10)$$

#### A.1.1.2 Définition des unités de calculs

La distribution des paramètres du modèle de résolution du bilan hydrique est directement définie à partir du croisement de bases de données pédologiques, géologiques et d'utilisation des sols. Chaque type de sol ainsi défini constitue une unité morphologique ($FP$) sur laquelle le bilan hydrique est

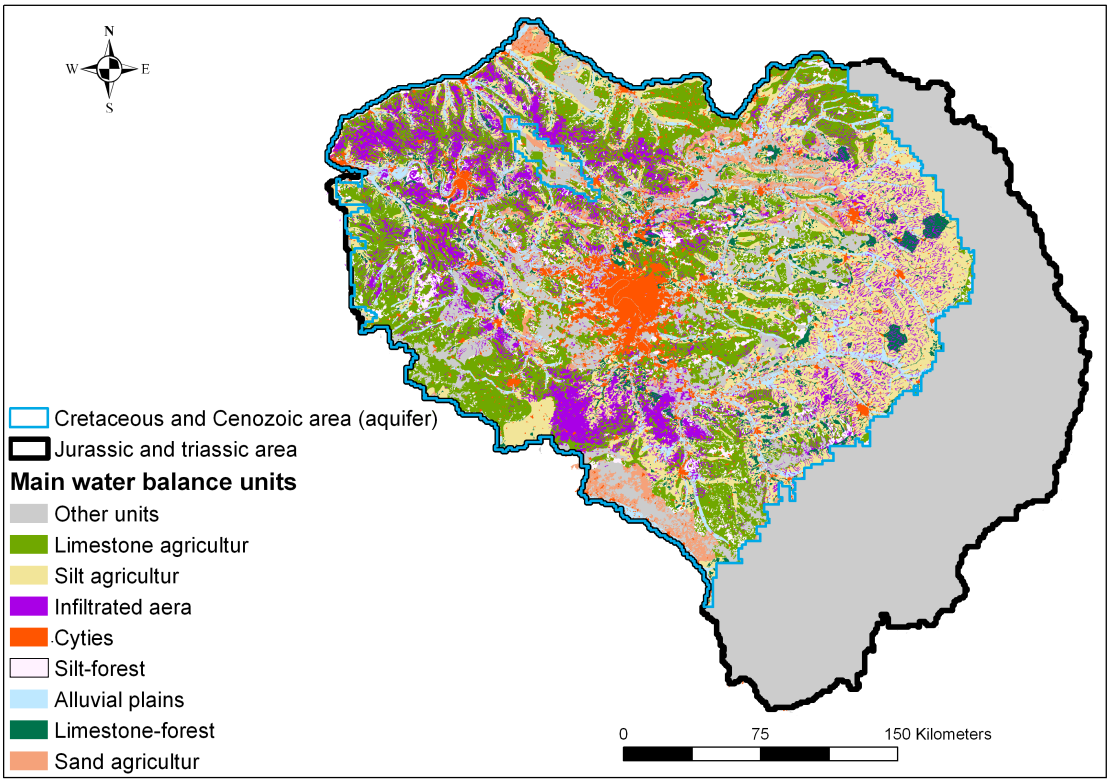



FIGURE A.3 – Répartition des principales unités de calcul du bilan hydrique sur le bassin de la Seine

calculé.

Par exemple dans le modèle Seine, les unités morphologiques ($FP$) 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 types des sols au 1/1 000 000 de l'INRA InfoSol ;
- 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 d'après Mardhel et al. (2006)). Ces zones très infiltrantes ont été explicitement introduites comme une nouvelle fonction production dans l'ensemble des modèles utilisés (Fig. 3.11).

Afin de prendre en compte la variation de la précipitation sur le domaine simulé, ces unités de calculs du bilan hydrique sont intersectées avec les unités météorologiques. Cette intersection caractérise les éléments de calculs du bilan hydrique ($BU$) (un exemple est présenté pour le modèle Seine Fig. A.4).

### A.1.2 Le module hydraulique

Le module hydraulique, géré par la librairie libhyd, permet de définir le débit et la hauteur d'eau en rivière. Le débit est obtenu par application de la méthode de routage de Muskingum (Cunge, 1969; David et al., 2011). La hauteur d'eau en rivière est quant à elle calculée à l'aide d'une formulation

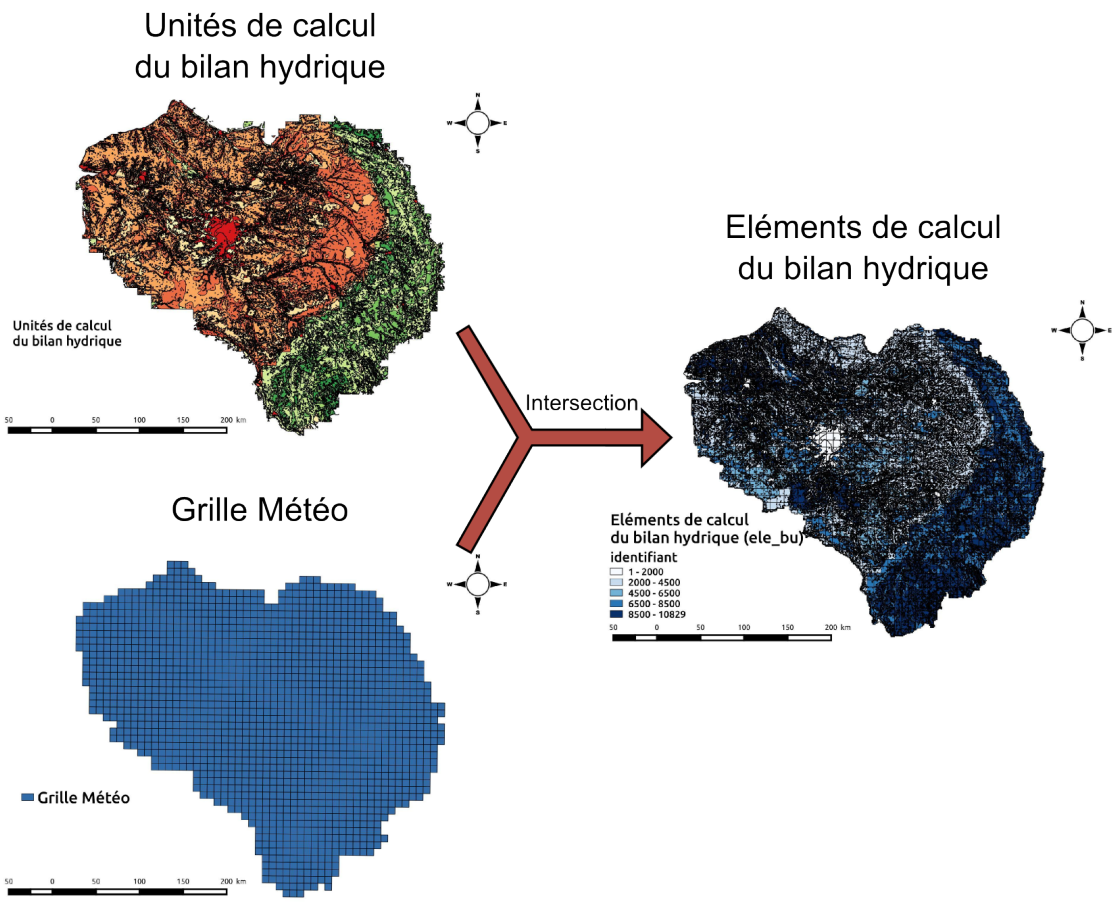



FIGURE A.4 – Exemple de construction des éléments de calcul du bilan hydrique pour le modèle régional du bassin de la Seine

simplifiée de Manning-Strickler. L'ensemble de ces calculs sont effectués sur des éléments de dimensions variables, définis par découpage du réseau hydrographique.

#### A.1.2.1 Calcul du débit en rivière avec la méthode de Muskingum

La méthode de Muskingum permet de déterminer le débit en rivière. Elle est basée sur la relation empirique suivante :

$$V_i^t = k_i[\alpha_i Q_{in,i}^t + \alpha_i F_i^t + (1-\alpha_i) Q_{out,i}^t] \tag{A.11}$$

avec $V_i^t$ $[L^3]$ le volume d'eau dans l'élément de calcul $i$ au temps $t$, $k_i$ $[T]$ le temps de concentration sur l'élément de calcul $i$, $\alpha_i$ [-] un paramètre de pondération affecté à l'élément de calcul $i$, $F_i^t$ $[L^3.T^{-1}]$ l'apport d'eau à l'élément $i$ (ruissellement, débordement de nappe et débit échangé avec la rivière), $Q_{out,i}^t$ $[L^3.T^{-1}]$ le débit à la sortie de l'élément au temps $t$ et $Q_{in,i}^t$ $[L^3.T^{-1}]$ le débit à l'entrée de l'élément au temps $t$.

Le bilan de masse pour l'élément de calcul $i$ s'écrit de la manière suivante :

$$\frac{\Delta V_i}{\Delta t} = Q_{in,i} + F_i - Q_{out,i} \tag{A.12}$$

avec $\frac{\Delta V_i}{\Delta t}$ $[L^3.T^{-1}]$ la variation du volume d'eau contenu dans l'élément $i$ dans l'intervalle de temps $\Delta t$, $Q_{in,i}$ $[L^3.T^{-1}]$ le débit entrant et $Q_{out,i}$ $[L^3.T^{-1}]$ le débit sortant de l'élément $i$, $F_i$ $[L^3.T^{-1}]$ les apports d'eau à l'élément $i$.

Afin de résoudre ce bilan de masse un schéma numérique semi-implicite sur grille décalée est choisi. Le bilan de masse (A.12) s'écrit alors :

$$\begin{aligned}\frac{V_i^{t+1} - V_i^t}{\Delta t} = \quad & \theta(Q_{in,i}^{t+1} + F_i^{t+1}) + (1-\theta)(Q_{in,i}^t + F_i^t) + \\ & -\theta Q_{out,i}^{t+1} - (1-\theta) Q_{out,i}^t\end{aligned} \tag{A.13}$$

avec $\theta \in [0,1[$.

Si on intègre l'équation (A.11) dans l'équation (A.13), on obtient :

$$Q_{out,i}^{t+1} = A_i(Q_{in,i}^{t+1} + F_i^{t+1}) + B_i(Q_{in,i}^t + F_i^t) + C_i Q_{out,i}^t \tag{A.14}$$

avec :

$$A_i = \frac{\theta - \dfrac{\alpha_i k_i}{\Delta t}}{\theta + \dfrac{(1-\alpha_i)k_i}{\Delta t}}$$

$$B_i = \frac{(1-\theta) + \dfrac{\alpha_i k_i}{\Delta t}}{\theta + \dfrac{(1-\alpha_i)k_i}{\Delta t}}$$

$$C_i = \frac{\dfrac{k_i(1-\alpha_i)}{\Delta t} - (1-\theta)}{\theta + \dfrac{(1-\alpha_i)k_i}{\Delta t}}$$

On définit le vecteur des débits $\mathbf{Q}$, tel que $Q_i = Q_{out,i}$ $\forall i = 1, N_R$, avec $N_R$ le nombre total d'éléments de calcul du débit. On définit aussi la matrice $\mathbf{N}$, dite de connectivité du réseau (David et al., 2011), dont les éléments $N_{ij}$ sont définis de la manière suivante :

$$N_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{en cas de confluence et si j alimente i} \\ 0.5 & \text{en cas de diffluence et si j alimente i} \quad \forall\, i,j = 1, N_R \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \tag{A.15}$$

Finalement, le système matriciel à résoudre est le suivant :

$$(\mathbf{I} - \mathbf{A} \cdot \mathbf{N}) \cdot \mathbf{Q}^{t+1} = \mathbf{A} \cdot \mathbf{F}^{t+1} + \mathbf{B} \cdot (\mathbf{N} \cdot \mathbf{Q}^{t} + \mathbf{F}^{t}) + \mathbf{C} \cdot \mathbf{Q}^{t} \tag{A.16}$$

Ce système matriciel est résolu par la librairie de calcul libgc.

#### A.1.2.2 Calcul des hauteurs d'eau en rivière

Une fois le débit défini à chaque élément de calcul, la formule de Manning-Strickler permet de calculer la vitesse moyenne $v$ $[m.s^{-1}]$ d'un fluide en condition d'écoulement uniforme dans un canal ouvert (Chow, 1959) :

$$v = n^{-1} R^{2/3} S^{1/2}, \tag{A.17}$$

avec $n$ le coefficient de frottement de Manning $[s.m^{-1/3}]$, $R$ 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 $A$ [m$^2$] est la surface mouillée, l'équation (A.17) peut être ré-écrite en débit :

$$Q(t) = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2} A. \tag{A.18}$$

En supposant la section de la rivière rectangulaire, et sa largeur, $W(t)$ [m], beaucoup plus grande que sa profondeur, $d(t)$ [m], alors l'équation (A.18) devient :

$$d(t) = \left( \frac{Q(t) n(t)}{W(t) S(t)^{1/2}} \right)^{3/5}, \tag{A.19}$$

où la dépendance au temps a été explicitement indiquée. En première approximation $n(t)$, $W(t)$ et $S(t)$ sont supposés constants et égal à $n$, $W$ et $S$, respectivement. Les niveaux d'eau en rivière, $h_r$ [m], peuvent alors être calculés par :

$$h_r(t) = b + d(t), \tag{A.20}$$

où $b$ [m] est la cote du fond de la rivière et $d$ est donnée par l'équation (A.19).

#### A.1.2.3 Paramétrisation du schéma de Muskingum et de l'équation de Manning-Strickler

Afin de calculer le débit et la hauteur d'eau en rivière, trois paramètres sont nécessaires. Deux paramètres sont nécessaires pour la résolution du schéma de Muskingum ($k$ et $\alpha$) et un pour l'estimation de la hauteur d'eau avec la formule de Manning-Strickler ($n$). Le paramètre $k$ de Muskingum caractérise le temps de concentration de l'eau sur le bassin drainé par le tronçon de rivière définissant l'élément de calcul. Deux méthodes de calcul de ce paramètre en fonction des caractéristiques géo-morphologiques du bassin versant et du tronçon de rivière sont implémentées dans CAWAQS2.0.

La première méthode est basée sur l'estimation du temps de concentration d'un bassin versant unitaire d'après les formules empiriques de Pasini (Pasini, 1914) et de Ventura (Quignones, 1968), définies par l'étude du temps de concentration de bassins unitaires agricoles. Le temps de concentration ($T_c$) sur un bassin versant unitaire selon la formule de Pasini est :

$$T_c^{pas} = F_{pas} \cdot (L_{riv} \cdot A_{bv})^{\frac{1}{3}}) \cdot I^{-0.5} \tag{A.21}$$

avec, $F_{pas}$ $[T.L^{-1}]$ le facteur de Pasini ($F_{pas} = 3888$ s.km$^{-1}$ Pasini (1914)), $L_{riv}$ $[L]$ la longueur de la rivière sur le bassin versant amont drainé par le bief, $A_{bv}$ $[L^2]$ l'aire du bassin versant et $I$ [-] la pente moyenne du bassin versant.

Le temps de concentration sur un bassin versant unitaire selon la formule de Ventura est :

$$T_c^{ven} = F_{ven} \cdot \left( \frac{A_{bv}}{I} \right)^{0.5} \tag{A.22}$$

avec $F_{ven}$ $[T.L^{-1}]$ le facteur de Ventura ($F_{ven} = 4578$ s.km$^{-1}$ Pasini (1914)), $A_{bv}$ $[L^2]$ l'aire du bassin versant amont drainé par l'exutoire du bief et $I$ [-] la pente moyenne du bassin versant.

Le temps de concentration sur le bassin unitaire est ensuite défini comme la moyenne géométrique des temps de concentration définis selon la formule de Ventura et de Pasini ($T_c = \sqrt{T_c^{pas} \cdot T_c^{ven}}$).

Finalement, le paramètre $k$ de Muskingum sur le tronçon est défini de la manière suivante :

$$k = T_c \cdot \frac{l_{troncon}}{L_{riv}} \tag{A.23}$$

avec $l_{troncon}$ [L] la longueur du tronçon correspondant à l'élément de calcul du débit en rivière, $L_{riv}$ [L] la longueur totale de la rivière. Ces formules ont été mises en place sur des types de sols et des conditions atmosphériques particulières (Da Silva et al., 2008). Afin de prendre en compte les particularités atmosphériques et pédologiques du bassin étudié, un terme de correction est intégré. Ce terme de correction permet de prendre en compte un temps de concentration total ($T_{tot}$) sur le bassin rentré par l'utilisateur.

$$k_{cor} = k * T_{cor} \tag{A.24}$$

avec $T_{cor} = \frac{T_{tot}}{\max(\sum_i k_i)}$, $\sum_i k_i$ la somme des temps de concentration le long du réseau et $k_{cor}$ le paramètre de Muskingum corrigé.

La validité de ces formules empiriques peut être remise en question sur les bassins fortement urbanisés (Da Silva et al., 2008). Dans le cas de bassins fortement urbanisés comme celui de la Seine, une autre méthodologie peut être adoptée. Cette méthodologie est basée sur l'estimation de l'index de temps de transfert relatif $I_{tr}(i)$ entre le tronçon $i$ et le tronçon à l'aval $i_{ds}$ (Golaz-Cavazzi, 1999; Flipo et al., 2012). Cet index est calculé de la manière suivante :

$$I_{tr}(i) = \frac{dl_i}{\sqrt{\frac{|z(i) - z_{ds}(i)|}{dl_i}} S_{DA}(i)^{\beta}} \tag{A.25}$$

avec, $dl_i$ $[L]$ la distance entre les centres des deux tronçon de rivière $i$ et $i_{ds}$, $z(i)$ $[L]$ l'altitude du centre du tronçon de rivière $i$, $S_{DA}(i)$ $[L^2]$ l'aire cumulée du bassin d'alimentation du tronçon $i$ et $\beta$ un paramètre de calibration ici fixé à 0.25 (Korkmaz, 2007). Un temps de transfert relatif jusqu'à l'exutoire du bassin $I_{tr\ i \to outlet}$ est ensuite calculé :

$$I_{tr\ i \to outlet} = \sum_{k=i}^{outlet} I_{tr}(k) \tag{A.26}$$

Le temps de transfert $I_{tr\ i \to outlet}$ est ensuite utilisé afin de distribuer la valeur du coefficient $k$ de Muskingum. Le paramètre est calculé de la manière suivante :

$$k(i) = \frac{I_{tr\ i \to outlet} - I_{tr\ i_{ds} \to outlet}}{I_{tr_{max}}} T_c \tag{A.27}$$

avec $I_{tr_{max}}$ l'index de temps de transfert relatif maximum sur le bassin et $T_c$ $[T]$ le temps de concentration global sur le bassin.

Finalement, le paramètre $k$ de Muskingum pouvant être estimé en fonction des caractéristiques géo-morphologiques des bassins unitaires de l'hydrosystème, seuls les paramètres $\alpha$ de Muskingum et de rugosité de Manning ($n$) sont nécessaires à la modélisation des écoulements et des hauteurs d'eau en rivière.

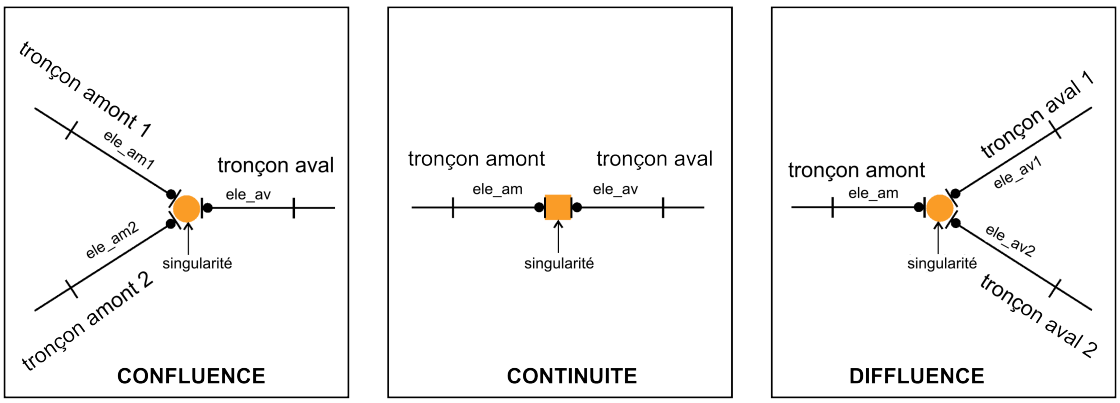



FIGURE A.5 – Schéma des différents type de singularités gérées pour la résolution du schéma de Muskingum

#### A.1.2.4 Définition des unités de calcul du débit

Les unités de calcul du débit sont définies à partir d'un réseau hydrographique préexistant. Plusieurs bases de données peuvent être utilisées (Carthage de l'IGN, SYRAH-CE de Valette and Cunillera (2010), etc ... ). Les unités de calcul du débit sont définies par des tronçons ($network_musk$) séparés par des singularités. Chaque tronçon est lui même divisé en éléments de calcul ($ele_musk$), supports de résolution du schéma de Muskingum et de la formule de Manning (Fig. A.5).

Sur le bassin de la Seine, les tronçons rivière ($network_musk$) sont directement obtenus à partir de la géométrie du réseau hydrographique de la base de données SYRAH-CE. Les éléments hydrologiques de cette base de données varient de 4 m et 43 km de longueur dans le domaine d'étude. A chacun de ces tronçon est associé son bassin d'alimentation.

Sur le bassin de la Seine, deux types d'éléments de calcul sont distingués :

— Les éléments de calculs du débit où les échanges nappe-rivière sont calculés (en rouge sur la figure A.6)

— Les éléments de calculs du débit où les échanges nappe-rivière ne sont pas calculés (en noir et bleu sur la figure A.6)

Si les échanges nappe-rivière ne sont pas calculés, le tronçon et l'élément de calcul sont identiques. Dans le cas contraire, les éléments de calcul du débit en rivière sont définis par l'intersection des tronçons rivière avec le maillage souterrain.

Les tronçons ainsi que les éléments de calcul sont orientés, de sorte que la connectivité inter-tronçon est définie, de même que la connectivité entre les éléments de calcul. Cette connaissance des connexions entre éléments, permet de définir la matrice de connectivité $\mathbf{N}$ (Eq. A.15) et de caractériser les singularités de manière automatique. Afin de renseigner la connectivité, une analyse du réseau hydrographique est réalisée sous environnement SIG. L'analyse du réseau hydrographique du bassin de la Seine a été réalisée en utilisant les fonctionnalités du logiciel libre Qgis.

Une connaissance de la géomorphologie du lit de la rivière est aussi nécessaire à la paramétrisation du schéma de Muskingum et à la définition de la hauteur d'eau en rivière. Notamment, la largeur du cours d'eau, la pente du fond de la rivière, l'altitude du fond de la rivière, la longueur des éléments ($ele_musk$ et $network_musk$) et l'aire drainée par l'unité de calcul sont nécessaires. Pour la

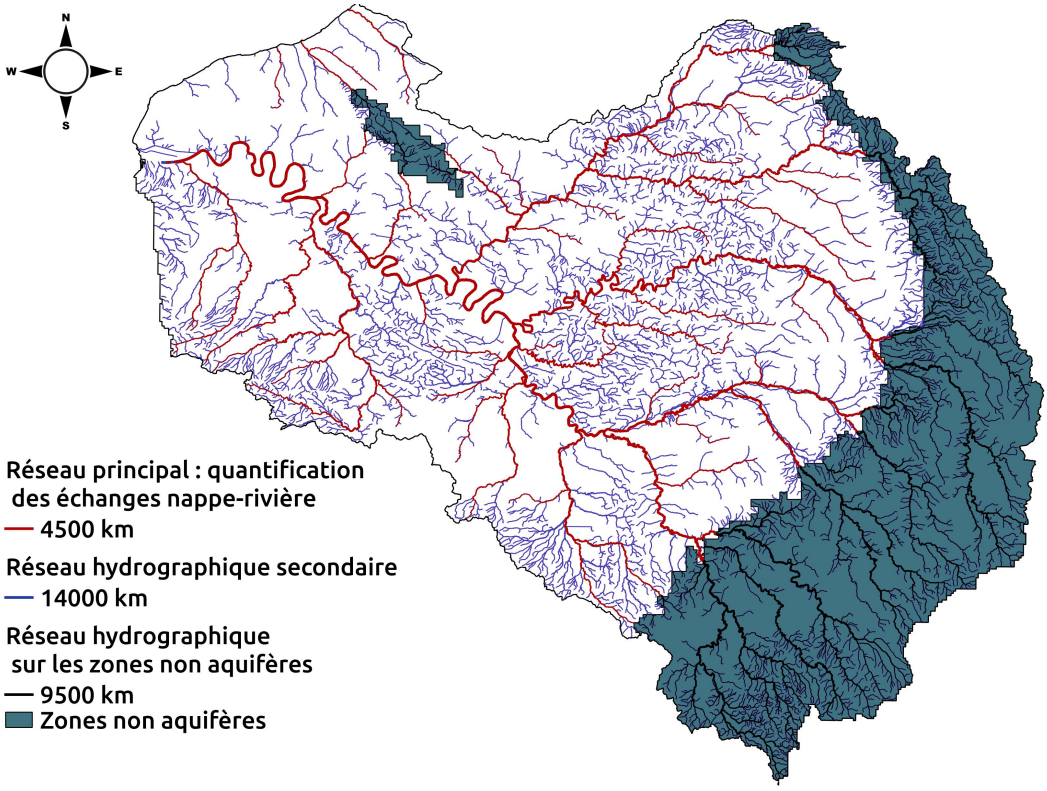



FIGURE A.6 – Différents types d'éléments de calcul du débit. En rouge, les éléments où les échanges-nappe rivière sont calculés, ils sont définis par l'intersection de la géométrie du réseau hydrographique et du maillage souterrain. En noir et bleu, les éléments de calculs du débit où les échanges nappe-rivière ne sont pas calculés, les tronçons et les éléments de calculs du débit ont la même dimension. Il est à noter que sur les tronçons noir, un calcul du débit total dégradé est réalisé.

modélisation du bassin de la Seine, la base de donnée SYRAH-CE (Système Relationnel d'Audit de l'Hydromorphologie des Cours d'Eau établi par Valette and Cunillera (2010)) renseigne ces propriétés hydromorphologiques.

### A.1.3 Calcul des apports latéraux du réseau hydrographique

La liaison entre les termes du bilan hydrique calculés par libfp et le module hydraulique libhyd est gérée par la librairie libspa. Elle permet de calculer les apports latéraux de surface au réseau hydrographique. Ces apports latéraux $Q_{lat}^{network_musk}$ correspondent au débit de ruissellement sur le bassin versant. Le ruissellement est composé du débit ruisselé de surface $Q_{ruis}^{Cprod}$ calculé par les éléments de calcul du bilan hydrique et par le débit de débordement de nappe $Q_{Aq}^{Cprod}$ et/ou par le débit infiltré calculé par les éléments de calcul du bilan hydrique $Q_{inf}^{Cprod}$. L'ensemble de ces termes sont définis au niveau d'un élément de surface $Cprod$ par :

$$Q_{lat}^{network_musk} = Q_{Aq}^{Cprod} + Q_{inf}^{Cprod} + Q_{ruis}^{Cprod} \tag{A.28}$$

#### A.1.3.1 Calcul du ruissellement sur les bassins versants

Le ruissellement est obtenu à l'échelle du bassin versant unitaire (aussi appelé par la suite élément de surface $Cprod$). Le débit ruisselé, calculé par les éléments de calculs du bilan hydrique ($BU$), sont pour cela, agrégés sur les bassins versants par prise de moyenne spatiale. Ces bassins versants (ou éléments de surface), correspondent aux aires d'alimentation des tronçons rivière ($network_musk$) (Fig. A.7).

La moyenne spatiale est établie par renseignement de la surface de chaque élément de calcul du bilan hydrique intersectant les bassins versants unitaires ($Cprod \cap BU$) (Fig. A.7). Le débit ruisselé sur les éléments de surface (bassins versants unitaires) est calculé de la manière suivante :

$$Q_{ruis}^{Cprod} = \frac{\sum_{i=0}^{N_{BU}} (Cprod \cap BU)_i \times Q_{ruis}^{BU_i}}{Area_{Cprod}} \tag{A.29}$$

avec $Q_{ruis}^{Cprod}$ $[m^3 s{-}1]$ le débit ruisselé sur l'élément de surface, $(Cprod \cap BU)_i$ [m$^2$] unité spatiale correspondant à la surface d'intersection entre l'élément de calcul du bilan hydrique $BU_i$ et l'élément de surface $Cprod$, $Q_{ruis}^{BU_i}$ $[m^3 s{-}1]$ le débit ruisselé calculé sur $BU_i$, $Area_{Cprod}$ [m$^2$] l'aire de l'élément de surface et $N_{BU}$ le nombre d'élément de calcul du bilan hydrique intersectant l'élément de surface.

De la même manière, en absence de couches aquifères au droit des éléments de surface, le débit infiltré est "renvoyé" vers la surface (Fig. A.8).

Pour cela, la surface de chaque élément de calcul du bilan hydrique intersectant les éléments de surface, situées sur une zone non aquifère ($(Cprod \cap BU)_{noAq}$) est renseignée. Le débit ruisselé provenant de l'infiltration calculée sur les éléments de calcul du bilan hydrique est calculé de la manière suivante :

$$Q_{inf}^{Cprod} = \frac{\sum_{i=0}^{N_{BU}} (Cprod \cap BU)_{noAq,i} \times Q_{inf}^{BU_i}}{Area_{Cprod,noAq}} \tag{A.30}$$

avec $Q_{inf}^{Cprod}$ $[m^3 s{-}1]$ le débit ruisselé provenant de l'infiltration sur l'élément de surface, $(Cprod \cap BU)_{noAq,i}$ [m$^2$] unité spatiale correspondant à la surface d'intersection entre l'élément de calcul du bilan hydrique $BU_i$ et l'élément de surface $Cprod_{noAq}$ située sur une zone non aquifère, $Q_{inf}^{BU_i}$ $[m^3 s{-}1]$ le débit ruisselé calculé sur $BU_i$, $Area_{Cprod,noAq}$ [m$^2$] l'aire de l'élément de surface située sur la zone non aquifère et $N_{BU}$ le nombre d'élément de calcul du bilan hydrique intersectant l'élément de surface

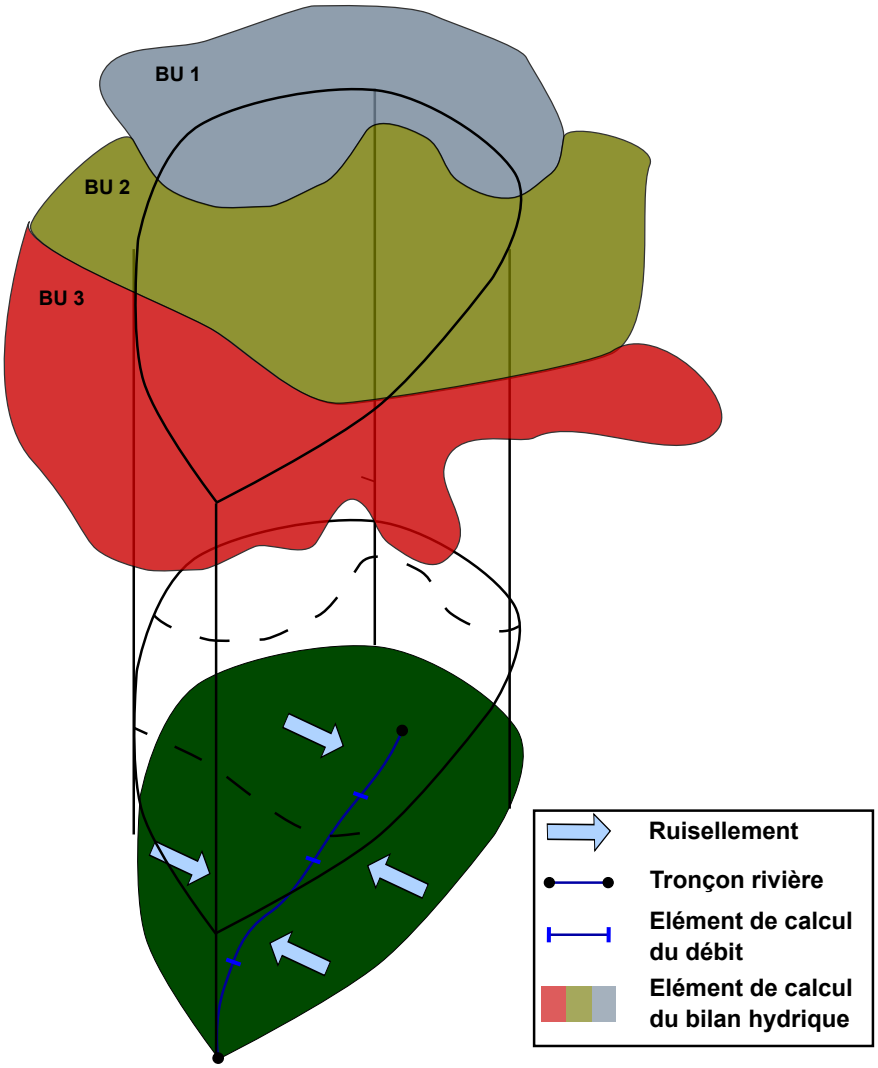



FIGURE A.7 – Schéma du calcul du ruissellement sur une cellule de production

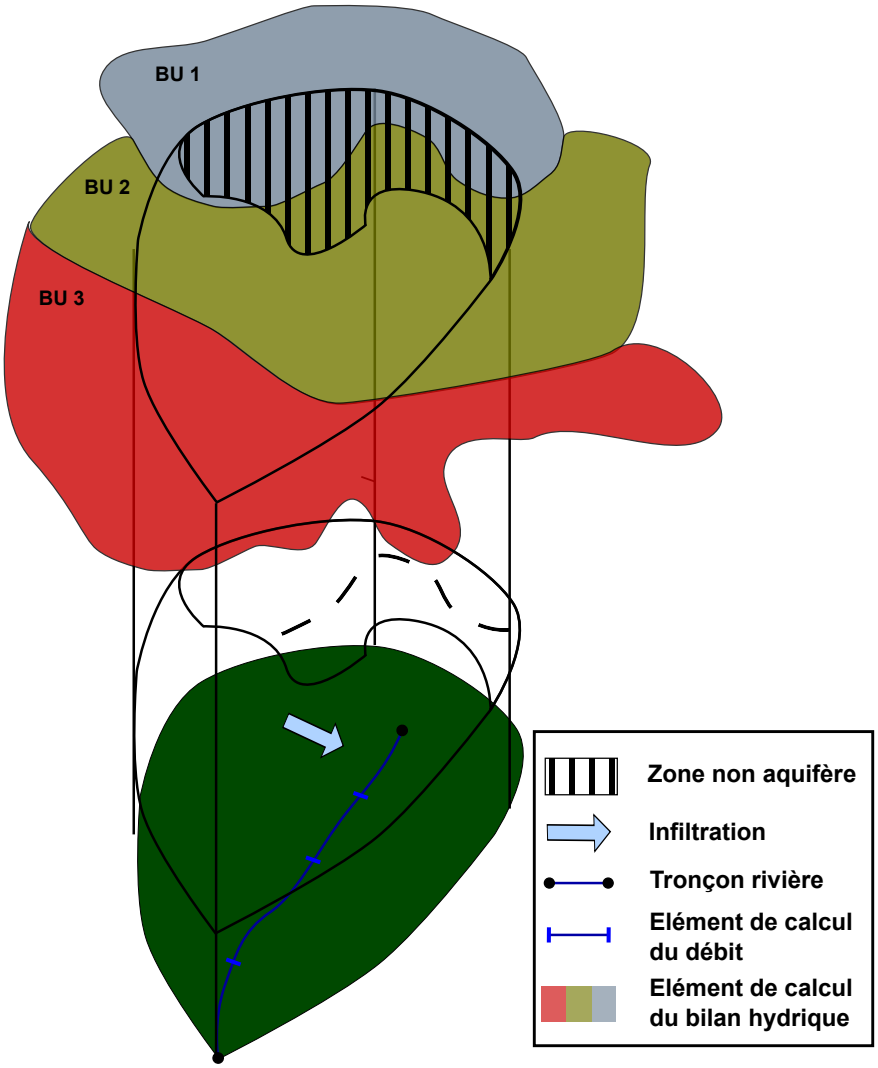



FIGURE A.8 – Schéma du calcul du débit ruisselé provenant de l'infiltration sur une cellule de production située au droit d'une zone non aquifère

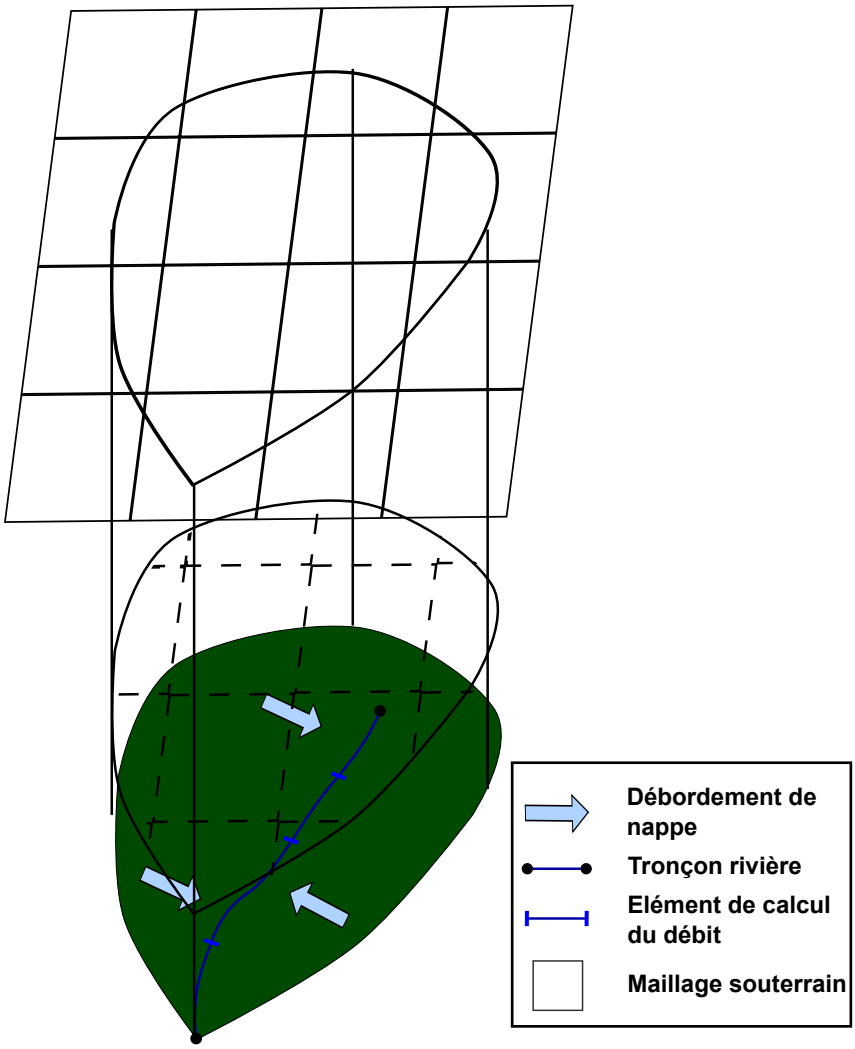



FIGURE A.9 – Schéma du calcul du débit ruisselé provenant du débordement de nappe sur une cellule de production

située sur une zone non aquifère.

Sur les zones aquifères, pour les modèles couplés surface/souterrain, des débordements de nappe peuvent survenir. Le calcul du débit ruisselé provenant de ces débordements est calculé sur les éléments de surface (Fig. A.9).

Pour cela, les unités spatiales correspondant aux surfaces d'intersection entre le maillage souterrain et les éléments de surface sont définies ($Cprod \cap Aq$). Le débit ruisselé provenant du débordement de nappe est ensuite calculé de la manière suivante :

$$Q_{Aq}^{Cprod} = \frac{\sum_{i=0}^{N_{Aq}} (Cprod \cap Aq)_i \times Q_{overflow}^{Aq_i}}{Area_{Cprod,Aq}} \tag{A.31}$$

avec $Q_{Aq}^{Cprod}$ $[m^3 s{-}1]$ le débit ruisselé provenant du débordement de nappe sur l'élément de surface, $(Cprod \cap Aq)_i$ [m$^2$] unité spatiale correspondant à la surface d'intersection entre le maillage souterrain et l'élément de surface $Cprod$ située sur une zone aquifère, $Q_{overflow}^{Aq_i}$ $[m^3 s{-}1]$ le débit de débordement calculé sur la maille souterraine i, $Area_{Cprod,Aq}$ [m$^2$] l'aire de l'élément de surface située sur un aquifère

et $N_{Aq}$ le nombre de mailles souterraines intersectant l'élément de surface.

**Cas particulier du calcul du signal haute fréquence (HF) du modèle**
Afin de calculer le signal haute fréquence du débit en rivière, seul les processus de surface sont simulés (calcul du bilan hydrique, de la charge et du débit en rivière). Les apports latéraux du réseau hydrographique sont uniquement constitué des débits ruisselés calculé par les éléments de calcul du bilan hydrique. Seules les unité spatiale $Cprod \cap BU$ sont renseignées.

**Cas particulier du calcul du débit total dégradé**
Afin de calculer le débit total moyen sur une période hydro-climatique majeure, une simulation dégradée des processus de l'hydrosystème peut être réalisée. Lors de cette simulation particulière, la totalité des débits infiltrés calculés par les unités de calcul du bilan hydrique est "renvoyée" à la surface. Les unités spatiales $Cprod \cap BU$ et $(Cprod \cap BU)_{noAq}$ sont alors identiques.

### A.1.3.2 Répartition des apports latéraux

Les apports latéraux calculés à l'échelle de l'élément de surface sont ensuite répartis le long du réseau hydrographique. La répartition est réalisée en fonction de la taille et de la position de l'élément de calcul du débit ($ele_musk$), dans le réseau hydroqraphique. Il est important de noter que le temps de concentration des bassins d'alimentation des tronçons rivières est supposé inférieur ou égal au pas de temps de calcul du débit en rivière. De plus, la surface contributive d'un tronçon rivière ($network_musk$) correspond à un élément de surface $Cprod$. Dans un premier temps, les apports latéraux sont calculés à l'échelle du tronçon rivière de la manière suivante :

$$Q_{lat}^{network_musk} = Q_{Aq}^{Cprod} + Q_{inf}^{Cprod} + Q_{ruis}^{Cprod} \quad T_c^{Cprod} \leq \Delta t \tag{A.32}$$

avec $T_c^{Cprod}$ [s] le temps de concentration sur l'élément de surface, $\Delta t$ [s] le pas de temps de calcul du bilan hydrique de surface et du débit en rivière (ici 1 jours), $Q_{lat}^{network_musk}$ $[m^3 s{-}1]$ les apports latéraux à l'échelle du tronçon.

Ensuite ils sont répartis de manière différente selon la position du tronçon dans le réseau hydrographique :

— Si le tronçon n'est pas situé en tête de bassin, les apports latéraux aux éléments de calcul du débits sont calculés comme :

$$Q_{lat}^{ele_musk,i} = \frac{Q_{lat}^{network_musk} \times L_{ele}}{L_{network}} \tag{A.33}$$

Avec $Q_{lat}^{ele_musk,i}$ $[m^3 s{-}1]$ les apports latéraux à l'élément de calcul du débit en rivière i, $L_{ele}$ [m] la longueur de l'élément de calcul du débit en rivière, et $L_{network}$ [m] la longueur du tronçon rivière.

— Si le tronçon est en tête de bassin, alors un débit de source $Q_{upstr} = 0.5 \times Q_{lat}^{network_musk}$ est attribué à l'élément de calcul le plus en amont du tronçon. Le reste des apports latéraux sont attribués de la selon l'Eq. A.33.

## A.2 Modèle de transfert d'eau dans la zone non saturée

Le transfert d'eau dans la zone non saturée est géré par la librairie libnsat. Ce module permet de faire le lien entre le module de résolution du bilan hydrique et le module hydrogéologique.

TABLE A.3 – Lexique des abréviations caractérisant la géométrie des éléments et unités de calcul des processus de subsurface

| abréviation | définition |
|---|---|
| $Nsat$ | Elément de calcul du transfert d'eau dans la zone non saturée (ZNS) |
| $Nsat \cap BU$ | Unité de surface de calcul des apports d'eau à la ZNS |
| $ele_Aq$ | Elément de calcul des écoulements d'eau dans la zone saturée |
| $Nsat \cap ele_Aq$ | Unité de surface de calcul de la recharge en aquifère |

TABLE A.4 – Paramètres et variables du transfert en zone non saturée

| abréviation | unité | définition |
|---|---|---|
| $Q^i_{in}$ | [mm] | la lame d'eau entrant dans le réservoir i |
| $Q^i_{out}$ | [mm] | la lame d'eau sortant du réservoir i |
| $S^i_{rsv}$ | [mm] | eau stockée dans le réservoir i |
| $H$ | [mm] | la hauteur des réservoirs |
| $C_r$ | [-] | coefficient de vidange des réservoirs |
| $N_{rsv}$ | [-] | Nombre de réservoir de la cascade de Nash |
| $H_{bound}$ | [mm] | volume d'eau résiduel stocké |

### A.2.1 Estimation des flux dans la zone non-saturée

Le transfert en zone non-saturée est conceptualisé par une suite de n réservoirs positionnés en série. L'eau sortant d'un réservoir est transférée vers le second réservoir et ainsi de suite. L'eau sortant du n$^{\text{ème}}$ réservoir constitue la recharge alimentant la zone aquifère (Fig. A.10). Ce modèle conceptuel modifie la dynamique d'infiltration par rapport au débit infiltré défini par la résolution du bilan hydrique.

La lame d'eau de sortie d'un réservoir est défini de la manière suivante :

$$\begin{aligned} Q^i_{out} &= \max(0, (S^i_{rsv} + Q^i_{in} - H)) \\ &+ C_r * \max(\min(S^i_{rsv} + Q^i_{in} - H_{bond}, H - H_{bond}), 0) \end{aligned} \tag{A.34}$$

Avec $Q^i_{out}$ [mm] la lame d'eau sortant du réservoir i, $S^i_{rsv}$ [mm] l'eau stockée dans le réservoir i, $Q^i_{in}$ [mm] la lame d'eau entrant dans le réservoir i, $H$ [mm] la hauteur des réservoirs, $C_r$ [-] le coefficient de vidange des réservoirs $1 \geq C_r \geq 0$, $H_{bond}$ [mm] la lame d'eau résiduelle.

La lame d'eau entrant dans le premier réservoir correspond à l'infiltration calculée par le module de résolution du bilan hydrique, d'autre part, la lame d'eau sortant du dernier réservoir correspond à la recharge en aquifère.

Ce modèle conceptuel simple nécessite 4 paramètres : le coefficient de vidange du réservoir $C_r$ [-], la hauteur $H$ [mm], le nombre de réservoirs $N_{rsv}$ [-] et le volume d'eau résiduel stocké $H_{bound}$ [mm]. Ces paramètres sont affecté à l'ensemble des éléments de calcul du bilan hydrique du modèle. Il est aussi possible de définir une condition initiale des réservoirs de la zone non saturée.

### A.2.2 Définition des apports aux éléments de calcul du transfert d'eau dans la zone non-saturée et modalité de définition de la recharge en aquifère

Afin de définir les apports aux éléments de calcul du transfert d'eau dans la zone non saturée (ZNS), la surface d'intersection entre les éléments de calculs du bilan hydrique et les éléments de calcul du transfert d'eau dans la zone non saturée est renseignée ($Nsat \cap BU$). La définition de ces unités de surface permet de calculer les apports à la ZNS.

$$Q^{Nsat}_{in} = \frac{\sum_{i=0}^{N_{BU}} (Nsat \cap BU) \times Q^{BU_i}_{inf}}{Area_{Nsat}} \tag{A.35}$$

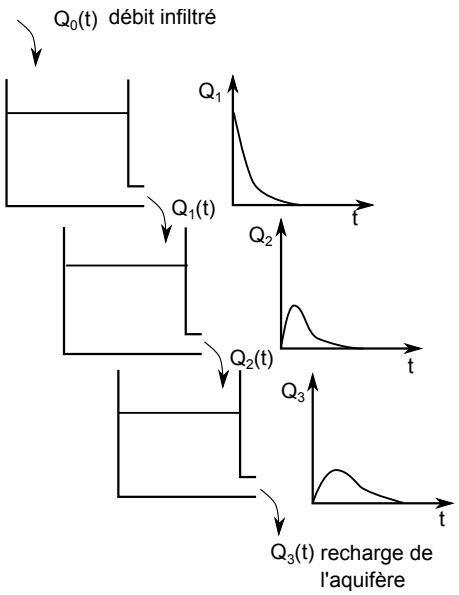



FIGURE A.10 – Schéma du modèle conceptuel de transfert en zone non saturée défini dans libnsat

avec $Q_{in}^{Nsat}$ [mm] lame d'eau entrant dans l'élément de calcul du transfert en ZNS $Nsat$, $(Nsat \cap BU)$ [m$^2$] unité spatiale correspondant à la surface d'intersection entre l'élément de calcul du bilan hydrique $BU_i$ et l'élément de calcul du transfert d'eau en ZNS $Nsat$, $Q_{inf}^{BU_i}$ [mm] lame d'eau infiltrée calculé sur $BU_i$, $Area_{Nsat}$ [m$^2$] surface de l'élément de calcul de la ZNS et $N_{BU}$ le nombre d'élément de calcul du bilan hydrique intersectant l'élément de calcul du transfert d'eau en ZNS.

De la même manière, le calcul de la recharge en aquifère nécessite la définition de la surface d'intersection entre les éléments de calcul du transfert d'eau dans la ZNS ($Nsat$) et les éléments de calcul des écoulements dans la zone saturée ($ele_Aq$).

$$Q_{in}^{Aq} = \frac{\sum_{i=0}^{N_{Nsat}} (Nsat \cap Aq) \times Q_{out}^{Nsat_i}}{Area_{Aq}} \tag{A.36}$$

avec $Q_{in}^{Aq}$ $[m^3 s{-}1]$ recharge en aquifère, $(Nsat \cap Aq)$ [m$^2$] unité spatiale correspondant à la surface d'intersection entre l'élément de calcul du transfert d'eau en ZNS $Nsat_i$ et l'élément de calcul des écoulements dans la zone saturée $ele_Aq$, $Q_{out}^{Nsat_i}$ $[m^3 s{-}1]$ débit d'eau sortant de la zone non saturée i $Nsat_i$, $Area_{Aq}$ [m$^2$] surface de l'élément de calcul des écoulements dans la zone saturée et $N_{Nsat}$ le nombre d'élément de calcul du transfert d'eau en ZNS intersectant l'élément de calcul des écoulements dans la zone saturée.

## A.3 Le module souterrain

Le calcul des charges hydrauliques en zone saturée est réalisé par résolution de l'équation de diffusivité (de Marsily, 1981). Ce calcul est réalisé par la librairie libaq.

### A.3.1 L'équation de diffusivité

L'équation de diffusivité s'écrit de la manière suivante :

$$\frac{\partial\left(K_x(\frac{\partial h}{\partial x})\right)}{\partial x}+\frac{\partial\left(K_y(\frac{\partial h}{\partial y})\right)}{\partial y}+\frac{\partial\left(K_z(\frac{\partial h}{\partial z})\right)}{\partial z}=S_S\frac{\partial h}{\partial t}+q \tag{A.37}$$

avec $K_i$ $i \in [x,y,z]$ [m.s$^{-1}$] la perméabilité dans les direction x,y,z, $h$ [m] la charge hydraulique, $S_S$ [m$^{-1}$] le coefficient d'emmagasinement spécifique et $q$ [s$^{-1}$] le terme source (Recharge, pompage, conditions de Neumann).

Si l'on pose l'hypothèse de Dupuit selon laquelle le gradient de charge selon z est nul, l'équation A.37 se simplifie de la manière suivante :

$$\frac{\partial\left(\int_\sigma^h K_x(\frac{\partial h}{\partial x})\right)}{\partial x}dz+\frac{\partial\left(\int_\sigma^h K_y(\frac{\partial h}{\partial y})\right)}{\partial y}dz=\int_\sigma^h S_s\frac{\partial h}{\partial t}dz+\int_\sigma^h qdz \tag{A.38}$$

h est la hauteur d'eau dans l'aquifère et $\sigma$ le substratum de l'aquifère.

En supposant, $S_S$, $K_{xx}$ et $K_{yy}$ constants entre $\sigma$ et $h$, on a :
$Txx=\int_\sigma^h K_{xx}dz$,
$Tyy=\int_\sigma^h K_{yy}dz$,
$S=S_s\int_\sigma^h dz=\rho\omega gdz\left(\beta_l\frac{\alpha}{\omega}\right)$ (de Marsily, 1981) avec $\rho$ la masse volumique $[kg.m^{-3}]$, $\omega$ la porosité totale, g l'accélération de la pesanteur $[m.s^{-2}]$, $\alpha$ le coefficient de compréhensibilité spécifique du sol $[kg^{-1}.m.s^2]$
et $q_s=q\int_\sigma^h dz$

L'équation A.38 devient alors :

$$\frac{\partial\left(Txx(\frac{\partial h}{\partial x})\right)}{\partial x}+\frac{\partial\left(Tyy(\frac{\partial h}{\partial y})\right)}{\partial y}=S\frac{\partial h}{\partial t}+q_s \tag{A.39}$$

avec $Tii$ $i \in [x,y]$ [m$^2$.s$^{-1}$] la transmissivité selon les directions x et y, $S$ [-] le coefficient d'emmagasinement et $Q$ [m.s$^{-1}$] le terme source.

### A.3.2 Définition des éléments de calcul

Le maillage utilisé est du type gigogne. Les mailles sont carrées. Chaque maille possède au maximum deux voisines dans la direction x et y et quatre voisines dans la direction z. Les mailles voisines d'une maille dans une direction donnée sont de tailles identiques.

#### A.3.2.1 Le mailleur

La définition de la géométrie ainsi que du voisinage de chaque élément est géré par la librairie libmesh. En entrée du mailleur, la coordonnées (x,y) de chaque nœuds de chaque maille sont renseignées. Le mailleur crée et oriente les mailles. L'orientation des mailles du modèle est réalisé à partir d'un maillage de référence. Le référencement des mailles du modèle par rapport au maillage de référence permet de créer les tableaux de voisinage de chaque maille. Les sorties du mailleur sont :

- la géométrie du maillage de référence
- le tableau de voisinage des éléments du maillage de référence
- le positionnement des mailles du modèle dans le maillage de référence
- le tableau de voisinage des éléments du modèle

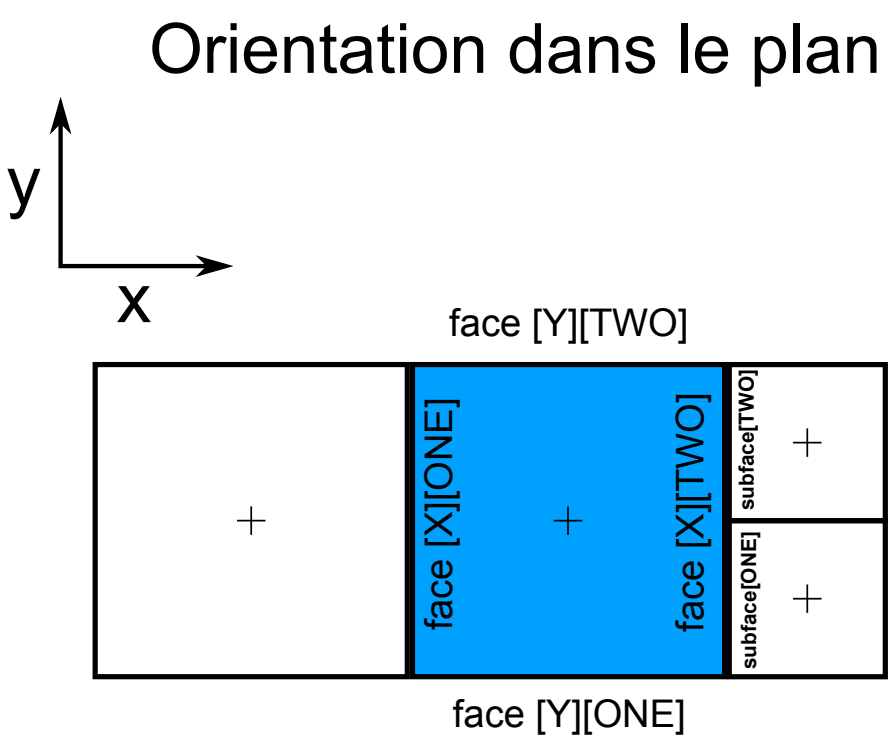



FIGURE A.11 – Exemple de référencement des faces et subface d'un élément dans le plan. L'élément traité est représenté en bleu

Chaque maille du modèle est définie par son centre et ses faces, et ses mailles voisines sont renseignées sur ses faces. Lorsqu'une maille possède plusieurs voisines, la face est divisée en "sub-faces". Un exemple d'orientation dans le plan d'un élément de calcul est proposé figure A.11.

Dans l'exemple de la figure A.11, la maille bleue en bleu partage sa face "face[X][ONE]" avec sa voisine de gauche et sa face "face[X][TWO]" avec ses deux voisines de droite.

Le référentiel permettant d'orienter les faces d'une maille est auto-centré. Ainsi, la face "face[X][ONE]" de la maille bleue correspond à la "face[X][TWO]" de son voisin de gauche. Afin d'identifier ses voisines de droite, il faut dans un premier temps accéder à sa face "face[X][TWO]" puis aux sub-faces "subface[ONE] et subface[TWO]" partagées avec ses voisines.

De la même manière lorsque un modèle souterrain possède plusieurs couches, le maillage de référence est copié afin de définir les éléments voisins dans la direction Z. Un même maillage de référence est donc définie pour l'ensemble des couches. Il est donc possible en allant chercher un même élément de référence dans les différentes couches de déterminer le voisinage vertical. Un exemple d'orientation selon Z d'un élément de calcul est proposé figure A.12. Dans cet exemple la face représentée en bleu est la face "face[Z][TWO]" de l'élément. Afin d'accéder aux quatre voisins verticaux de l'élément,il faut tout d'abord accéder à la face "face[Z][TWO]", puis aux sub-faces "subface[0] à subface[3]". Comme précédemment ce sont les sub-faces qui sont partagés entre les éléments.

En plus de lier les voisins entre eux, le mailleur permet de distinguer les éléments qui sont positionnés à la bordure du modèles. Les éléments de bordures peuvent être positionnés à la surface du modèle (sans voisins supérieurs) ou en bordure latérale (sans voisins latéraux). La définition des éléments de bordures permet de connaître les éléments de calcul nécessitant une condition limite. Par défaut, une condition de flux nul est attribué à chaque face à la bordure du modèle. Cette orientation est cette

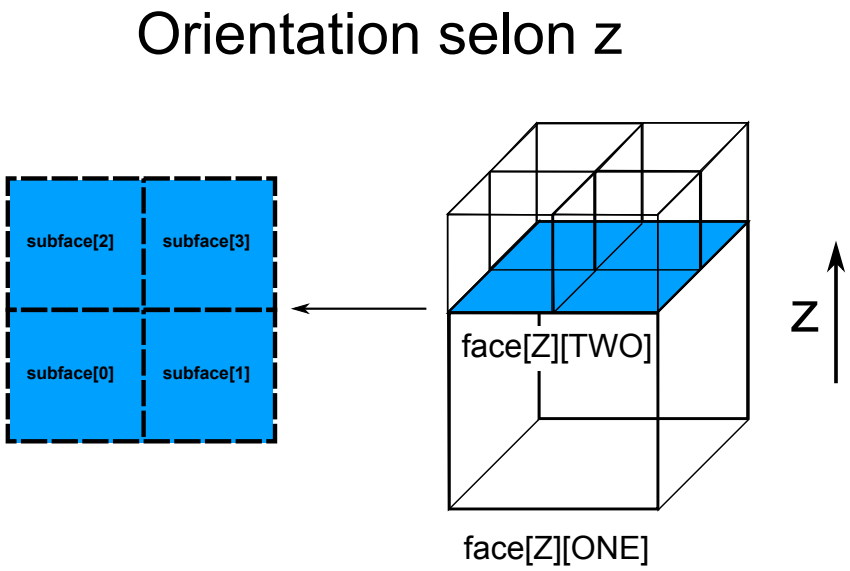



FIGURE A.12 – Exemple de référencement des faces et subface d'un élément dans la direction Z. La face traitée est représentée en bleu

liaison entre voisin permet aussi de définir la table de voisinage de chaque élément, qui est indispensable à la résolution de l'équation de diffusivité.

#### A.3.2.2 Construction sous SIG

Afin de construire ce type de maillage un outil SIG (Qgridder) a été développé par Pryet et al. (2014). Cet outil est téléchargeable à l'adresse suivante : "https ://github.com/apryet/Qgridder". Cet outil permet de construire des maillages gigognes ainsi que des maillages structurés. Elle permet en outre de vérifier la topologie dans le plan et selon Z. Cet outil assure ainsi la compatibilité du maillage construit avec le mailleur libmesh. Un plugin "GIS2WAQS" a aussi été développé. Il permet d'extraire les coordonnées de chaque nœuds des mailles du modèle et ainsi de construire le fichier d'entré pour le mailleur.

### A.3.3 Discrétisation de l'équation de diffusivité

La discrétisation de l'équation de diffusivité a été réalisée sur un maillage gigogne. Dans ce type de maillage, chaque face est en contact avec, au maximum, deux cellules de dimension identique. D'autre part, afin de discrétiser l'équation de diffusivité, les hypothèse suivantes sont posées :

— Charge homogène sur la maille
— Transmisivité homogène sur la maille
— Coefficient de stockage homogène sur la maille

Le bilan volumique se réalise aux centres des mailles. L'équation A.39 a été résolue grâce à la méthode semi-implicite formulable de la manière suivante :

$$(1-\Theta)\bar{\bar{T}}h^n + \theta\bar{\bar{T}}h^{n+1} = q_s + S\frac{h^{n+1}-h^n}{\Delta t} \tag{A.40}$$

Avec $\Theta$ le paramètre d'implicité, $\bar{T}$ [$m^2.s^{-1}$] le tenseur de transmisivité, $n$ [s] le pas de temps courant, $n+1$ [s] le pas de temps suivant, $\Delta t$ [s] le différence de temps entre $n$ et $n+1$ et $q_s$ [$m.s^{-1}$] le termes source (conditions aux limites de Neumann).

### A.3.4 Développement de l'équation de diffusivité discrétisée

Afin de construire l'algorithme numérique de résolution de l'équation de diffusivité, l'équation A.40 est développée pour une maille aquifère donnée selon différentes configurations de voisinage et différentes conditions limites. Ainsi, dans un premier temps, les cas d'une maille aquifère sans voisinage supérieur et sans condition limite est traité. Ensuite, l'expression de l'équation de diffusivité discrétisée et développée est présentée selon les différentes conditions limites traitées (DIRICHLET,NEUMANN et CAUCHY).

TABLE A.5 – Définition des paramètres nécessaires à la résolution de l'équation de diffusivité discrétisée

| Description de la géométrie | | |
|---|---|---|
| Paramètre | unité | définition |
| $dir$ | [-] | Direction du flux calculé selon les coordonnées cartésiennes [X,Y,Z], $dir \in [1, 2, 3]$ ( flux selon X : dir = 1, flux selon Y : dir = 2 et flux selon Z : dir = 3) |
| $tdir$ | [-] | Position de la face calculée de la maille i selon la direction $dir$ $tdir \in [ONE, TWO]$ ( première face rencontrée selon la direction $dir$ $tdir$ = ONE, seconde face $tdir$ = TWO) |
| $d_{dir}$ | [m] | dimension de la maille $i$ dans la direction $dir$ ( première face rencontrée selon la direction $dir$ $tdir$ = ONE, seconde face $tdir$ = TWO) |
| $Nneigh_{dir,tdir}$ | [-] | Nombre de voisins de la maille i dans la direction $dir$ et la position $tdir$ |
| $Nneigh_{up}$ | [-] | Nombre de voisins de la maille dans la direction verticale, en haut |
| $Nneigh_{down}$ | [-] | Nombre de voisins de la maille dans la direction verticale, en bas |
| $Type$ | [-] | Position de la maille au sein du modèle $Type \in [TOP, RIV, BOUND]$ |
| $Lsize^2_{dir}$ | [m$^2$] | Carré de la projection selon la direction dir $dir \in [x, y]$ de la distance entre les centres de deux mailles voisines dans la direction dir |
| A$size_{dir,tdir}$ | [m$^2$] | Aire d'échange de flux entre deux mailles dans la direction dir et le position tdir |

TABLE A.6 – Définition des paramètres nécessaires à la résolution de l'équation de diffusivité discrétisée

| Les paramètres hydrodynamiques | | |
|---|---|---|
| Paramètre | unité | définition |
| $T_{(dir,tdir)}$ | [$m^2.s^{-1}$] | Transmissivité de passage dans la direction $dir$ et la position $tdir$ $dir \in [X, Y]$et la position $tdir \in [ONE, TWO]$ |
| S | [-] | Coefficient d'emmagasinement de l'élément |
| $Dr_{z,tdir}$ | [$m^2.s^{-1}$] | Coefficient de drainance verticale dans la position $tdir \in [ONE, TWO]$ $Dr_{z,ONE} = Dr_{down}$ et $Dr_{z,TWO} = Dr_{up}$ |
| $Dr_{up}$ | [$m^2.s^{-1}$] | Coefficient de drainance verticale au toit de l'élément |
| $Dr_{down}$ | [$m^2.s^{-1}$] | Coefficient de drainance verticale au mur de l'élément |
| $Cr_{riv}$ | [$m^2.s^{-1}$] | Conductance du lit de la rivière |
| $h_{riv}$ | [m] | Cote de la hauteur d'eau de la rivière |
| $h$ | [m] | Charge de la maille i aquifère |
| $h_{iv}$ | [m] | Charge de sa voisine iv |
| $h_{(i,z,tdir)}$ | [m] | Charge de la voisine de la maille i dans la direction z et la position $tdir \in [ONE, TWO]$ $h_{(i,z,ONE)} = h_{(i,z1)}$ et $h_{(i,z,TWO)} = h_{(i,z2)}$ |
| $h_{(i,z1)}$ | [m] | Charge de la voisine de la maille i dans la direction z1 (au mur de la cellule) |
| $h_{(i,z2)}$ | [m] | Charge de la voisine de la maille i dans la direction z2 (au toit de la cellule) |
| $BC_{(dir,tdir)}$ | [m] ou $[m^3 s{-}1]$ | Type de condition à la limite $_{(dir,tdir)}$ (NEUMANN et de CAUCHY) et valeur de la condition à la limite limite $_{(dir,tdir)}$ ([m] et $[m^3 s{-}1]$ respectivement) |
| $BC_{dirichlet}$ | [m] | Condition de DIRICHLET appliquée au centre de la maille |
| $nf_{dir,tdir}$ | [-] | Nombre de faces à flux imposé ou à flux nul dans la direction $dir$ et la position $tdir$ |
| $pnf_{dir,tdir}$ | [-] | Nombre de faces sans conditions limites dans la direction $dir$ et la position $tdir$ |

Il est à noter que :

— Si on pose $T_i$ la transmissivité de la maille $i$ et $T_{neigh}$ la transmissivité de sa maille voisine dans la direction $dir$ et la position $tdir$, la transmissivité de passage $T_{dir,tdir}$ correspond à la transmissivité équivalente de $T_i$ et $T_{neigh}$ sur la distance $Lsize_{dir}$. De sorte que : $T_{dir,tdir} = \mu(T_i, T_{neigh})$ où $\mu$ est l'opérateur prise de moyenne (pouvant être Arithmétique, Harmonique ou Géométrique selon le choix de l'utilisateur) pondérée par les distances $\frac{d^i_{dir}}{2}$ et $\frac{d^{neigh}_{dir}}{2}$ la demi dimension de la maille $i$ et de la maille voisine, respectivement.

— $Dr_{up} = Dr_{z,TWO} = \frac{K_{up}\, dx\, dy}{e_{up}}$

— $Dr_{down} = Dr_{z,ONE} = \frac{K_{down}\, dx\, dy}{e_{down}}$ Avec $K_{up}$ [m.s$^{-1}$] la perméabilité du semi-perméable supérieur, $K_{down}$ [m.s$^{-1}$] la perméabilité du semi-perméable inférieur, $e_{up}$ [m] l'épaisseur du semi-perméable supérieur et $e_{down}$ [m] l'épaisseur du semi-perméable inférieur.

— $C_{riv} = \frac{K_{riv} * dx * dy}{e_{riv}}$ Avec $K_{riv}$ [m.s$^{-1}$] la perméabilité du lit de la rivière et $e_{riv}$ [m] l'épaisseur du lit de la rivière.

### A.3.4.1 Mailles aquifère mono-couche sans condition à ses limites X Y

Sur les mailles sans condition limite, la discrétisation de l'équation A.40 est :

$$\begin{aligned}
&\sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{iv=1}^{Nneigh_{dir,tdir}}\left(\frac{-\Theta\ \Delta t\ T_{i,iv}}{Lsize_{dir}^2}\ h_{iv}^n\right)\\
&\qquad + \left(S + \Theta\ \Delta t \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{k=1}^{Nneigh_{dir,tdir}}\left(\frac{T_{i,iv}}{Lsize_{dir}^2}\right)\right) h_i^n\\
&\qquad = \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{iv=1}^{Nneigh_{dir,tdir}}\left(\frac{(1-\Theta)\ \Delta t\ T_{i,iv}}{Lsize_{dir}^2}\ h_{iv}^{n-1}\right) -\\
&\left(S + (1-\Theta)\ \Delta t \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{k=1}^{Nneigh_{dir,tdir}}\left(\frac{T_{i,iv}}{Lsize_{dir}^2}\right)\right) h_i^{n-1}
\end{aligned} \tag{A.41}$$

Le terme $h_i$ désigne la charge de la maille traitée et $h_{iv}$ celle de sa voisine.

### A.3.4.2 Conditions aux limites

Les différentes conditions limites prises en compte sont :

— Charge imposée au centre des mailles $H_{impos}$ [m],

— Flux imposé et flux nul aux faces des mailles q [m$^3$.s$^{-1}$]

— Flux d'échange entre deux mailles de couches différentes [m$^3$.s$^{-1}$] calculé par drainance

— Flux d'échange avec une rivière [m$^3$.s$^{-1}$] calculé par un modèle de Conductance

— le débit Q de pompage ou de recharge [m$^3$.s$^{-1}$], directement ajouté au terme de droite.

Attention si les flux sont imposé en [m$^3$.s$^{-1}$], ils seront divisé par l'aire de la face sur laquelle ils sont imposés.

**Charge imposée au centre de la maille**

Sur les mailles où la charge est imposée, l'équation A.40 devient :

— Charge constante dans le temps $h_i^n = h_i^{n-1}$

— Charge variable en fonction du temps $h_i^n = BC_{dirichlet}^n$

Le terme $h_i$ désigne la charge de la maille traitée i.

**Flux imposé selon X et/ou Y aux faces des mailles**

On pose $nf_{dir,tdir}$ le nombre de faces auxquelles les flux sont imposé dans la direction $dir$ et la position $tdir$. De même, $pnf_{dir,tdir}$ est le nombre de face sans condition limite dans la direction $dir$ et la position $tdir$ $pnf_{dir,tdir} = Nneigh_{dir,tdir} - nf_{dir,tdir}$. Dans le cas où une condition de Neumann est imposé (Flux imposé) on pose $\mathrm{BC}_{dir,tdir}^t = q_f^n$ avec f la face dans la direction dir et dans le sens tdir à laquelle le flux est imposé. Le flux Q est imposé par l'utilisateur en $\mathrm{m}^3.\mathrm{s}^{-1}$. Soit : $q_f^n = \frac{Q}{Asize_{dir,tdir}}$ avec $Asize_{dir,tdir}$ l'aire sur laquelle est appliquée le débit. Dans le cas d'un flux imposé à une face latérale, cette aire correspond au produit de l'épaisseur dz de la maille par dy ou dx.

L'équation A.40 sur une maille $i$ comptant au moins une face avec un flux imposé peut se développer de la façon suivante :

$$\begin{aligned}
&\sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{iv=1}^{pnf}\left(\frac{-\Theta\ \Delta t\ T_{dir,tdir}}{Lsize_{dir}^2}\ h_{iv}^n\right) + \left(S + \Theta\ \Delta t\ \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{iv=1}^{pnf}\left(\frac{T_{dir,tdir}}{Lsize_{dir}^2}\right)\right)\ h_i^n \\
&\qquad = \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{iv=1}^{pnf}\left(\frac{(1-\Theta)\ \Delta t\ T_{dir,idir}}{Lsize_{dir}^2}\ h_{iv}^{n-1}\right) - \\
&\qquad\qquad \left(S + (1-\Theta)\ \Delta t\ \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{iv=1}^{pnf}\left(\frac{T_{dir,tdir}}{Lsize_{dir}^2}\right)\right)\ h_i^{n-1} \\
&\qquad - \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{f=1}^{nf}\left((1-\Theta)\ \Delta t\ q_f^{n-1}\right) - \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{f=1}^{nf}\left(\Theta\ \Delta t\ q_f^n\right)
\end{aligned} \tag{A.42}$$

Le terme $h_i$ désigne la charge de la maille traitée et $h_{iv}$ celle de sa voisine.

**Drainance**

Dans le cas où la maille $i$ possède des voisins verticaux, la drainance est appliquée. L'équation A.40 peut se formuler :

### A.3.4.3 Drainance

$$\begin{aligned}
&\sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{k=1}^{pnf} -\Theta\ \Delta t\ \left(\frac{T_{dir,tdir}}{Lsize_{dir}^2}\ h_{iv}^n\right) \\
&\qquad + \left(S + \Theta\ \Delta t\ \left(\sum_{tdir=1}^{2}\frac{Dr_{z,tdir}}{dxdy}\right) + \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{k=1}^{pnf}\left(\frac{T_{dir,tdir}}{Lsize_{dir}^2}\right)\right)\ h_i^n \\
&\qquad\qquad - \Theta\Delta t\left(\sum_{tdir=1}^{2}\frac{Dr_{z,tdir}}{dxdy}h_{i,z,tdir}^n\right) \\
&\qquad\qquad = \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{k=1}^{pnf}\left(\frac{(1-\Theta)\ \Delta t\ T_{dir,tdir}}{Lsize_{dir}^2}\ h_{iv}^{n-1}\right) - \\
&\left(S + (1-\Theta)\ \Delta t\ \left(\sum_{tdir=1}^{2}\frac{Dr_{z,tdir}}{dxdy}\right) + \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{k=1}^{pnf}\left(\sum + \frac{T_{dir,tdir}}{Lsize_{dir}^2}\right)\right)\ h_i^{n-1} \\
&\qquad - \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{f=1}^{nf}\left((1-\Theta)\ \Delta t\ q_f^{n-1}\right) - \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{f=1}^{nf}\left(\Theta\ \Delta t\ q_f^n\right) \\
&\qquad\qquad + (1-\Theta)\ \Delta t\ \left(\sum_{tdir=1}^{2}\frac{Dr_{z,tdir}}{dxdy}\ h_{i,z,tdir}^{n-1}\right)
\end{aligned} \tag{A.43}$$

Le terme $h_i$ désigne la charge de la maille traitée, $h_{iv}$ celle de sa voisine, $h_{i,z,2}$ la charge de la cellule voisine de i dans la direction z et la position TWO et $h_{i,z,1}$ la charge de la cellule voisine de i dans la direction z et la position ONE.

**Flux d'échange avec rivière : Conductance**

Dans le cas où la maille aquifère est positionnée sous un élément rivière $ele_musk$, la conductance est exprimée, l'équation A.40 devient :

$$\begin{aligned}
&\sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{k=1}^{pnf}\left(\frac{-\Theta\ \Delta t\ T_{dir,tdir}}{Lsize_{dir}^2}\ h_{iv}^n\right) + \left(S + \Theta\ \Delta t\ \left(\frac{Dr_{z,ONE}}{dxdy} + \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{k=1}^{pnf}\left(\frac{T_{dir,tdir}}{Lsize_{dir}^2}\right)\right)\right)\ h_i^n \\
&\qquad - \Theta\ \Delta t\ \left(\frac{Dr_{z,ONE}}{dxdy}\right) h_{(i,z1)}^n = \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{k=1}^{pnf}\left(\frac{(1-\Theta)\ \Delta t\ T_{dir,tdir}}{Lsize_{dir}^2}\ h_{iv}^{n-1}\right) - \\
&\left(S + (1-\Theta)\ \Delta t\ \left(\frac{Cr_{riv}}{dxdy} + \frac{Dr_{Z,ONE}}{dxdy} + \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{k=1}^{pnf}\frac{T_{i,iv}}{Lsize_{dir}^2}\right)\right)\ h_i^{n-1} \\
&\qquad - \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{f=1}^{nf}\left((1-\Theta)\ \Delta t\ q_f^{n-1}\right) - \sum_{dir=1}^{2}\sum_{tdir=1}^{2}\sum_{f=1}^{nf}\left(\Theta\ \Delta t\ q_f^n\right) \\
&\qquad\qquad + (1-\Theta)\ \Delta t\ \left(\frac{Dr_{z,ONE}}{dxdy}\right)\ h_{(i,z1)}^{n-1} \\
&\qquad + \Theta\Delta t\left(\frac{Cr_{riv}}{dxdy}\right) h_{riv}^n + (1-\Theta)\ \Delta t\ \left(\frac{Cr_{riv}}{dxdy}\right)\ h_{riv}^{n-1}
\end{aligned} \tag{A.44}$$

Le terme $h_i$ désigne la charge de la maille traitée, $h_{iv}$ celle de sa voisine, $h_{(i,z1)}$ la charge de la cellule voisine i dans la direction z1 et $h_{riv}$ la hauteur d'eau en rivière.

**Flux imposé selon S : Pompage ou Recharge**
Dans le cas où une recharge ou un prélèvement est effectué, un terme source est ajouté dans le terme de droite. Le débit Q est renseigné par l'utilisateur en [$m^3.s^{-1}$]. Ce terme source s'exprime de la manière suivante : $\theta\ \Delta t\ \frac{Q_i^n}{dxdy} + (1-\theta)\ \Delta t \frac{Q_i^{n-1}}{dxdy}$

### A.3.5 Validation de l'algorithme de résolution de l'équation de diffusivité

Afin de valider l'algorithme de résolution de l'équation de diffusivité, plusieurs cas tests ont été mis en place.

#### A.3.5.1 Etat permanent d'un aquifère confiné soumis à un pompage

##### A.3.5.1.1 Description

Afin d'étudier la réponse du modèle, on se place dans les conditions représentée dans la Figure A.13. Un pompage à débit constant est appliqué au centre d'un aquifère, de dimension finie, et de géométrie circulaire. D'autre part les hypothèses suivantes sont vérifiées :

1. L'aquifère est initialement en équilibre, i.e., la charge hydraulique initiale est constante et égale à $h_0$ ;
2. L'aquifère est confiné, aucune recharge n'est prise en compte ;
3. La transmissivité ($T$) et le coefficient d'emmagasinement ($S$) de l'aquifère sont homogènes et isotropes sur l'ensemble de l'aquifère ;
4. la charge hydraulique à la bordure de l'aquifère est fixée à $h_0$ ;
5. au temps $t = 0$, un puits de rayon négligeable débute sont prélèvement ou son injection à débit constant $Q$ .

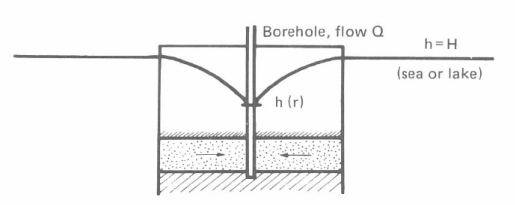



FIGURE A.13 – Geometry for the Thiem's solution, from de Marsily (1986).

##### A.3.5.1.2 Solution analytique

Ce problème présente une symétrie radiale. Il est donc plus approprié d'écrire l'équation de diffusivité (Eq. A.37) dans un système de coordonné polaire centré sur le puits. Sous les hypothèses précédemment décrites, l'équation A.37 en état permanent s'écrit :

$$\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial h}{\partial r}\right) = 0, \tag{A.45}$$

Avec $r$ la distance depuis le puits

Si $R$ est le rayon de l'aquifère circulaire, les conditions limites et initales s'écrivent :

$$h(R,t) = h_0 \text{ for } t > 0 \tag{A.46}$$

$$lim_{r\to 0}\left(r\frac{\partial h}{\partial r}\right) = \frac{Q}{2\pi T} \text{ for } t > 0 \tag{A.47}$$

$$h(r,0) = h_0 \text{ for } r \in (0,R) \tag{A.48}$$

La solution de l'équation A.45 prenant en compte l'état initial précédemment présenté (Eq.A.46) et les conditions limites définies par l'équation A.48, est appelée solution de Dupuit ou de Thiem's. Elle s'écrit :

$$h(r) = h_0 + \frac{Q}{2\pi T}\ln\left(\frac{r}{R}\right). \tag{A.49}$$

L'application du principe de superposition, permet de réécrire la solution de Thiem (A.49) en fonction du rabattement $s = h_0 - h$. Elle s'écrit :

$$s(r) = -\frac{Q}{2\pi T}\ln\left(\frac{r}{R}\right). \tag{A.50}$$

La solution analytique est calculée par un code Fortran à la fois au centre d'une cellule et le long d'un rayon de l'aquifère.

#### A.3.5.1.3 Résultats

Afin de reproduire la solution analytique, un aquifère circulaire de 50 km de rayon est représenté. Il est composé de 31829 cellules de 500 m de côté. Les paramètres suivants sont appliqués :

- La transmissivité est fixée à T=0.2 $m^2s^{-1}$
- Le coefficient d'emmagasinement est fixé à S=0.001
- La charge initiale est de $h_0$ =100 m
- Epaisseur de l'aquifère constante de 20 m

L'ensemble des mailles de bordure ont une condition limite de type Dirichlet égale à la charge initiale. Un prélèvement de 0.05 [$m^3$ $s^{-1}$] est réalisé au centre du domaine aquifère.

La comparaison entre la solution analytique et les résultats de libaq est présentée Figures A.14. L'erreur entre le rabattement calculé et celui défini par la solution analytique est inférieure à 1% sur le domaine. Elle est maximale au niveau du puits de prélèvement et en bordure du domaine.

### A.3.5.2 Etat transitoire d'un aquifère confiné soumis à un prélèvement constant

#### A.3.5.2.1 Description

La géométrie de ce cas test est identique à celui précédemment décrit excepté que l'aquifère confiné possède une extension supposée infinie (Fig. A.15).

#### A.3.5.2.2 Solution analytique

Afin de définir la solution analytique, l'équation (A.37) est réécrite en coordonnées polaire :

$$\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial h}{\partial r}\right) = \frac{S}{T}\frac{\partial h}{\partial t}. \tag{A.51}$$

Les conditions limites (A.46) sont substituées par :

$$lim_{r\to\infty} h(r,t) = h_0 \text{ for } t > 0 \tag{A.52}$$

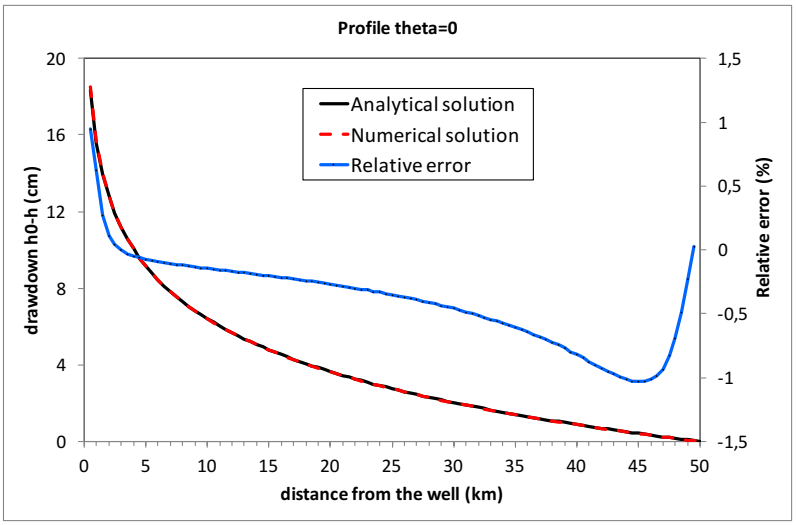



FIGURE A.14 – Comparaison entre la solution analytique et les résultats de libaq pour le cas test de Thiem

La solution analytique de l'équation A.51 soumis aux conditions limites (A.52) et aux conditions initiales (A.48) est la solution dite de Theis. Elle s'écrit :

$$h(r,t) = h_0 - \frac{Q}{4\pi T} W(u), \tag{A.53}$$

where

$$u = \frac{Sr^2}{4Tt} \tag{A.54}$$

and

$$W(u) = \int_u^\infty \frac{e^{-x}}{x} dx = E_1(u),$$

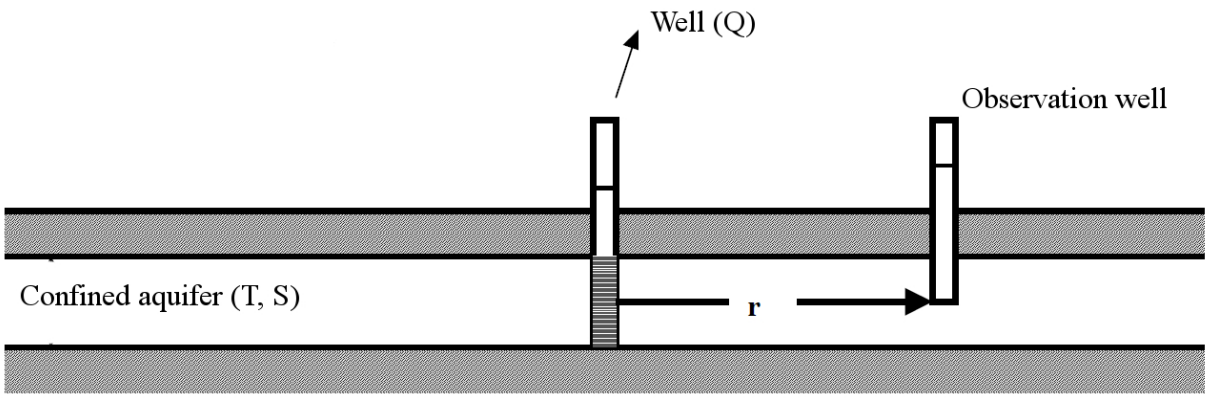



FIGURE A.15 – Geometry for the Theis' solution (modified from Hunt (2008).)

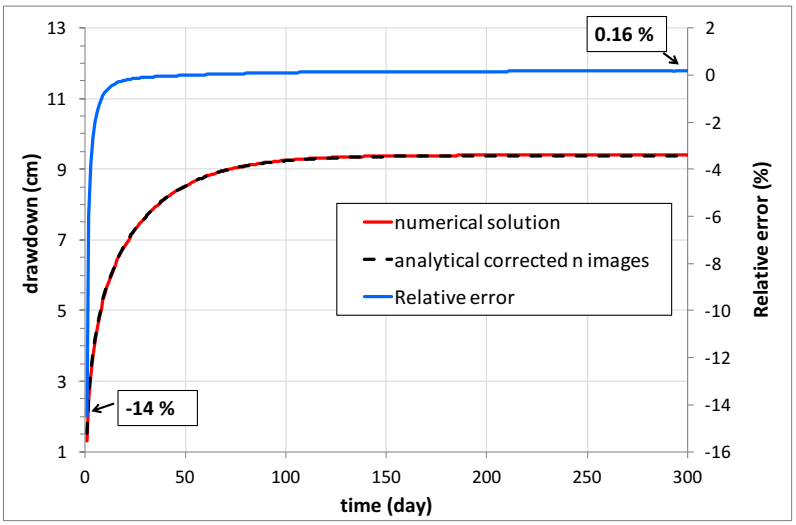



FIGURE A.16 – Comparaison entre la solution analytique de Theis et les résultats fournis par libaq

Avec $E_1(u)$ une fonction connue. En fonction du rabattement $(s)$ l'équation A.53 s'écrit :

$$s(r,t) = \frac{Q}{4\pi T} W(u). \tag{A.55}$$

En pratique le domaine infini est représenté comme un domaine fini et précisément comme un carré de taille $2L$. La solution (A.55) vaut seulement pour $r \ll L$. Pour obtenir la solution correcte pour le domaine fini et pour toutes les valeurs de $r$, la méthode des images peut être utilisée.

#### A.3.5.2.3 Résultats

Le domaine simulée est un carré de 99 km de côté. Ce domaine est discrétisé en 98011 cellules de 1 km de côté. Les mêmes paramètres, conditions limites et états initiaux que précédemment sont utilisés (voir sec. A.3.5.1.3, p 191). La comparaison entre la solution analytique et le résultat de libaq est présentée Fig. A.16. Ces résultats sont obtenus à une distance de 25 km du puits d'injection. L'erreur relative est maximale en début de simulation lorsque le rabattement calculé et simulé est faible. Elle est proche de 0 dès 25 jours de simulation.

### A.3.5.3 La solution de Hantush

#### A.3.5.3.1 Description

Ce cas test représente un aquifère semi-confiné recouvert par un aquifère libre (Fig. A.17). Un prélèvement est effectué dans l'aquifère semi-confiné de sorte qu'une alimentation à travers l'aquitard séparant les deux formations est observée. Il est supposé que la charge de l'aquifère libre est constante dans le temps.

#### A.3.5.3.2 Solution analytique

L'équation A.39 s'écrit en coordonnées polaires en fonction du rabattement $(s)$ :

$$\frac{T}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial s}{\partial r}\right) = S\frac{\partial s}{\partial t} + \frac{K'}{B'}s, \tag{A.56}$$

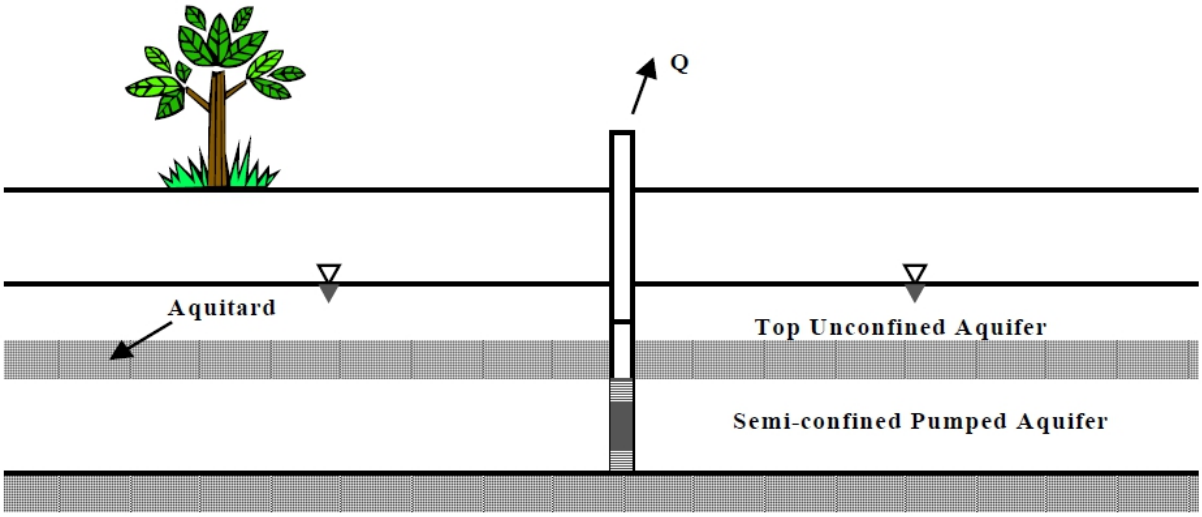



FIGURE A.17 – Geometry for the Hantush's solution (Hunt (2008)).

Avec $K'$ la perméabilité de l'aquitard et $B'$ son épaisseur.

Les conditions initiales ainsi que les conditions limites sont :

$$s(r,0) = 0$$

$$s(\infty,t) = 0$$

$$\lim_{r\to 0}\left(r\frac{\partial s}{\partial r}\right) = -\frac{Q}{2\pi T}$$

La solution analytique de se problème est appellée solution de Hantush, elle s'écrit :

$$s(r,t) = \frac{Q}{4\pi T}W^{(2)}\left(u, r\sqrt{\frac{K'/B'}{T}}\right), \tag{A.57}$$

Avec $u$ définie par l'équation A.54 et $W^{(2)}$ :

$$W^{(2)}(u,\alpha) = \int_u^\infty e^{-x-\frac{\alpha^2}{4x}}\frac{dx}{x}. \tag{A.58}$$

#### A.3.5.3.3 Résultats

Les même propriétés (transmissivité, coefficient d'emmagasinement, épaisseur d'aquifère, prélèvement, état initial) précédemment décrites sont utilisées dans ce cas test (voir sec. A.3.5.1.3, p 191). La drainance séparant les deux formation aquifère est fixée à $2.10^{-8}$ $s^{-1}$. Cela correspond à un aquitard de perméabilité $10^{-7}$ $m.s^{-1}$ et de 5 mètres d'épaisseur. La comparaison entre la solution analytique est les résultats de libaq qont présentés à la figure A.18. L'erreur relative est importante en début de simulation lorsque les rabattements simulés et estimés sont faibles.

### A.3.5.4 Etat permanent d'un aquifère confiné soumis à une recharge uniforme

#### A.3.5.4.1 Description

Un aquifère de transmissivité homogène est soumis à une recharge uniforme. Cet aquifère possède une seule dimension et possède une dimension finie ($L$).

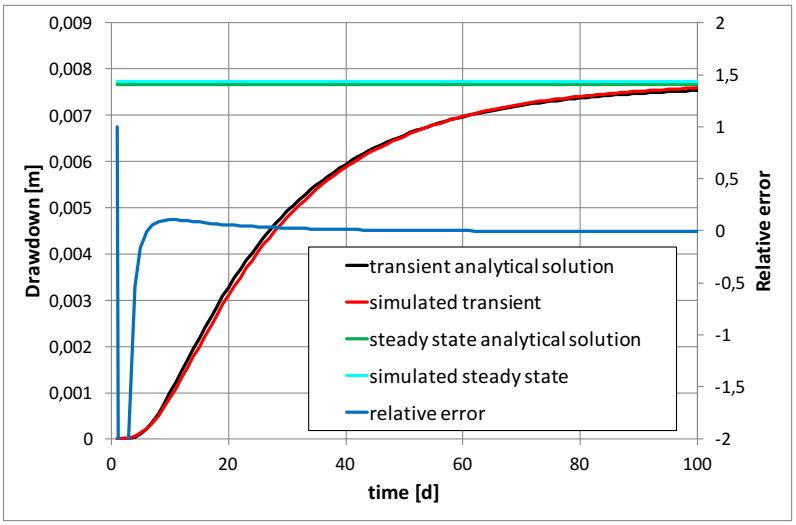



FIGURE A.18 – Comparaison entre la solution analytique de Hantush et les résultats de libaq en transitoire et permanent

#### A.3.5.5 Solution analytique

Sous les hypothèses précédemment décrites, l'équation A.39 se simplifie :

$$\frac{\partial h}{\partial x^2} = \frac{Q}{T} \tag{A.59}$$

avec $Q$ [m.s$^{-1}$] la recharge. Les conditions initiales et aux limites sont :

$$h(0,t) = h_0$$

$$h(L,t) = h_L$$

$$h(x,0) = h_0$$

L'intégration de l'équation (A.59) sous les conditions limites et états initaux précédemment décrits donne :

$$h(x) = \frac{Q}{2T}\left(x^2 - Lx\right) + \frac{h_L - h_0}{L}x + h_0 \tag{A.60}$$

Si $h_0 = h_L$, la solution (A.60) se réduit à :

$$h(x) = \frac{Q}{2T}\left(x^2 - Lx\right) + h_0 \tag{A.61}$$

##### A.3.5.5.1 Résultats

Le domaine de 100 km de longueur par 3 km est représenté par 303 cellules de 1 km de côté. La recharge uniforme appliquée est de $Q = 3 \cdot 10^{-8}$ m/s. La transmissivité est fixée à 0.2 m$^2$s$^{-1}$. La comparaison entre la solution analytique est les résultats de libaq est présentée figure A.19. La solution analytique est parfaitement représentée.

Ces différents cas test ont permis de valider algorithme de calcul de la charge en aquifère. En effet il semble que les transferts radiaux sous l'effet d'un pompage, la condition de conductance et de drainance ainsi que la recharge soient représentés de manière adéquate par le modèle.

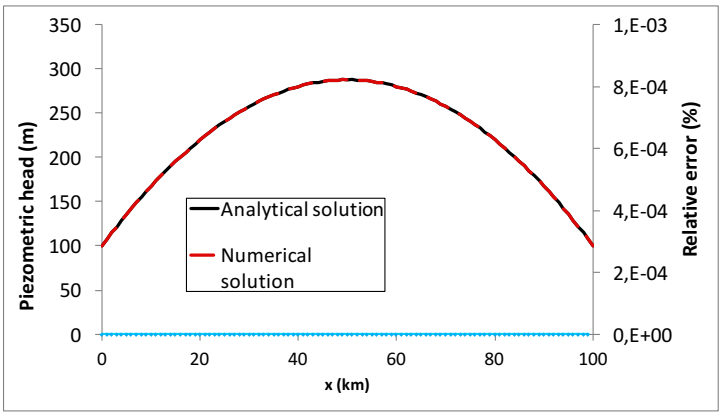



FIGURE A.19 – Comparaison entre la solution analytique pour une recharge uniforme et les résultats de libaq en permanent

## A.4 Calcul des interactions entre la surface et le souterrain

Les interactions entre les milieux de surface et souterrains sont calculés par la plateforme de modélisation. La plateforme regroupe et coordonne l'ensemble des librairies précédemment décrites et fait en particulier le lien entre la surface (libhyd) et le souterrain (libaq).

### A.4.1 Les échanges nappe-rivière

Les échanges nappe-rivière sont calculés au moyen d'un modèle à conductance (voir sec. 2.2.3 ,p. 16), vis à vis de l'aquifère ils s'expriment de la manière suivante :

$$Q^t_{enr} = C_{riv}(H^t_{riv} - H^t_{aq}) \tag{A.62}$$

avec $Q_{enr}$ $[m^3s{-}1]$ le débit échangé de la rivière vers la nappe (un débit négatif indique donc une alimentation de la rivière par l'aquifère), $C_{riv}$ $[\mathrm{m^2s^{-1}}]$ le terme de conductance, $H_{riv}$ [m] la charge en rivière et $H_{aq}$ [m] la charge en aquifère.

Le calcul du débit échangé entre la rivière et l'aquifère se rapproche pour l'aquifère de la prise en compte d'une condition limite de Cauchy, mis à part que la charge $H^t_{riv}$ est dépendante de $Q^t_{enr}$. Une boucle de picard est donc nécessaire au calcul des échanges nappe-rivière . La mise en place de cette boucle peut entraîner une certaine instabilité du calcul des débits échangés. D'autant plus que la valeur du débit $Q_{enr}$ est contraintes dans certaines configurations. En effet, afin de représenter les états de déconnexions un débit limite d'infiltration de la rivière vers l'aquifère ($Q_{lim}$) est introduit. D'autre part, l'infiltration de la rivière vers l'aquifère peut être supérieure au débit en rivière. Afin d'éviter un débit négatif en rivière, le débit échangé est fixé à 0 dans ce cas là. L'introduction de ces valeurs limites au sein de la boucle de picard rend la convergence des valeurs de $Q^t_{enr}$, $H^t_{riv}$ et $H^t_{aq}$ relativement longue dans certains cas. Ce processus est se poursuit jusqu'à la convergence de la charge en aquifère. Ce critère d'arrêt a été choisi car il est particulièrement contraignant. En effet, une légère

variation du débit échangé entre la nappe et la rivière peut entraîner une modification importante de la charge en aquifère.

### A.4.2 Les débordements de nappe

Les débordements de nappe sont calculés de la manière suivante :

$$Q_{overflow} = \begin{cases} Dr(H_{topo} - H_{aq}) & \text{if } H_{aq} > H_{topo} \\ 0, & \text{if } H_{aq} < H_{topo} \end{cases} \tag{A.63}$$

Avec $Q_{overflow}$ $[m^3 s{-}1]$ le débit de débordement de nappe, $Dr$ [$\mathrm{m^2 s^{-1}}$] la drainance du sol qui est considérée comme une formation semi perméable, $H_{topo}$ [m] la cote du sol et $H_{aq}$ [m] la charge en aquifère. A chaque itération de picard, la valeur de la charge en aquifère est comparée à la côte du sol. Si la charge est supérieure à la côte du sol, alors le débit de débordement est fixé à 0. Sinon, la débit de débordement est calculé.

### A.4.3 L'algorithme itératif de calcul des interactions surface-souterrain

Soit $pic_{max}$ la différence maximale de charge entre deux itérations de picard, $\varepsilon_{pic}$, la différence de charge à partir de laquelle le processus itératif a convergé, $Nit_{max}$ le nombre d'itération maximale de picard. Les charges en aquifère ainsi que les hauteurs d'eau en rivière à l'itération 0 de picard sont les valeurs calculées à l'itération temporelle précédente.

**while** $pic_{max} > \varepsilon_{pic} \quad And \quad i < Nit_{max}$ **do**
  $i++$;
  Check Cauchy Aquifer;
  Piezometer heads computing at iter i;
  Calculation $pic_{max}$;
  Check Qlim;
  River lateral inflow computing;
  River stage and discharge computing;
**end**

**Algorithm 1:** Calcul des interactions entre la surface et le souterrain : boucle principale

#### A.4.3.1 Vérification du débit de débordement et du débit en rivière (Check Cauchy Aquifer)

La position de l'élément de surface ($Type$) peut être soit "TOP" indiquant que l'élément est à la surface, il faut alors vérifier si il y a débordement de nappe ou non, ou alors, "RIV" indiquant que l'élément est directement sous une rivière, une vérification du débit de la rivière est effectué. Le terme $H_{Aq,i-1}$ correspond à la charge en aquifère à l'itération précédente de picard. Si c'est la première itération de picard, $H_{Aq,i-1} = H_{Aq}^{n-1}$. Le terme $Q_{riv,i-1}$ correspond au débit en rivière à l'itération précédente de picard. De la même manière, si c'est la première itération de picard, $Q_{riv,i-1} = Q_{riv}^{n-1}$. Le terme "Modif" correspond à une modification de la typologie de l'élément. En effet, elle passe d'une typologie condition de CAUCHY ("MODIF=NO") à une typologie débit imposé ("Modif=YES" ou "Modif=DRY"). Cette modification de typologie s'accompagne d'une modification des termes de la

matrice à inverser.

**if** *Position maille* == *TOP* **then**
  **if** $(\Theta H^{n}_{Aq,i-1} + (1-\Theta)H^{n-1}_{Aq}) - H_{topo} < \varepsilon$ **then**
    **if** *Modif*==*NO* **then**
      $Q_{overflow} = 0$ Modif=YES
    **end**
  **end**
  **else**
    **if** *Modif*==*YES* **then**
      Modif=NO
    **end**
  **end**
**end**

**Algorithm 2:** Vérification du débit de débordement

**if** *Position maille* == *RIV* **then**
  **if** $Q_{riv,i-1} \leq 0$ **then**
    **if** *Modif*==*NO* **then**
      $Q_{enr} = 0$ Modif=DRY
    **end**
  **else**
    **if** *Modif*==*DRY* **then**
      Modif=NO
    **end**
  **end**
**end**

**Algorithm 3:** Vérification du débit en rivière

#### A.4.3.2 Vérification du débit d'échange nappe-rivière (Check Qlim)

Une fois la charge en aquifère déterminée pour l'itération de picard i, le débit échangé entre la nappe et la rivière est vérifié.

**if** *Position maille == RIV* **then**
  **if** *Modif!=DRY* **then**
    $Q_{enr,i} = Cr_{riv}(\Theta(H_{Aq,i} - H_{riv,i-1}) + (1 - theta)(H^n_{Aq} - H^n_{riv})$ **if** $Q_{enr,i} \leq Q_{lim}$ *And* *Modif==NO* **then**
      $Q_{enr,i+1} = Q_{lim}$ Modif=QLIM
    **else**
      **if** *Modif==QLIM* **then**
        Modif=NO
      **end**
    **end**
    **if** $-Q_{enr,i} + Q_{riv,i-1} < 0$ **then**
      $Q_{enr,i+1} = 0$ **if** *Modif!=DRY* **then**
        Modif=DRY
      **end**
    **end**
  **end**
**end**

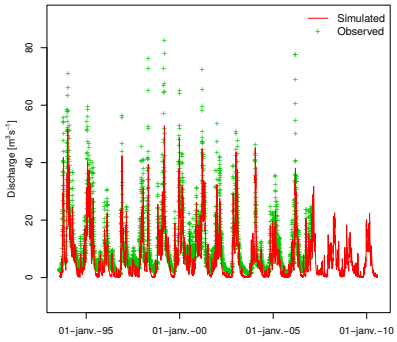
**Algorithm 4:** Vérification du débit échangé entre la nappe et la rivière (Check Qlim)

# Annexe B

# Résultats de simulation Cawaqs2.0

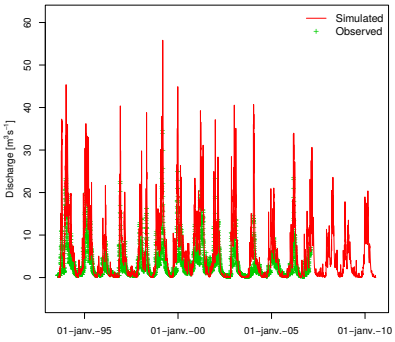
## B.1 Chroniques de débit en rivière sur la période de calibration 1993-2010

**Station H0100020 at LA_SEINE_A_PLAINES-ST-LANGE**



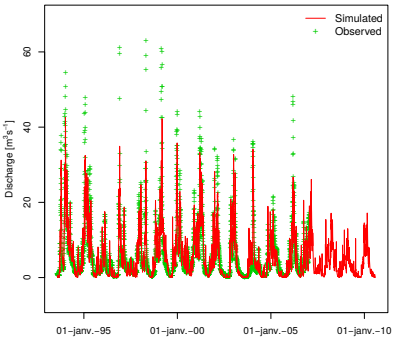

BIAS [m³s⁻¹] =-3.36 REL. BIAS [-] =-0.31 RMSE [m³s⁻¹] = 5.55 NASH [-] = 0.74

**Station H0203030 at LA_LAIGNES_AUX_RICEYS**



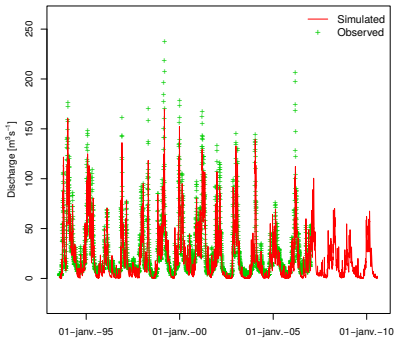

BIAS [m³s⁻¹] =2.8 REL. BIAS [-] =0.85 RMSE [m³s⁻¹] = 5.19 NASH [-] = -0.74

**Station H0321030 at L_OURCE_A_AUTRICOURT**



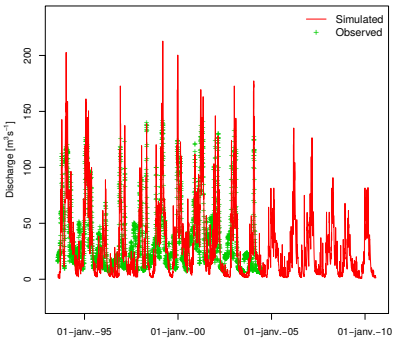

BIAS [m³s⁻¹] =-0.51 REL. BIAS [-] =-0.08 RMSE [m³s⁻¹] = 3.54 NASH [-] = 0.8

**Station H0400010 at LA_SEINE_A_BAR-SUR-SEINE**



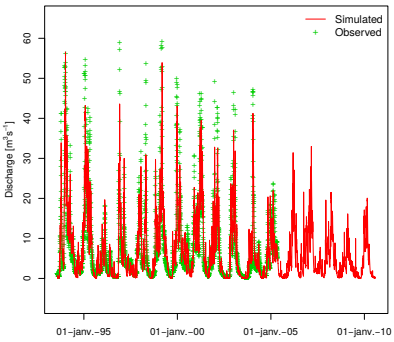

BIAS [m³s⁻¹] =-3.82 REL. BIAS [-] =-0.14 RMSE [m³s⁻¹] = 11.93 NASH [-] = 0.83

**Station H0800010 at La_Seine_totale_Troyes**



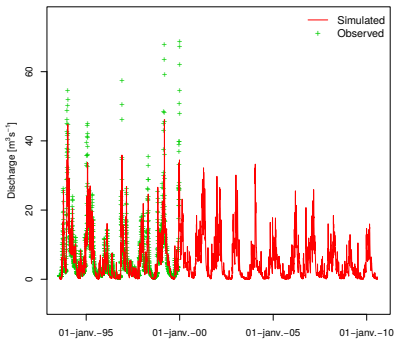

BIAS [m³s⁻¹] =-1.97 REL. BIAS [-] =-0.05 RMSE [m³s⁻¹] = 19.25 NASH [-] = 0.62

**Station H1051020 at L_AUBE_A_LONGCHAMP-SUR-AUJON_(OUTRE_AUI**



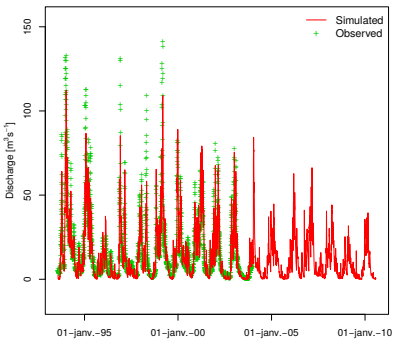

BIAS [m³s⁻¹] =-0.07 REL. BIAS [-] =-0.01 RMSE [m³s⁻¹] = 4.05 NASH [-] = 0.83

**Station H1122010 at L_AUJON_A_RENNEPONT**



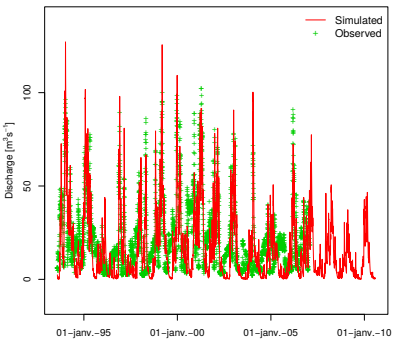

BIAS [m³s⁻¹] =-0.59 REL. BIAS [-] =-0.09 RMSE [m³s⁻¹] = 3.62 NASH [-] = 0.83

**Station H1201010 at L_Aube_Bar_sur_Aube**



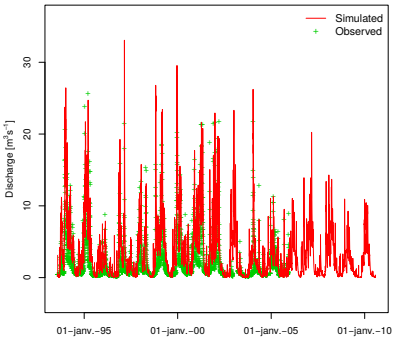

BIAS [m³s⁻¹] =-1.05 REL. BIAS [-] =-0.06 RMSE [m³s⁻¹] = 8.11 NASH [-] = 0.84

**Station H1231010 at L_AUBE_A_BLAINCOURT-SUR-AUBE**



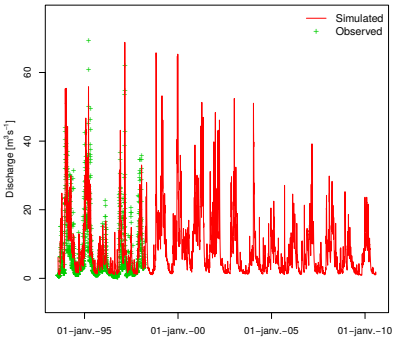

BIAS [m³s⁻¹] =-3.64 REL. BIAS [-] =-0.17 RMSE [m³s⁻¹] = 13.11 NASH [-] = 0.5

**Station H1302010 at LA_VOIRE_A_DROYES_(GERVILLIERS)**



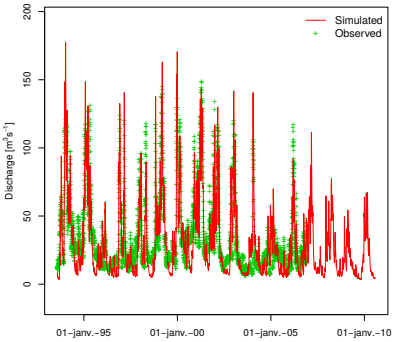

BIAS [$m^3s^{-1}$] =1.45 REL. BIAS [–] =0.64 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 2.59 NASH [–] = 0.34

**Station H1362010 at LA_VOIRE_A_LASSICOURT**



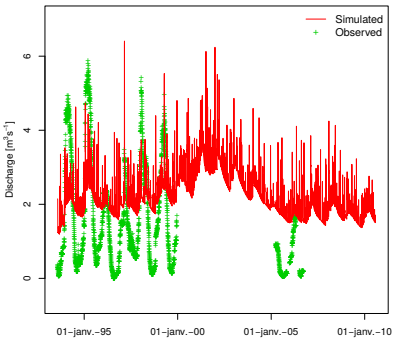

BIAS [$m^3s^{-1}$] =2.25 REL. BIAS [–] =0.31 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 5.06 NASH [–] = 0.69

**Station H1501010 at L_AUBE_A_ARCIS−SUR−AUBE**



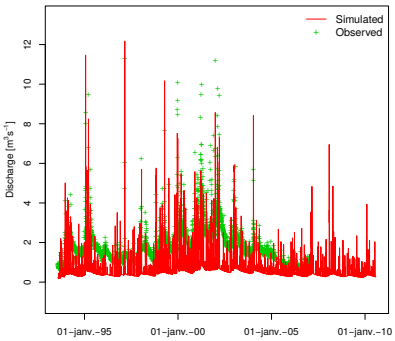

BIAS [$m^3s^{-1}$] =−1.81 REL. BIAS [–] =−0.05 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 12.29 NASH [–] = 0.81

**Station H1603010 at La_Superbe_St−Saturnin**



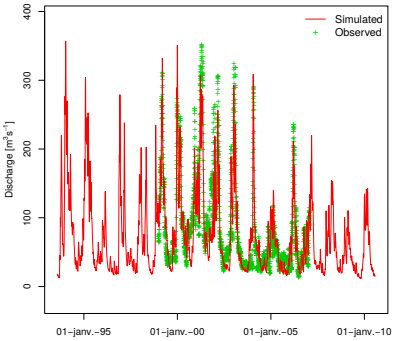

BIAS [$m^3s^{-1}$] =0.63 REL. BIAS [–] =0.42 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 1.41 NASH [–] = 0.02

**Station H1932020 at LA_VOULZIE_A_JUTIGNY**



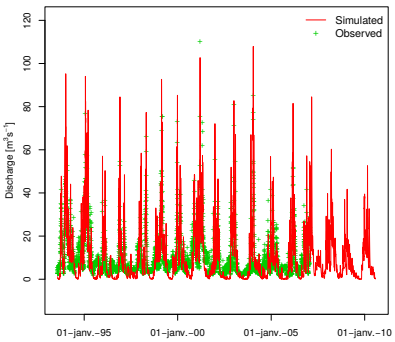

BIAS [$m^3s^{-1}$] =−1.06 REL. BIAS [–] =−0.58 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 1.27 NASH [–] = −0.73

**Station H1940020 at La_Seine_Bazoches−l_s−Bray**



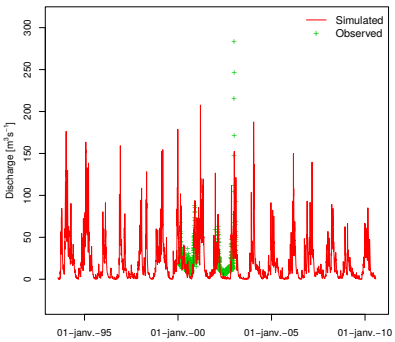

BIAS [$m^3s^{-1}$] =−5.62 REL. BIAS [–] =−0.06 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 29.89 NASH [–] = 0.82

**Station H2051010 at L_YONNE_A_DORNECY**



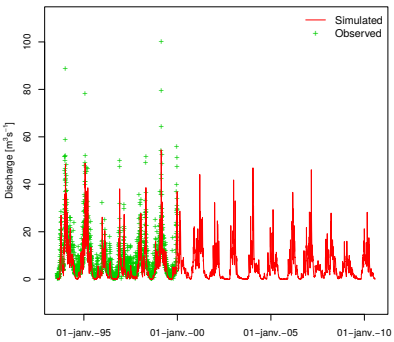

BIAS [$m^3s^{-1}$] =0.55 REL. BIAS [–] =0.06 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 7.42 NASH [–] = 0.39

**Station H2081020 at L_Yonne_Clamecy**



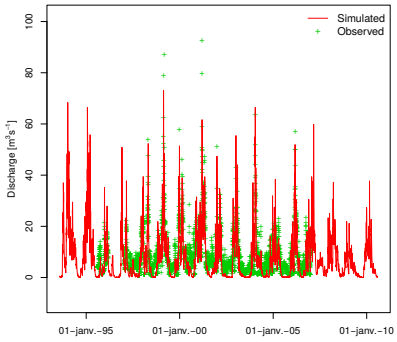

BIAS [$m^3s^{-1}$] =1 REL. BIAS [–] =0.04 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 16.96 NASH [–] = 0.38

**ion H2142010 at LA_CURE_A_DOMECY−SUR−CURE_(CRESCENT_BOIS_DE**



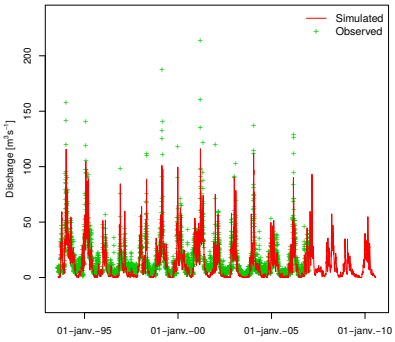

BIAS [$m^3s^{-1}$] =−2.87 REL. BIAS [–] =−0.32 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 4.5 NASH [–] = 0.77

**Station H2142030 at LA_CURE_A_FOISSY-LES-VEZELAY**



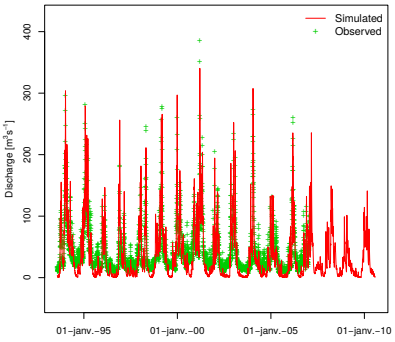

BIAS [m³s⁻¹] =-1.57 REL. BIAS [-] =-0.18 RMSE [m³s⁻¹] = 5.1 NASH [-] = 0.62

**Station H2182010 at LA_CURE_A_ARCY-SUR-CURE**



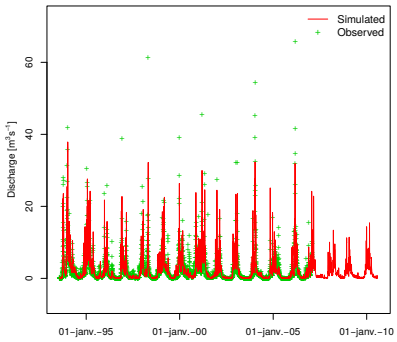

BIAS [m³s⁻¹] =-2.73 REL. BIAS [-] =-0.17 RMSE [m³s⁻¹] = 7.65 NASH [-] = 0.8

**Station H2221010 at L_YONNE_A_GURGY**



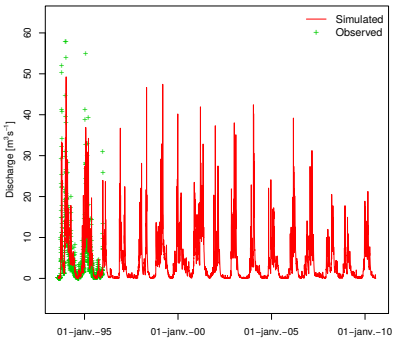

BIAS [m³s⁻¹] =-2.67 REL. BIAS [-] =-0.06 RMSE [m³s⁻¹] = 18.71 NASH [-] = 0.76

**Station H2322010 at LE_SEREIN_A_BIERRE-LES-SEMUR**



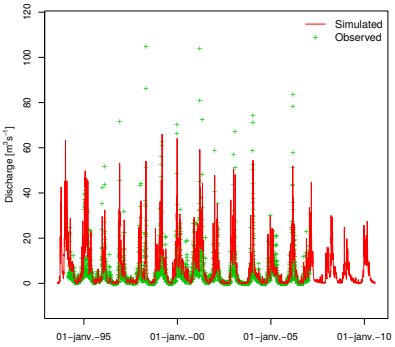

BIAS [m³s⁻¹] =0.08 REL. BIAS [-] =0.04 RMSE [m³s⁻¹] = 2.15 NASH [-] = 0.72

**Station H2322020 at LE_SEREIN_A_GUILLON_(COURTEROLLES)**



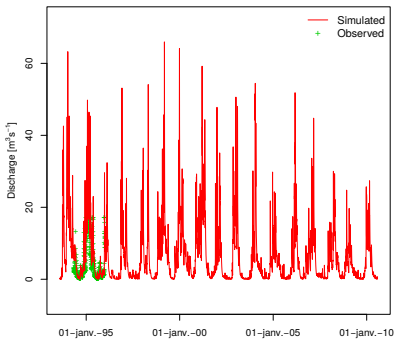

BIAS [m³s⁻¹] =0.7 REL. BIAS [-] =0.13 RMSE [m³s⁻¹] = 3.44 NASH [-] = 0.82

**Station H2332020 at LE_SEREIN_A_DISSANGIS**



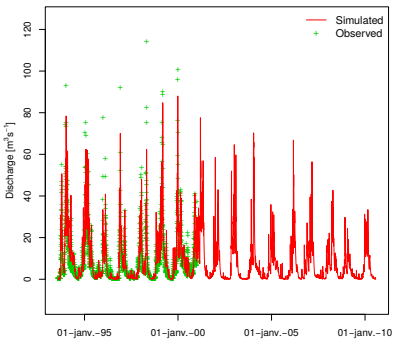

BIAS [m³s⁻¹] =1.94 REL. BIAS [-] =0.44 RMSE [m³s⁻¹] = 4.74 NASH [-] = 0.64

**Station H2332030 at LE_SEREIN_A_NOYERS**



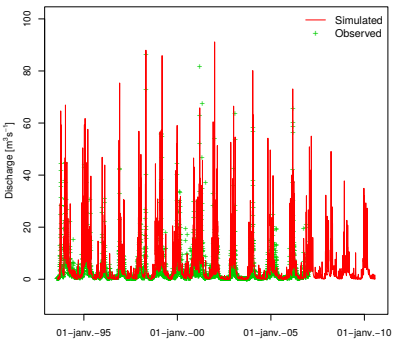

BIAS [m³s⁻¹] =2.3 REL. BIAS [-] =0.5 RMSE [m³s⁻¹] = 5.31 NASH [-] = 0.07

**Station H2342010 at LE_SEREIN_A_CHABLIS**



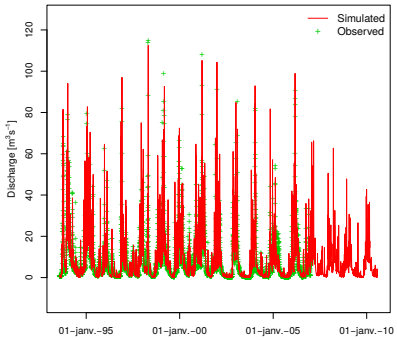

BIAS [m³s⁻¹] =1.13 REL. BIAS [-] =0.12 RMSE [m³s⁻¹] = 5.78 NASH [-] = 0.78

**Station H2412010 at L_ARMANAON_A_QUINCY-LE-VICOMTE**



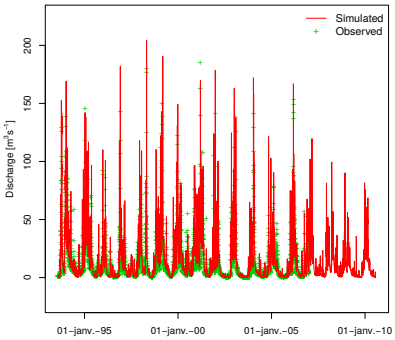

BIAS [m³s⁻¹] =1.59 REL. BIAS [-] =0.44 RMSE [m³s⁻¹] = 6.51 NASH [-] = 0.02

**Station H2442340 at LA_BRENNE_A_MONTBARD**



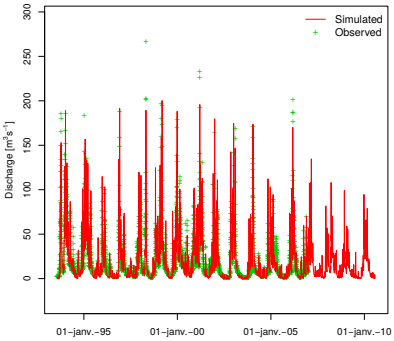

BIAS [m³s⁻¹] =0.14 REL. BIAS [−] =0.02 RMSE [m³s⁻¹] = 7.46 NASH [−] = 0.62

**Station H2452020 at L_ARMANCON_A_AISY−SUR−ARMANCON_(AVAL)**



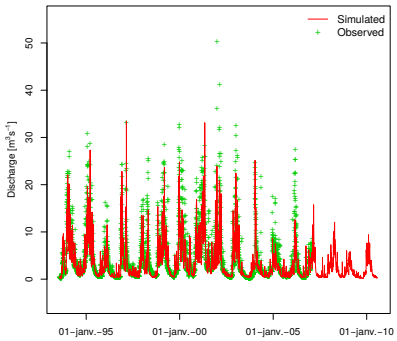

BIAS [m³s⁻¹] =2.95 REL. BIAS [−] =0.22 RMSE [m³s⁻¹] = 12.77 NASH [−] = 0.57

**Station H2462020 at L_ARMANCON_A_TRONCHOY**



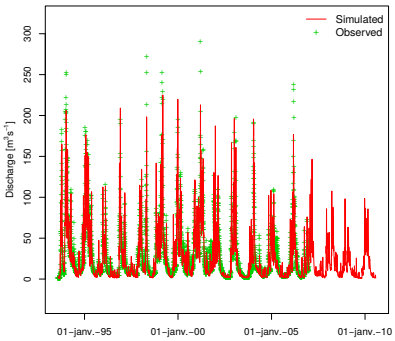

BIAS [m³s⁻¹] =0.2 REL. BIAS [−] =0.01 RMSE [m³s⁻¹] = 14.48 NASH [−] = 0.71

**Station H2473010 at L_ARMANCE_A_CHESSY−LES−PRES**



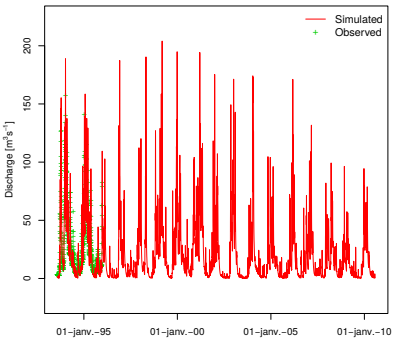

BIAS [m³s⁻¹] =−1.02 REL. BIAS [−] =−0.23 RMSE [m³s⁻¹] = 2.77 NASH [−] = 0.72

**Station H2482010 at L_Armanon_Brienon_sur_Armanon**



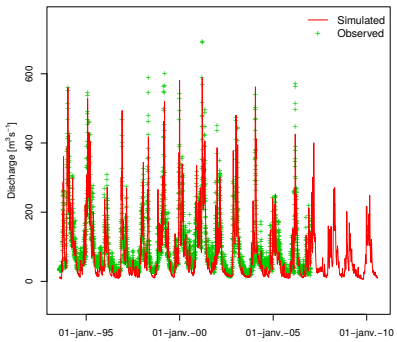

BIAS [m³s⁻¹] =−1.57 REL. BIAS [−] =−0.05 RMSE [m³s⁻¹] = 15.18 NASH [−] = 0.81

**Station H2482020 at L_ARMANCON_A_JAULGES**



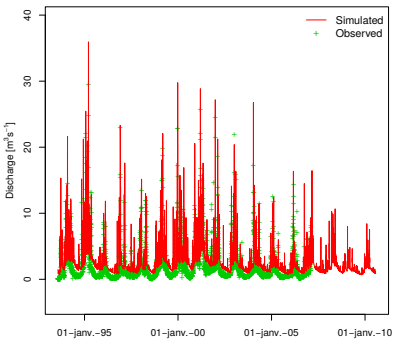

BIAS [m³s⁻¹] =1.24 REL. BIAS [−] =0.04 RMSE [m³s⁻¹] = 13.88 NASH [−] = 0.75

**Station H2721010 at L_YONNE_A_COURLON−SUR−YONNE**



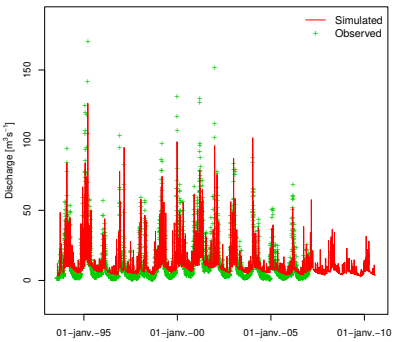

BIAS [m³s⁻¹] =−9.5 REL. BIAS [−] =−0.09 RMSE [m³s⁻¹] = 29.21 NASH [−] = 0.89

**Station H3021010 at LE_LOING_A_MONTBOUY**



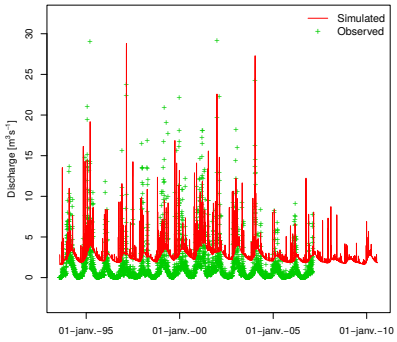

BIAS [m³s⁻¹] =0.72 REL. BIAS [−] =0.34 RMSE [m³s⁻¹] = 2.21 NASH [−] = 0.36

**Station H3201010 at Le_Loing_Chlette_sur_Loing**



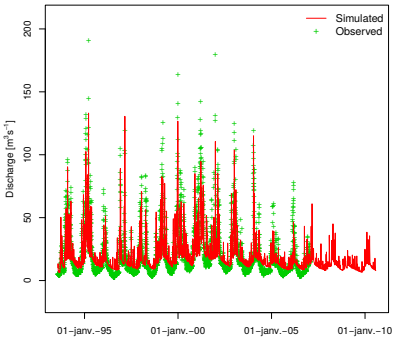

BIAS [m³s⁻¹] =−0.79 REL. BIAS [−] =−0.06 RMSE [m³s⁻¹] = 10.39 NASH [−] = 0.55

**Station H3322010 at LA_BEZONDE_A_PANNES**



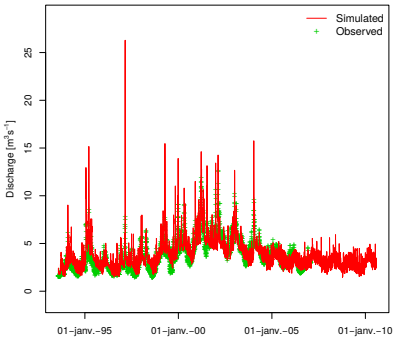

BIAS [m³s⁻¹] =1.59 REL. BIAS [−] =1.02 RMSE [m³s⁻¹] = 2.42 NASH [−] = 0.15

**Station H3621010 at LE_LOING_A_EPISY**



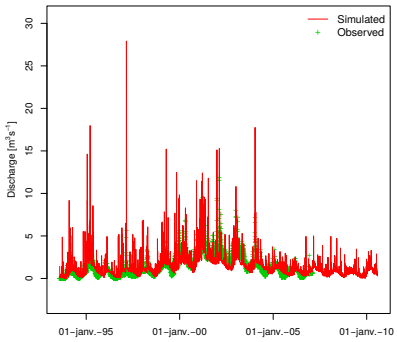

BIAS [m³s⁻¹] =−0.22 REL. BIAS [−] =−0.01 RMSE [m³s⁻¹] = 9.93 NASH [−] = 0.75

**tation H4022020 at L_ESSONNE_A_GUIGNEVILLE−SUR−ESSONNE_(LA_MC**



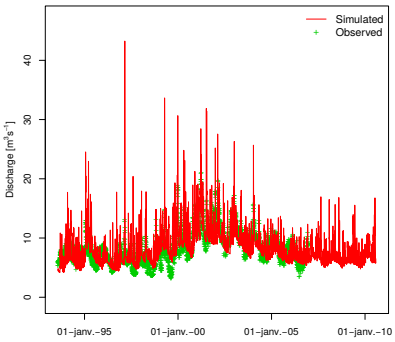

BIAS [m³s⁻¹] =0.25 REL. BIAS [−] =0.07 RMSE [m³s⁻¹] = 1.05 NASH [−] = 0.54

**Station H4022030 at L_ESSONNE_A_BOULANCOURT**



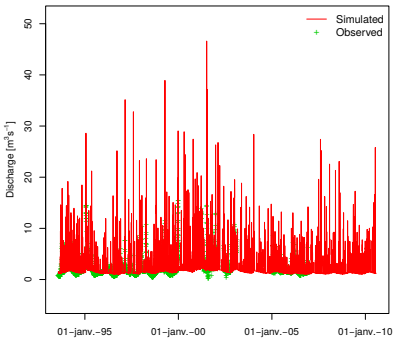

BIAS [m³s⁻¹] =0.08 REL. BIAS [−] =0.05 RMSE [m³s⁻¹] = 1.19 NASH [−] = 0.14

**Station H4042010 at L_ESSONNE_A_BALLANCOURT−SUR−ESSONNE**



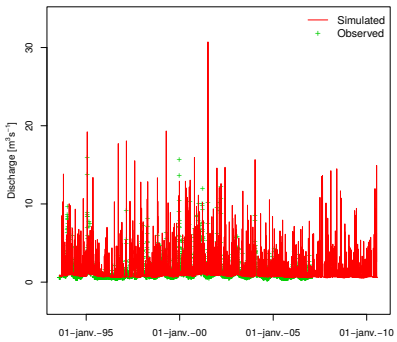

BIAS [m³s⁻¹] =0.28 REL. BIAS [−] =0.03 RMSE [m³s⁻¹] = 2.24 NASH [−] = 0.28

**Station H4232040 at L_ORGE_A_EPINAY−SUR−ORGE_(LE_BREUIL)**



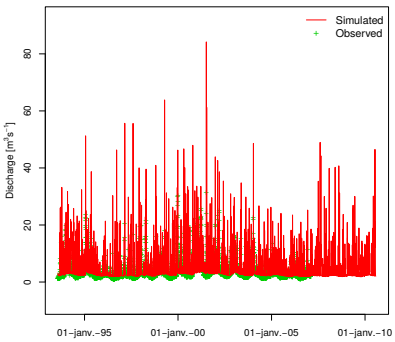

BIAS [m³s⁻¹] =0.45 REL. BIAS [−] =0.18 RMSE [m³s⁻¹] = 2.71 NASH [−] = −0.77

**Station H4243010 at L_YVETTE_A_VILLEBON−SUR−YVETTE**



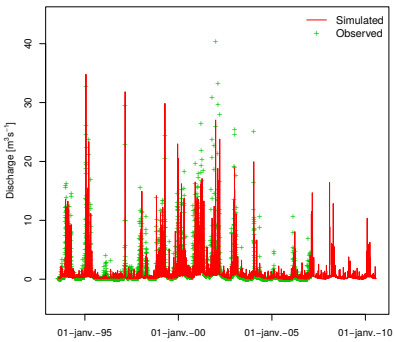

BIAS [m³s⁻¹] =0.19 REL. BIAS [−] =0.14 RMSE [m³s⁻¹] = 1.41 NASH [−] = −0.24

**Station H4252010 at L_ORGE_A_MORSANG−SUR−ORGE**



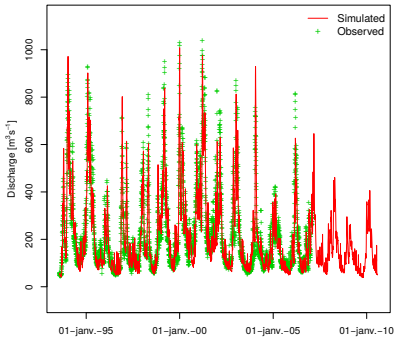

BIAS [m³s⁻¹] =1.21 REL. BIAS [−] =0.3 RMSE [m³s⁻¹] = 4.33 NASH [−] = −0.52

**Station H4322030 at L_YERRES_A_COURTOMER_(PARADIS)**



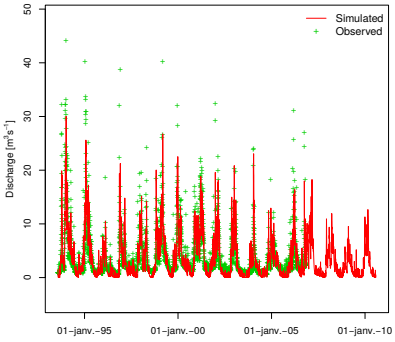

BIAS [m³s⁻¹] =−0.59 REL. BIAS [−] =−0.36 RMSE [m³s⁻¹] = 2.4 NASH [−] = 0.48

**Station H4340020 at LA_SEINE_A_ALFORTVILLE**



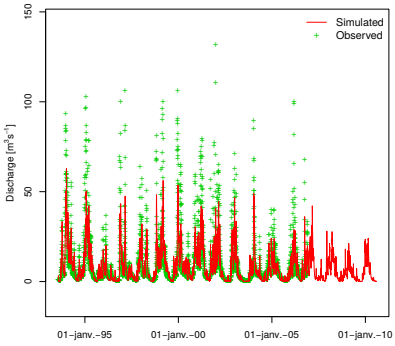

BIAS [m³s⁻¹] =−5.42 REL. BIAS [−] =−0.02 RMSE [m³s⁻¹] = 49.51 NASH [−] = 0.92

**Station H5011020 at LA_MARNE_A_MARNAY−SUR−MARNE**



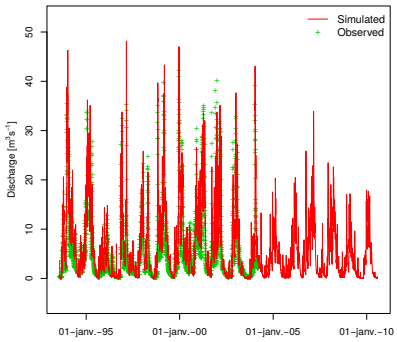

BIAS [m³s⁻¹] =−0.1 REL. BIAS [−] =−0.03 RMSE [m³s⁻¹] = 1.88 NASH [−] = 0.82

**Station H5062010 at LE_ROGNON_A_SAUCOURT−SUR−ROGNON**



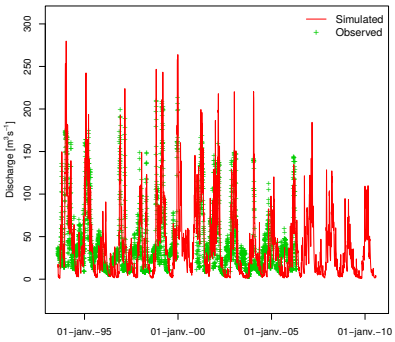

BIAS [m³s⁻¹] =−1.54 REL. BIAS [−] =−0.16 RMSE [m³s⁻¹] = 7.85 NASH [−] = 0.71

**Station H5083050 at La_Blaise_Louvemont_Pont−Varin**



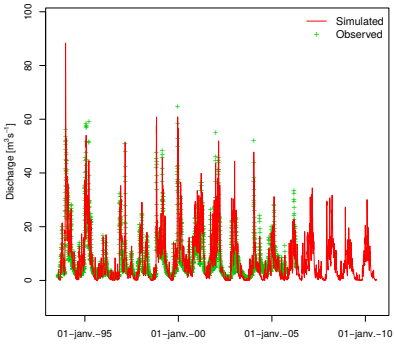

BIAS [m³s⁻¹] =1.33 REL. BIAS [−] =0.24 RMSE [m³s⁻¹] = 3.15 NASH [−] = 0.8

**Station H5091010 at LA_MARNE_A_FRIGNICOURT**



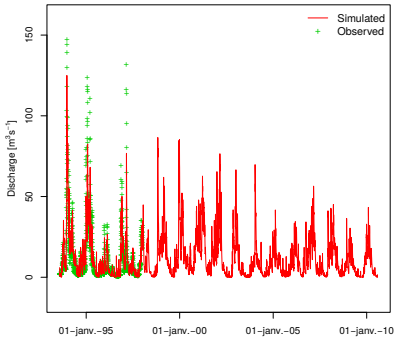

BIAS [m³s⁻¹] =1.31 REL. BIAS [−] =0.03 RMSE [m³s⁻¹] = 24.46 NASH [−] = 0.61

**Station H5102030 at LA_SAULX_A_MOGNEVILLE**



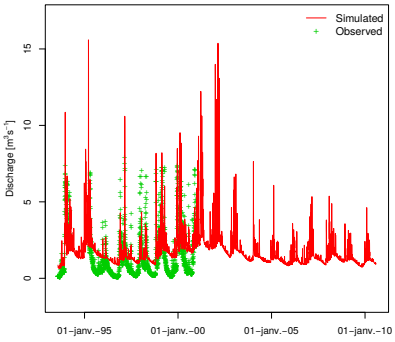

BIAS [m³s⁻¹] =0.32 REL. BIAS [−] =0.04 RMSE [m³s⁻¹] = 3.84 NASH [−] = 0.81

**Station H5122310 at L_ORNAIN_A_FAINS−VAEL**



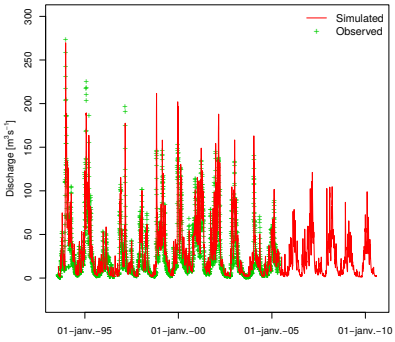

BIAS [m³s⁻¹] =0.36 REL. BIAS [−] =0.03 RMSE [m³s⁻¹] = 7.02 NASH [−] = 0.87

**Station H5153010 at LA_VIERE_A_VAL−DE−VIERE**



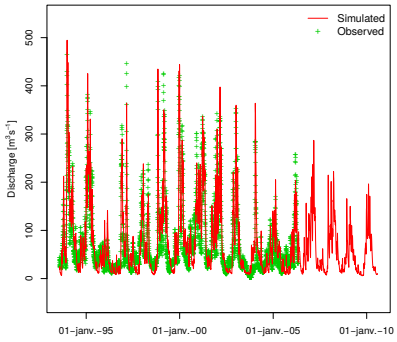

BIAS [m³s⁻¹] =0.35 REL. BIAS [−] =0.24 RMSE [m³s⁻¹] = 1.12 NASH [−] = 0.53

**Station H5172010 at LE_SAULX_A_VITRY−EN−PERTHOIS**



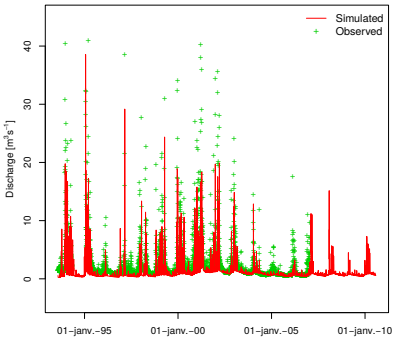

BIAS [m³s⁻¹] =4.03 REL. BIAS [−] =0.14 RMSE [m³s⁻¹] = 10.68 NASH [−] = 0.9

**Station H5201010 at LA_MARNE_A_CHALONS-EN-CHAMPAGNE_(2)**



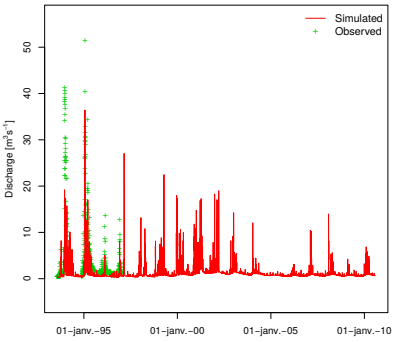

BIAS [m³s⁻¹] =5.27 REL. BIAS [–] =0.07 RMSE [m³s⁻¹] = 26.14 NASH [–] = 0.87

**Station H5302010 at LE_SURMELIN_A_ST-EUGENE**



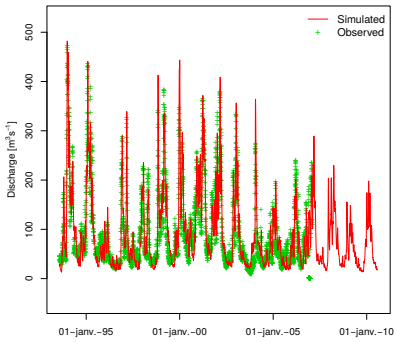

BIAS [m³s⁻¹] =-1.35 REL. BIAS [–] =-0.51 RMSE [m³s⁻¹] = 2.77 NASH [–] = 0.47

**Station H5302020 at LE_SURMELIN_A_MAZY-MOULINS**



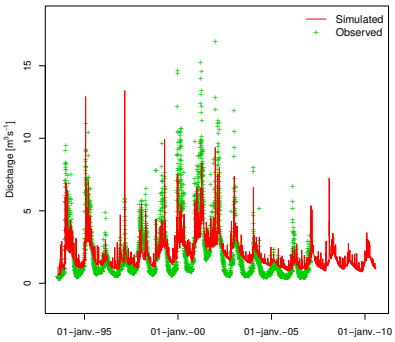

BIAS [m³s⁻¹] =-2.66 REL. BIAS [–] =-0.65 RMSE [m³s⁻¹] = 5.94 NASH [–] = 0.29

**Station H5321010 at LA_MARNE_A_LA_FERTE-SOUS-JOUARRE**



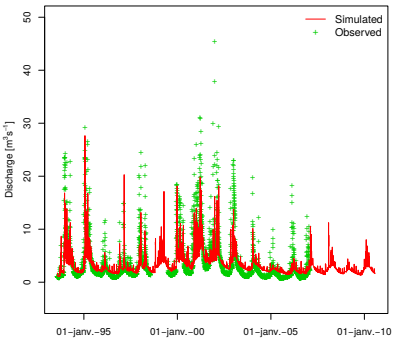

BIAS [m³s⁻¹] =2.69 REL. BIAS [–] =0.03 RMSE [m³s⁻¹] = 26.73 NASH [–] = 0.89

**Station H5412010 at LE_PETIT_MORIN_A_MONTMIRAIL**



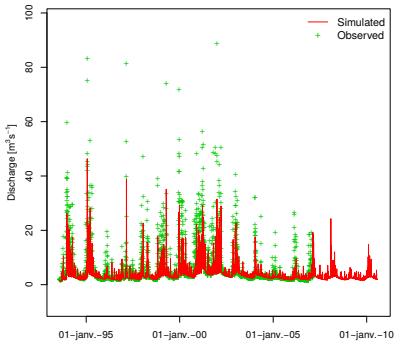

BIAS [m³s⁻¹] =-0.12 REL. BIAS [–] =-0.06 RMSE [m³s⁻¹] = 1.36 NASH [–] = 0.56

**Station H5412020 at LE_PETIT_MORIN_A_JOUARRE**



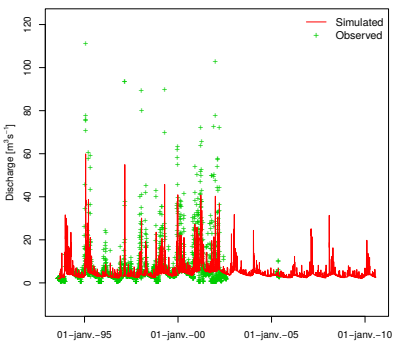

BIAS [m³s⁻¹] =-0.45 REL. BIAS [–] =-0.12 RMSE [m³s⁻¹] = 2.7 NASH [–] = 0.6

**Station H5732010 at Le_GrandMorin_Pommeuse**



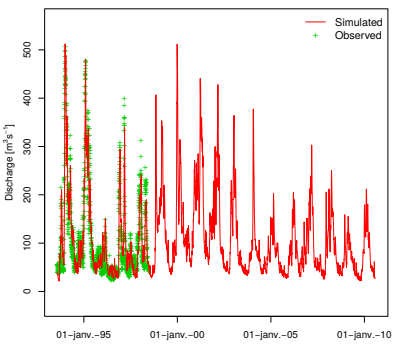

BIAS [m³s⁻¹] =-1.8 REL. BIAS [–] =-0.31 RMSE [m³s⁻¹] = 4.7 NASH [–] = 0.56

**Station H5752030 at Le_GrandMorin_Serbonne**



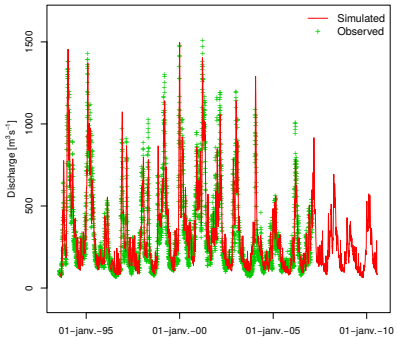

BIAS [m³s⁻¹] =-1.25 REL. BIAS [–] =-0.18 RMSE [m³s⁻¹] = 5.86 NASH [–] = 0.64

**Station H5841010 at LA_MARNE_A_NOISIEL**



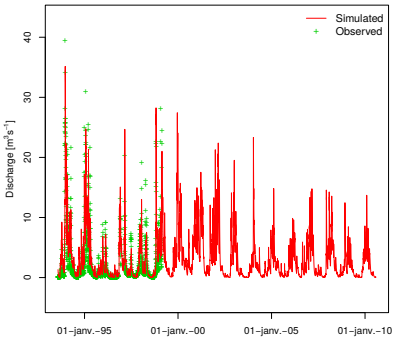

BIAS [m³s⁻¹] =3.55 REL. BIAS [–] =0.03 RMSE [m³s⁻¹] = 27.15 NASH [–] = 0.92

**Station H5920010 at LA_SEINE_A_PARIS_(PONT_DAUSTERLITZ)**



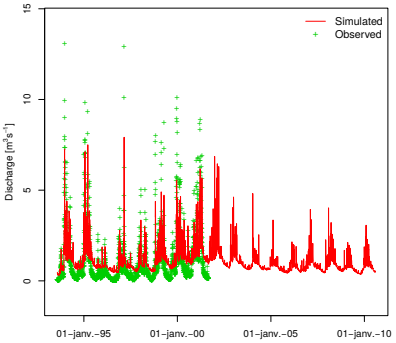

BIAS [m³s⁻¹] =13.22 REL. BIAS [−] =0.04 RMSE [m³s⁻¹] = 70.73 NASH [−] = 0.93

**Station H6021010 at L_AISNE_A_PASSAVANT−EN−ARGONNE**



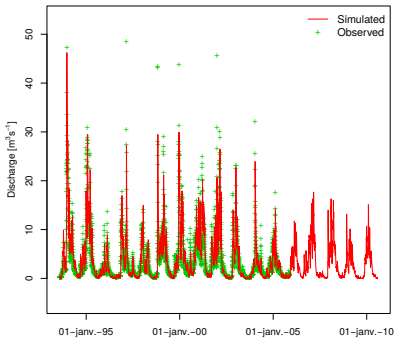

BIAS [m³s⁻¹] =0.74 REL. BIAS [−] =0.3 RMSE [m³s⁻¹] = 2.21 NASH [−] = 0.77

**Station H6023210 at L_ANTE_A_CHATRICES**



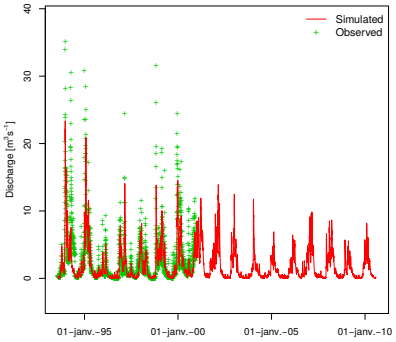

BIAS [m³s⁻¹] =0.13 REL. BIAS [−] =0.12 RMSE [m³s⁻¹] = 0.87 NASH [−] = 0.63

**Station H6102010 at L_AIRE_A_AMBLAINCOURT**



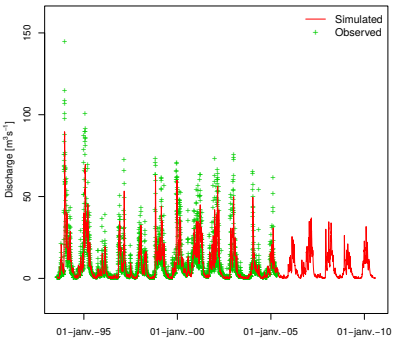

BIAS [m³s⁻¹] =0.3 REL. BIAS [−] =0.08 RMSE [m³s⁻¹] = 1.64 NASH [−] = 0.9

**Station H6113010 at LA_COUSANCES_A_AUBREVILLE**



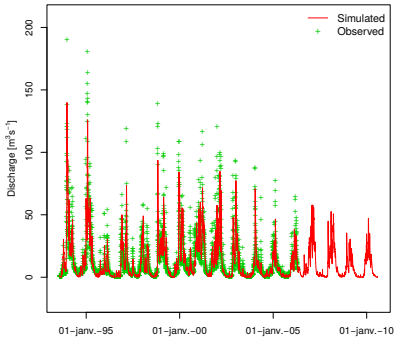

BIAS [m³s⁻¹] =−0.52 REL. BIAS [−] =−0.19 RMSE [m³s⁻¹] = 2.15 NASH [−] = 0.71

**Station H6122010 at L_AIRE_A_VARENNES−EN−ARGONNE**



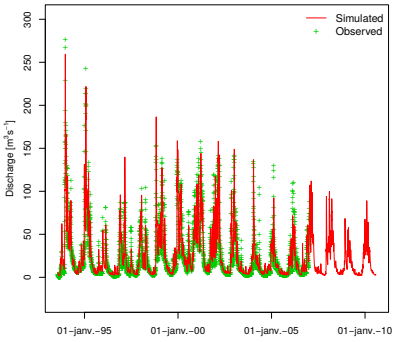

BIAS [m³s⁻¹] =−0.64 REL. BIAS [−] =−0.07 RMSE [m³s⁻¹] = 5.36 NASH [−] = 0.86

**Station H6162010 at L_AIRE_A_CHEVIERES**



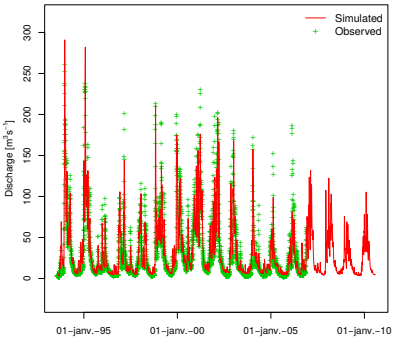

BIAS [m³s⁻¹] =−0.48 REL. BIAS [−] =−0.04 RMSE [m³s⁻¹] = 7.16 NASH [−] = 0.86

**Station H6201010 at L_AISNE_A_MOURON**



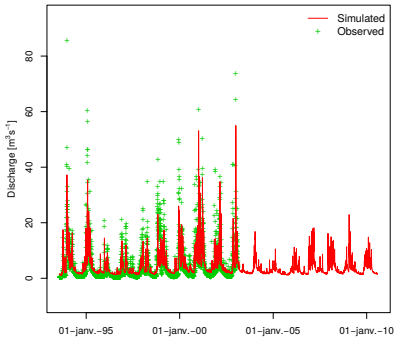

BIAS [m³s⁻¹] =1.96 REL. BIAS [−] =0.08 RMSE [m³s⁻¹] = 9.14 NASH [−] = 0.91

**Station H6221010 at L_AISNE_A_GIVRY**



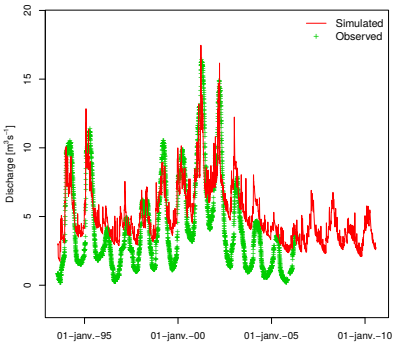

BIAS [m³s⁻¹] =1.77 REL. BIAS [−] =0.06 RMSE [m³s⁻¹] = 10.77 NASH [−] = 0.92

**Station H6233020 at LA_VAUX_A_ECLY**



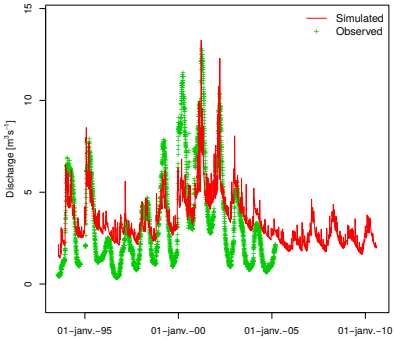

BIAS [m³s⁻¹] =−0.18 REL. BIAS [−] =−0.04 RMSE [m³s⁻¹] = 3.63 NASH [−] = 0.75

**Station H6313020 at La_Suippe_Orainville**



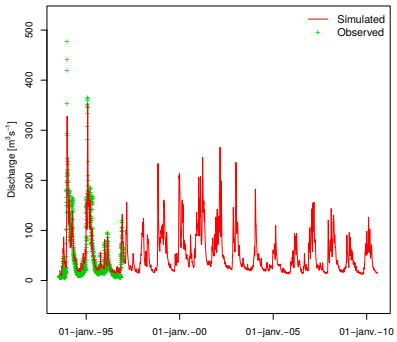

BIAS [m³s⁻¹] =1.23 REL. BIAS [−] =0.28 RMSE [m³s⁻¹] = 2.37 NASH [−] = 0.54

**Station H6313030 at LA_SUIPPE_A_SELLES**



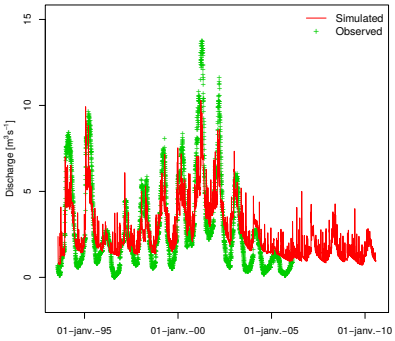

BIAS [m³s⁻¹] =0.41 REL. BIAS [−] =0.12 RMSE [m³s⁻¹] = 1.81 NASH [−] = 0.54

**Station H6321010 at L_AISNE_(TOTALE)_A_BERRY−AU−BAC**



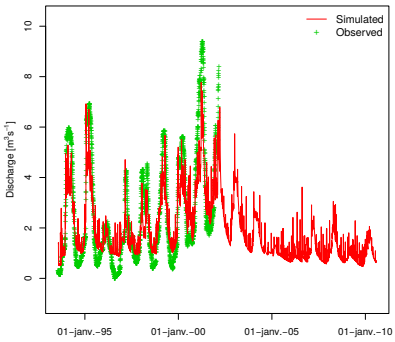

BIAS [m³s⁻¹] =4.35 REL. BIAS [−] =0.08 RMSE [m³s⁻¹] = 19.11 NASH [−] = 0.91

**Station H6402030 at LA_VESLE_A_PUISIEULX**



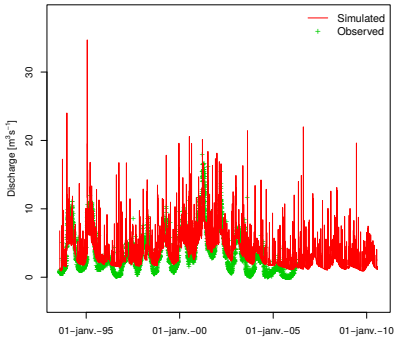

BIAS [m³s⁻¹] =−0.04 REL. BIAS [−] =−0.01 RMSE [m³s⁻¹] = 1.52 NASH [−] = 0.68

**Station H6402040 at LA_VESLE_A_BEAUMONT−SUR−VESLE**



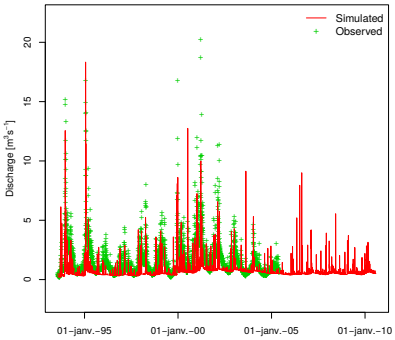

BIAS [m³s⁻¹] =−0.23 REL. BIAS [−] =−0.09 RMSE [m³s⁻¹] = 1.13 NASH [−] = 0.71

**Station H6412010 at LA_VESLE_A_ST−BRICE−COURCELLES**



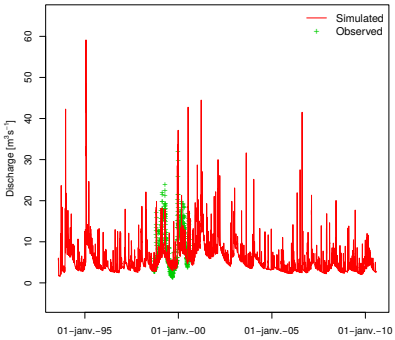

BIAS [m³s⁻¹] =0.47 REL. BIAS [−] =0.13 RMSE [m³s⁻¹] = 2.35 NASH [−] = 0.45

**Station H6423010 at L_ARDRES_A_FISMES**



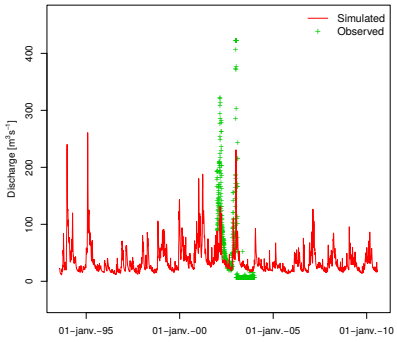

BIAS [m³s⁻¹] =−0.87 REL. BIAS [−] =−0.53 RMSE [m³s⁻¹] = 1.53 NASH [−] = 0.1

**Station H6432010 at LA_VESLE_A_BRAINE**



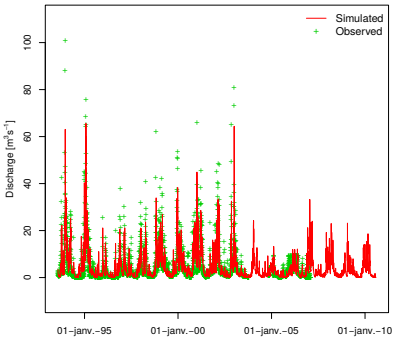

BIAS [m³s⁻¹] =−1.55 REL. BIAS [−] =−0.17 RMSE [m³s⁻¹] = 4.55 NASH [−] = 0.22

**Station H6531010 at L_AISNE_A_CHOISY-AU-BAC_(CENTRE_VILLE)**



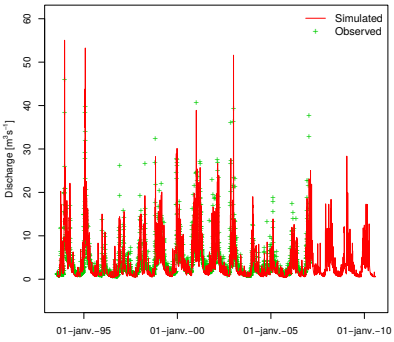

BIAS [m³s⁻¹] =-14.97 REL. BIAS [-] =-0.27 RMSE [m³s⁻¹] = 57 NASH [-] = 0.47

**Station H7021010 at L_Oise_a_Hirson**



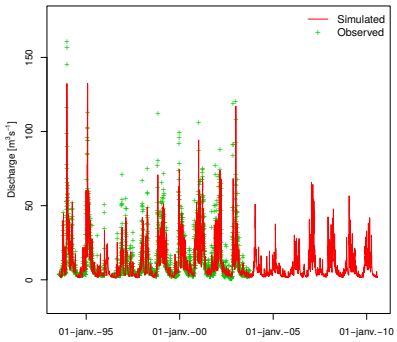

BIAS [m³s⁻¹] =-0.25 REL. BIAS [-] =-0.05 RMSE [m³s⁻¹] = 3.49 NASH [-] = 0.8

**Station H7033010 at Le_Thon_Origny_en_Thirache**



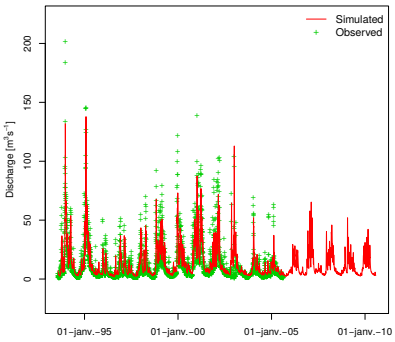

BIAS [m³s⁻¹] =-0.17 REL. BIAS [-] =-0.04 RMSE [m³s⁻¹] = 2 NASH [-] = 0.77

**Station H7041010 at L_OISE_A_MONCEAU-SUR-OISE**



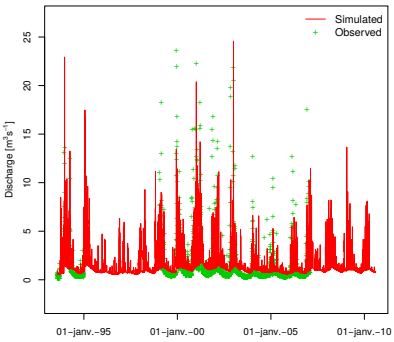

BIAS [m³s⁻¹] =-1.04 REL. BIAS [-] =-0.08 RMSE [m³s⁻¹] = 5.81 NASH [-] = 0.87

**Station H7061010 at L_Oise_Origny_Sainte_Benoite**



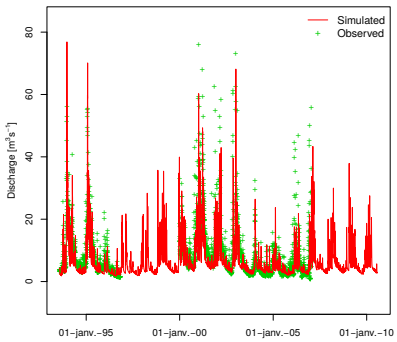

BIAS [m³s⁻¹] =1.61 REL. BIAS [-] =0.13 RMSE [m³s⁻¹] = 7.57 NASH [-] = 0.79

**Station H7102020 at LA_SERRE_A_MONTCORNET**



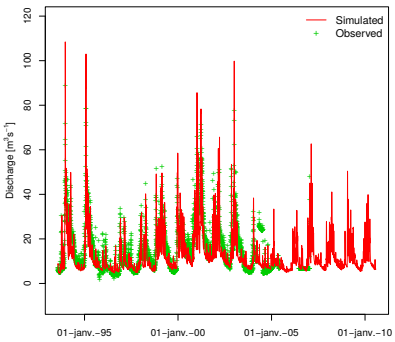

BIAS [m³s⁻¹] =0.15 REL. BIAS [-] =0.11 RMSE [m³s⁻¹] = 1.54 NASH [-] = 0.52

**Station H7142010 at LA_SERRE_A_MORTIERS**



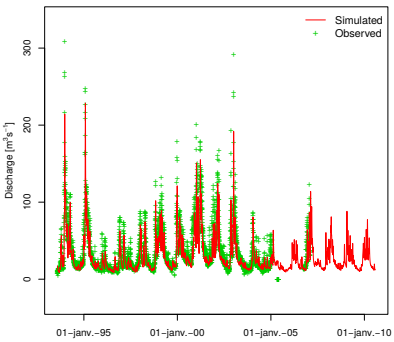

BIAS [m³s⁻¹] =-1.32 REL. BIAS [-] =-0.15 RMSE [m³s⁻¹] = 4.03 NASH [-] = 0.76

**Station H7162010 at LA_SERRE_A_PONT-A-BUCY**



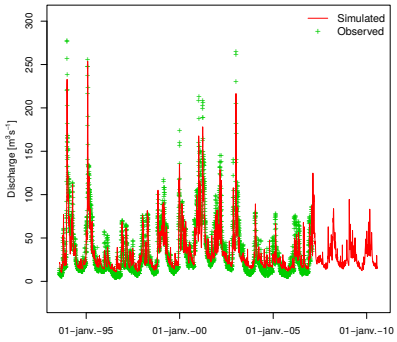

BIAS [m³s⁻¹] =-1.69 REL. BIAS [-] =-0.11 RMSE [m³s⁻¹] = 5.79 NASH [-] = 0.71

**Station H7201010 at L_Oise_Condren**



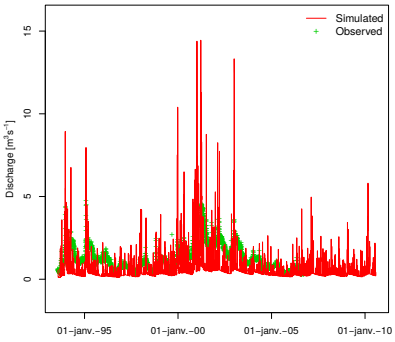

BIAS [m³s⁻¹] =-5.38 REL. BIAS [-] =-0.15 RMSE [m³s⁻¹] = 11.27 NASH [-] = 0.87

**Station H7401010 at L_OISE_A_SEMPIGNY**



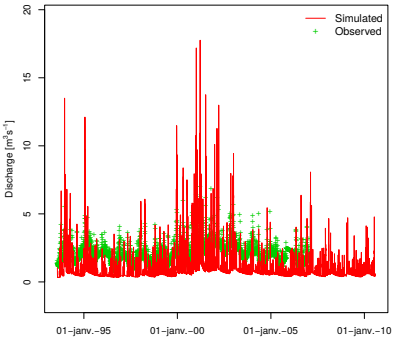

BIAS [m³s⁻¹] =−0.58 REL. BIAS [−] =−0.02 RMSE [m³s⁻¹] = 12.24 NASH [−] = 0.86

**Station H7423710 at L_ARONDE_A_CLAIROIX**



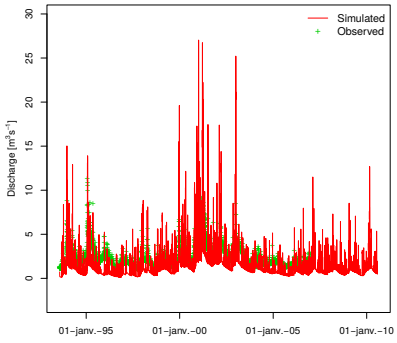

BIAS [m³s⁻¹] =−0.53 REL. BIAS [−] =−0.42 RMSE [m³s⁻¹] = 1.12 NASH [−] = −0.99

**Station H7513010 at L_AUTOMNE_A_SAINTINES**



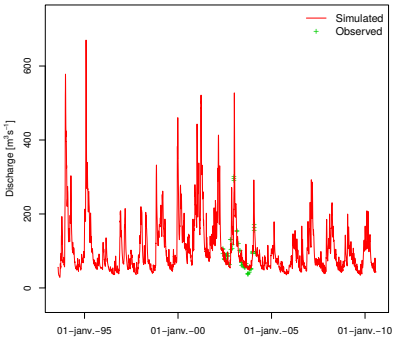

BIAS [m³s⁻¹] =−1.07 REL. BIAS [−] =−0.5 RMSE [m³s⁻¹] = 1.43 NASH [−] = −3.33

**Station H7602010 at LA_BRACHE_A_NOGENT−SUR−OISE**



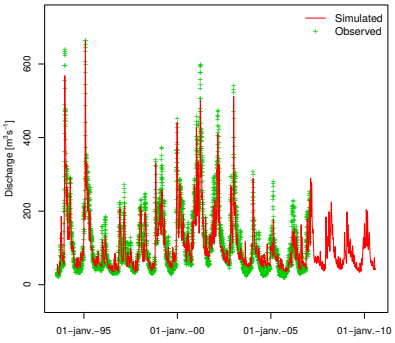

BIAS [m³s⁻¹] =−0.83 REL. BIAS [−] =−0.34 RMSE [m³s⁻¹] = 1.73 NASH [−] = −1.03

**Station H7611011 at L_Oise_a_Creil**



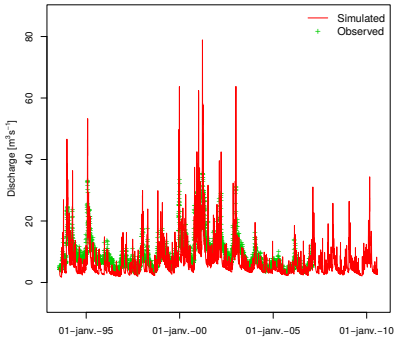

BIAS [m³s⁻¹] =0.77 REL. BIAS [−] =0.01 RMSE [m³s⁻¹] = 21.91 NASH [−] = 0.85

**Station H7611012 at L_Oise_a_Pont−Ste−Maxence**



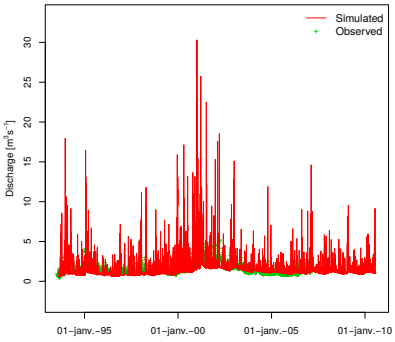

BIAS [m³s⁻¹] =−6.73 REL. BIAS [−] =−0.06 RMSE [m³s⁻¹] = 29.91 NASH [−] = 0.9

**Station H7742020 at Le_Thrain_Maysel**



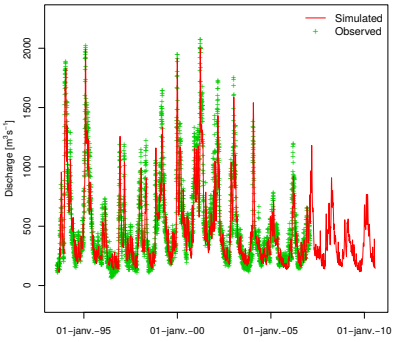

BIAS [m³s⁻¹] =−1.48 REL. BIAS [−] =−0.17 RMSE [m³s⁻¹] = 4.07 NASH [−] = 0.38

**Station H7813010 at La_Nonette_Courteuil(St−Nicolas−d_Acy)**



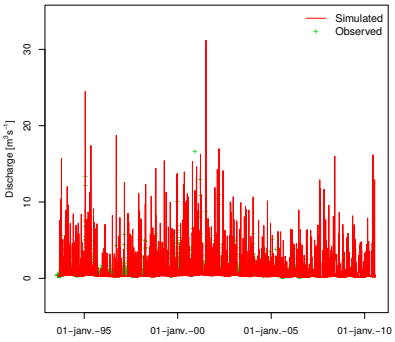

BIAS [m³s⁻¹] =0.05 REL. BIAS [−] =0.03 RMSE [m³s⁻¹] = 1.47 NASH [−] = −3.7

**Station H7900010 at La_Seine_Mantes−la−Jolie(Poissy−Mericourt)**



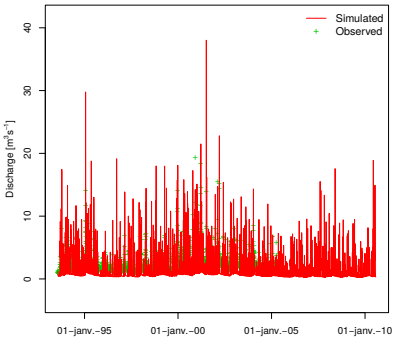

BIAS [m³s⁻¹] =−18.27 REL. BIAS [−] =−0.04 RMSE [m³s⁻¹] = 99.36 NASH [−] = 0.92

**Station H7913020 at LA_MAULDRE_A_BEYNES_(MAIRIE)**



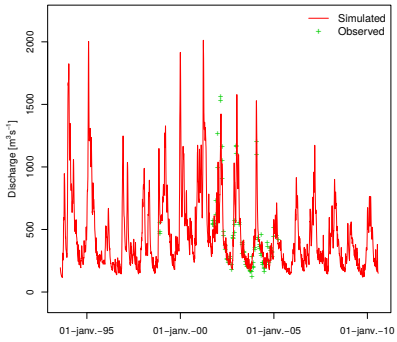

BIAS [$m^3s^{-1}$] =−0.09 REL. BIAS [−] =−0.08 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 1.48 NASH [−] = −1.38

**Station H7913030 at LA_MAULDRE_A_AULNAY−SUR−MAULDRE**



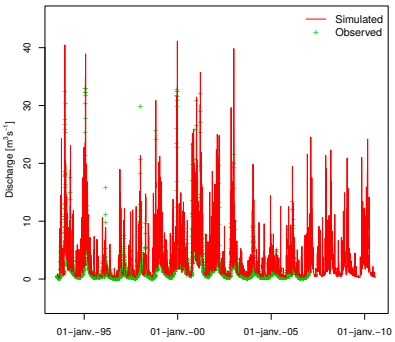

BIAS [$m^3s^{-1}$] =−0.44 REL. BIAS [−] =−0.2 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 1.83 NASH [−] = −0.87

**Station H7940012 at La_Seine_Mericourt**



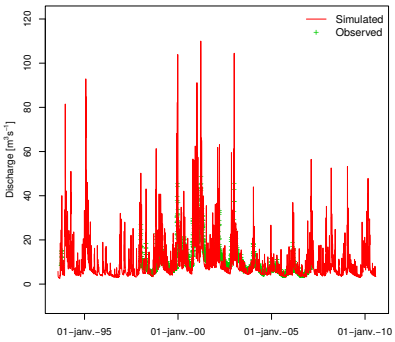

BIAS [$m^3s^{-1}$] =−7.56 REL. BIAS [−] =−0.02 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 119.83 NASH [−] = 0.85

**Station H8012010 at L_EPTE_A_GOURNAY−EN−BRAY**



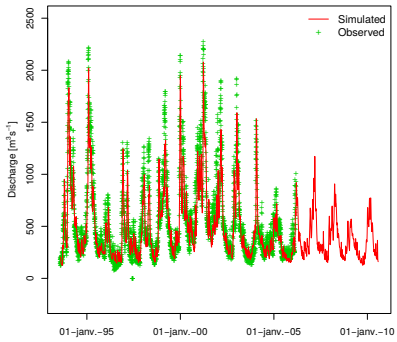

BIAS [$m^3s^{-1}$] =0.99 REL. BIAS [−] =0.49 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 2.76 NASH [−] = 0.35

**Station H8042010 at L_EPTE_A_FOURGES**



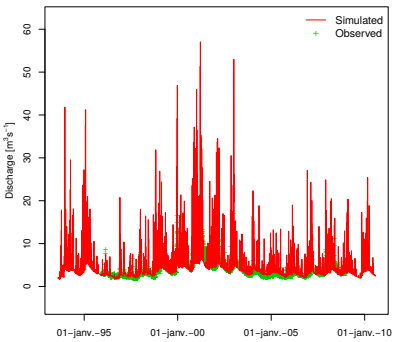

BIAS [$m^3s^{-1}$] =0.6 REL. BIAS [−] =0.06 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 7.23 NASH [−] = −0.33

**Station H8110010 at LA_SEINE_A_POSES**



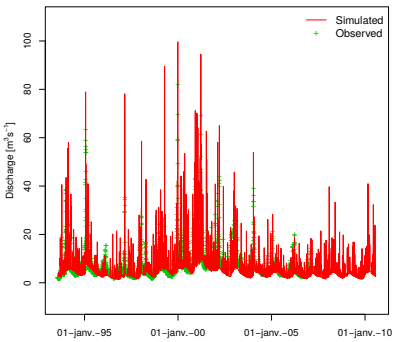

BIAS [$m^3s^{-1}$] =−48.45 REL. BIAS [−] =−0.09 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 140.24 NASH [−] = 0.88

**Station H8212010 at L_ANDELLE_A_VASCOEUIL**



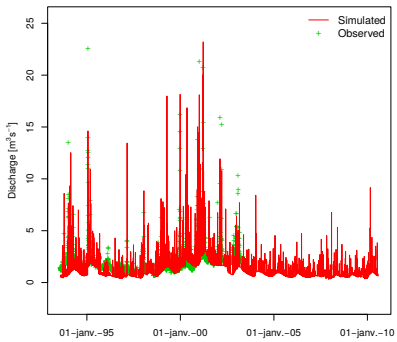

BIAS [$m^3s^{-1}$] =0.74 REL. BIAS [−] =0.19 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 3.33 NASH [−] = −2.29

**Station H9121010 at L_EURE_A_CHARPONT**



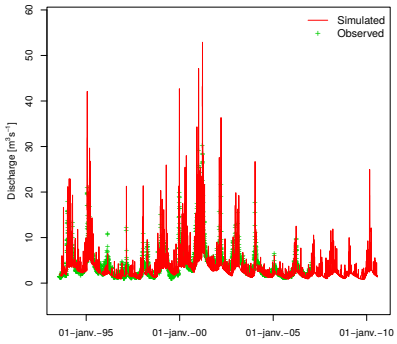

BIAS [$m^3s^{-1}$] =−0.32 REL. BIAS [−] =−0.04 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 6.25 NASH [−] = 0

**Station H9133040 at La_Blaise_Garnay**



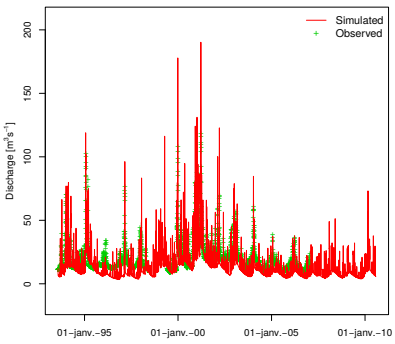

BIAS [$m^3s^{-1}$] =−0.33 REL. BIAS [−] =−0.16 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 1.32 NASH [−] = 0.14

**Station H9222010 at L_AVRE_A_MUZY**



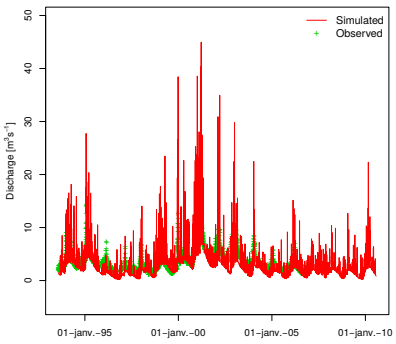

BIAS [$m^3s^{-1}$] =−0.51 REL. BIAS [−] =−0.13 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 2.71 NASH [−] = 0.23

**Station H9331010 at L_EURE_A_CAILLY−SUR−EURE**



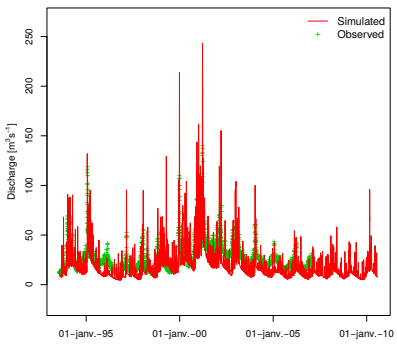

BIAS [$m^3s^{-1}$] =−4.17 REL. BIAS [−] =−0.21 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 12.08 NASH [−] = −0.03

**Station H9402030 at L_ITON_A_NORMANVILLE**



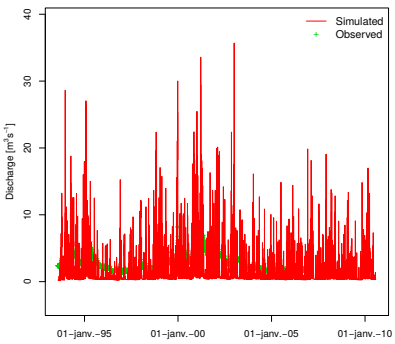

BIAS [$m^3s^{-1}$] =−0.37 REL. BIAS [−] =−0.1 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 2.74 NASH [−] = −1.09

**Station H9501010 at L_EURE_A_LOUVIERS**




BIAS [$m^3s^{-1}$] =−5.63 REL. BIAS [−] =−0.21 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 14.77 NASH [−] = −0.19

**Station H9913020 at LE_CAILLY_A_NOTRE−DAME−DE−BONDEVILLE**




BIAS [$m^3s^{-1}$] =−1.08 REL. BIAS [−] =−0.39 RMSE [$m^3s^{-1}$] = 2.96 NASH [−] = −5.94

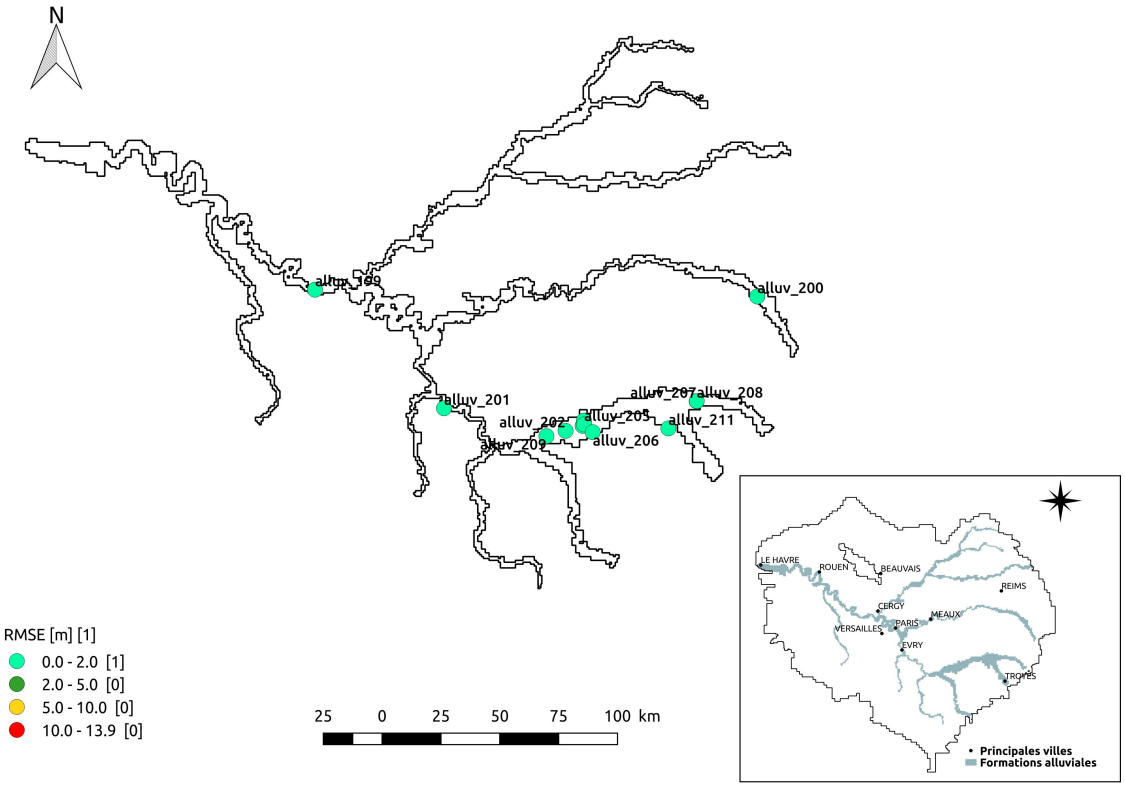
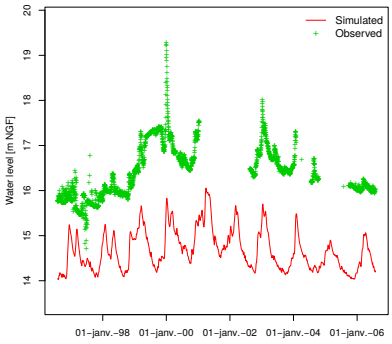



FIGURE B.1 – Racine carrées des erreurs quadratiques moyennes [m] entre la piézométrie observée et simulée au niveau de l'aquifère alluvial

## B.2 Chroniques piézométriques sur la période de calibration 1996-2006

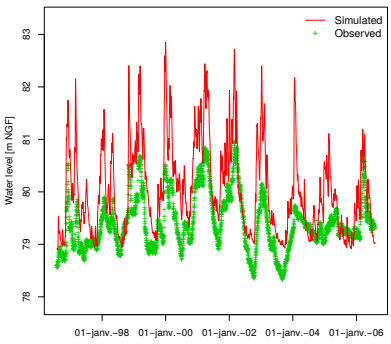
### B.2.1 Piézomètres alluviaux

**Well alluv_199 in alluv**



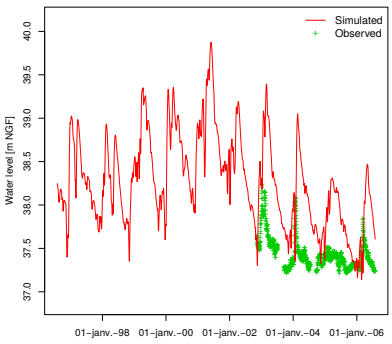

BIAS [m] = −1.79 RMSE [m] = 1.86 FLUCT.SD.R [−] = 1.37

**Well alluv_200 in alluv**



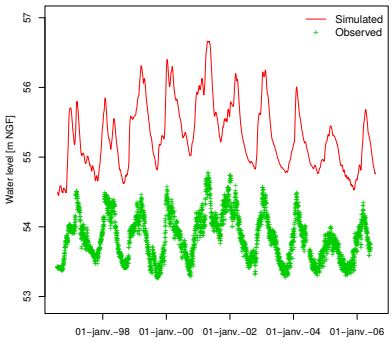

BIAS [m] = 0.65 RMSE [m] = 0.83 FLUCT.SD.R [−] = 1.77

**Well alluv_201 in alluv**



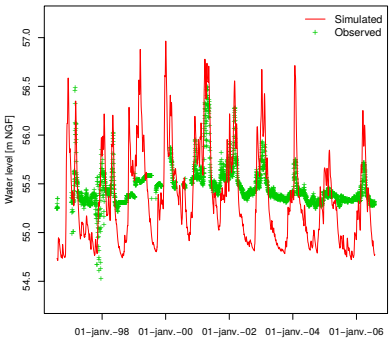

BIAS [m] = 0.56 RMSE [m] = 0.7 FLUCT.SD.R [−] = 2.65

**Well alluv_202 in alluv**



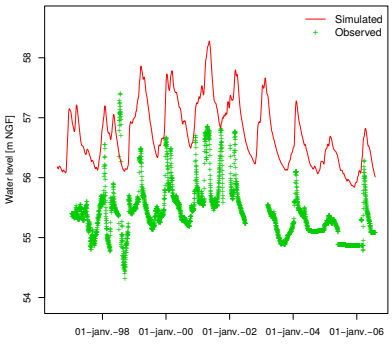

BIAS [m] = 1.47 RMSE [m] = 1.5 FLUCT.SD.R [−] = 1.34

**Well alluv_203 in alluv**



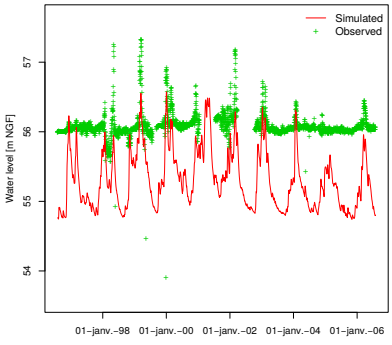

BIAS [m] = −0.09 RMSE [m] = 0.38 FLUCT.SD.R [−] = 2.71

**Well alluv_204 in alluv**



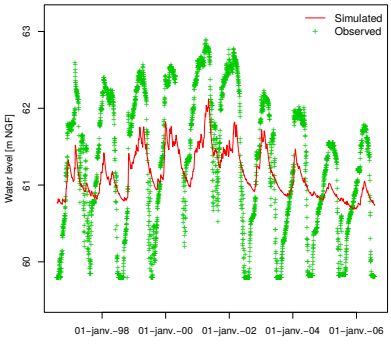

BIAS [m] = 1.32 RMSE [m] = 1.37 FLUCT.SD.R [−] = 1.01

**Well alluv_205 in alluv**



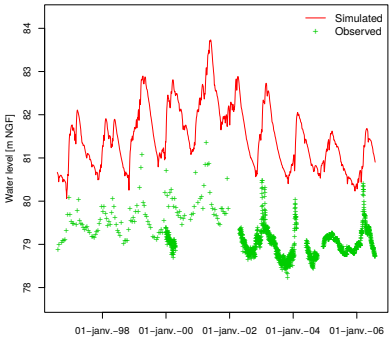

BIAS [m] = −0.79 RMSE [m] = 0.86 FLUCT.SD.R [−] = 2.02

**Well alluv_206 in alluv**

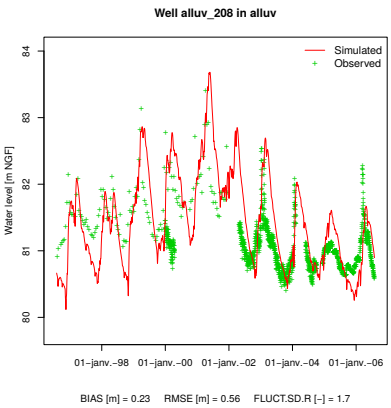



BIAS [m] = −0.15 RMSE [m] = 0.7 FLUCT.SD.R [−] = 0.26

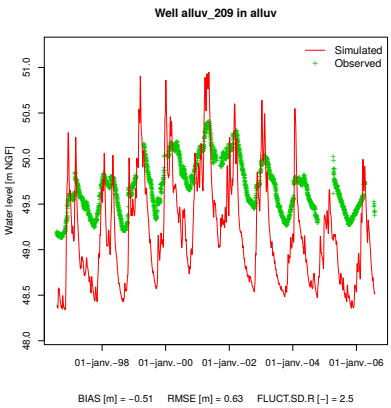
**Well alluv_207 in alluv**



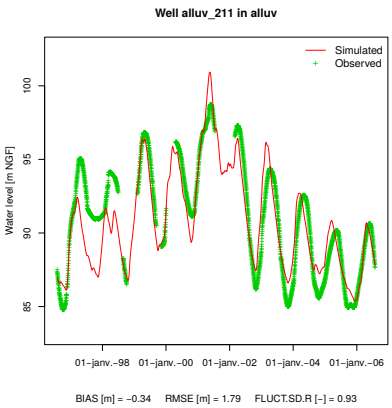

BIAS [m] = 2.22 RMSE [m] = 2.29 FLUCT.SD.R [−] = 1.7




BIAS [m] = 0.23 RMSE [m] = 0.56 FLUCT.SD.R [–] = 1.7




BIAS [m] = −0.51 RMSE [m] = 0.63 FLUCT.SD.R [–] = 2.5




BIAS [m] = −0.34 RMSE [m] = 1.79 FLUCT.SD.R [–] = 0.93

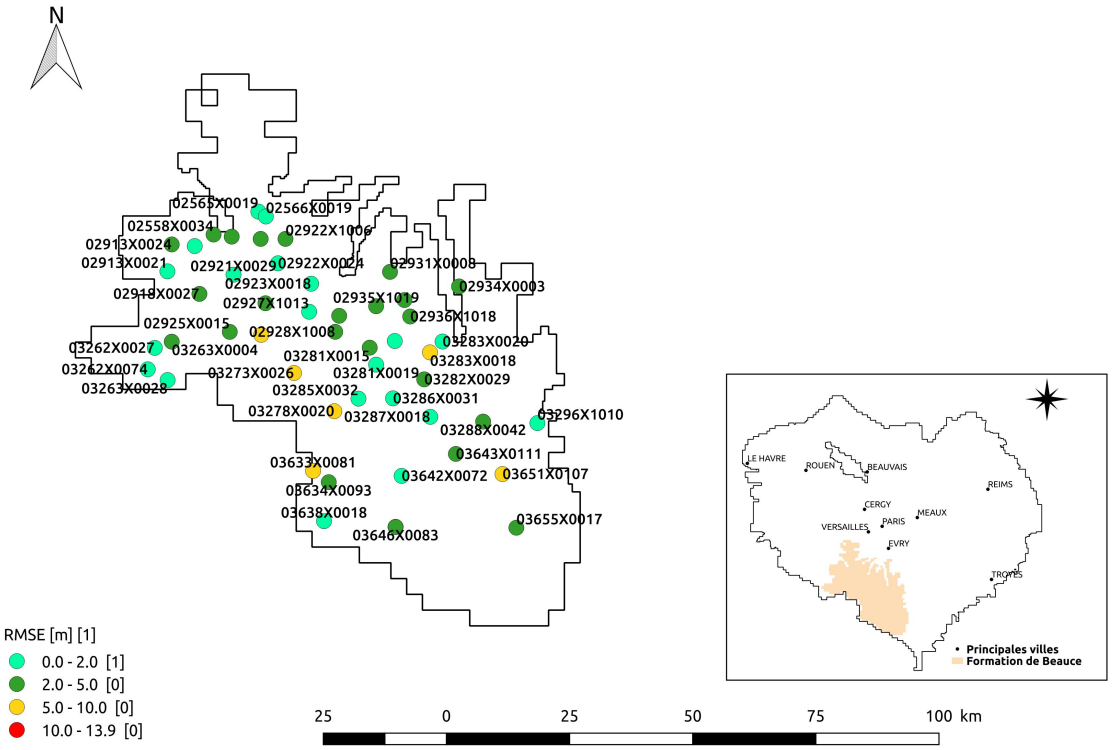
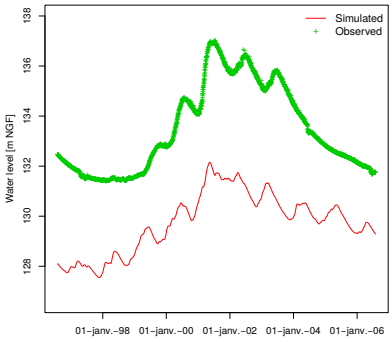



FIGURE B.2 – Racine carrées des erreurs quadratiques moyennes [m] entre la piézométrie observée et simulée au niveau de l'aquifère des formations calcaires de Beauce

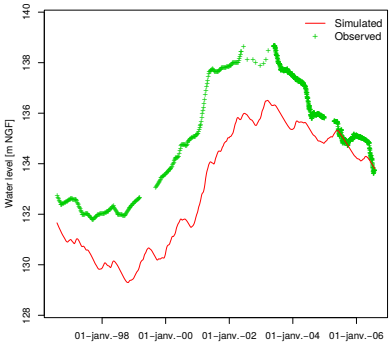
### B.2.2 Piézomètres de la Beauce

**Well 02558X0034 in beauce**



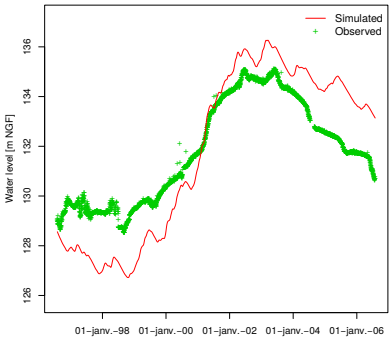

BIAS [m] = −3.7 RMSE [m] = 3.81 FLUCT.SD.R [−] = 0.94

**Well 02565X0019 in beauce**



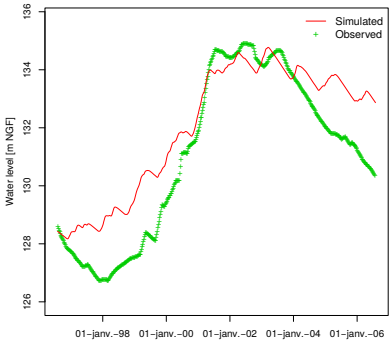

BIAS [m] = −1.39 RMSE [m] = 1.68 FLUCT.SD.R [−] = 0.91

**Well 02566X0019 in beauce**



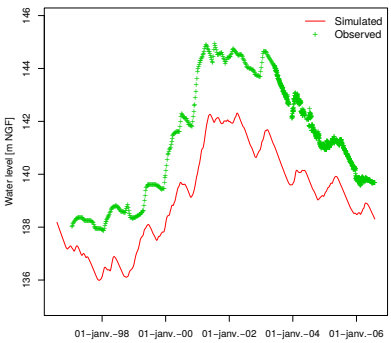

BIAS [m] = 0.01 RMSE [m] = 1.57 FLUCT.SD.R [−] = 1.48

**Well 02913X0021 in beauce**



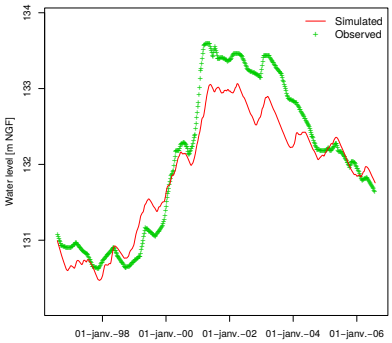

BIAS [m] = 0.97 RMSE [m] = 1.38 FLUCT.SD.R [−] = 1.07

**Well 02913X0024 in beauce**



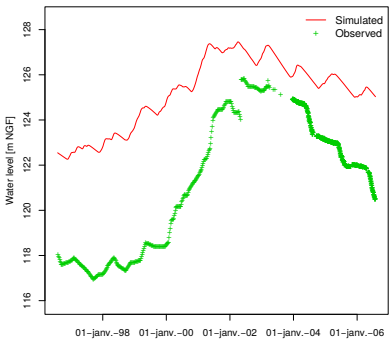

BIAS [m] = −2.05 RMSE [m] = 2.16 FLUCT.SD.R [−] = 1.13

**Well 02913X0030 in beauce**



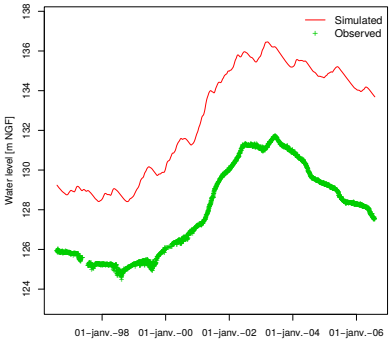

BIAS [m] = −0.18 RMSE [m] = 0.36 FLUCT.SD.R [−] = 0.88

**Well 02918X0027 in beauce**



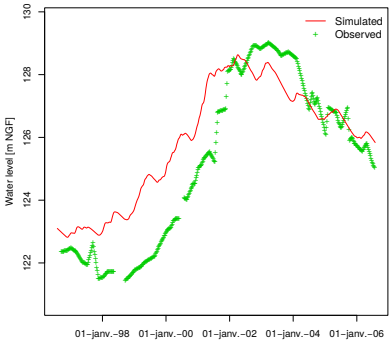

BIAS [m] = 3.24 RMSE [m] = 3.54 FLUCT.SD.R [−] = 0.92

**Well 02921X0001 in beauce**



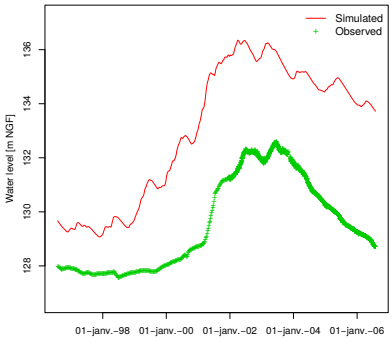

BIAS [m] = 4.72 RMSE [m] = 4.81 FLUCT.SD.R [−] = 1.62

**Well 02921X0029 in beauce**



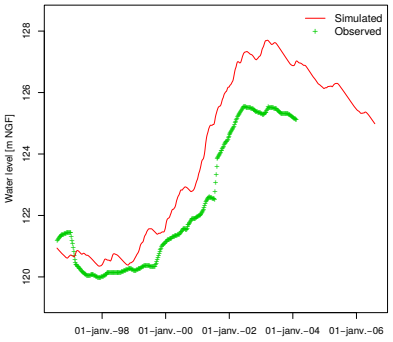

BIAS [m] = 0.71 RMSE [m] = 1.36 FLUCT.SD.R [−] = 0.84

**Well 02921X0030 in beauce**



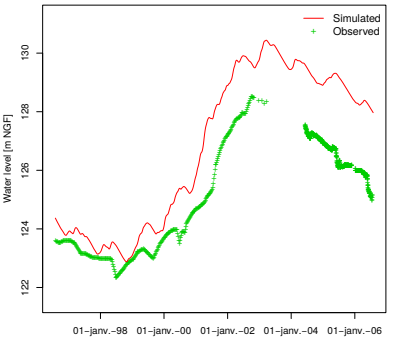

BIAS [m] = 4 RMSE [m] = 4.1 FLUCT.SD.R [−] = 1.56

**Well 02922X0024 in beauce**



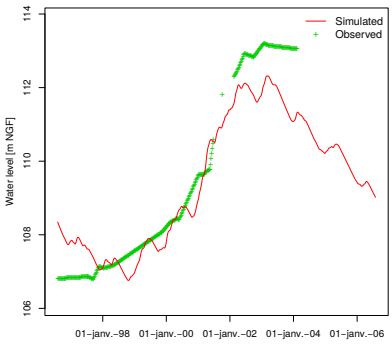

BIAS [m] = 1.08 RMSE [m] = 1.34 FLUCT.SD.R [−] = 1.2

**Well 02922X1006 in beauce**



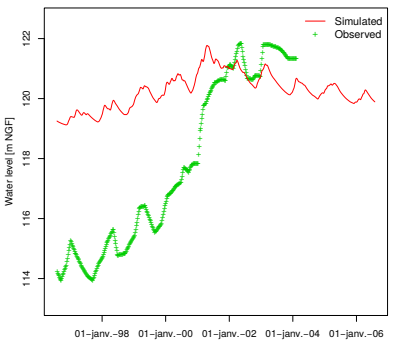

BIAS [m] = 1.92 RMSE [m] = 2.09 FLUCT.SD.R [−] = 1.36

**Well 02923X0018 in beauce**



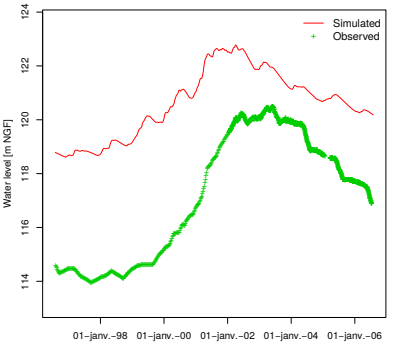

BIAS [m] = −0.26 RMSE [m] = 0.82 FLUCT.SD.R [−] = 1.93

**Well 02925X0015 in beauce**



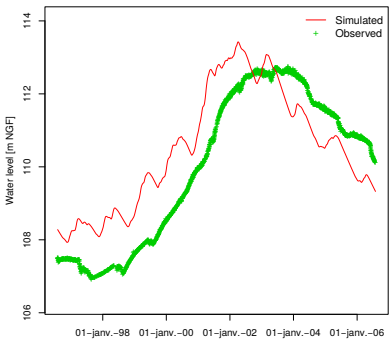

BIAS [m] = 2.47 RMSE [m] = 3.39 FLUCT.SD.R [−] = 0.65

**Well 02926X0013 in beauce**



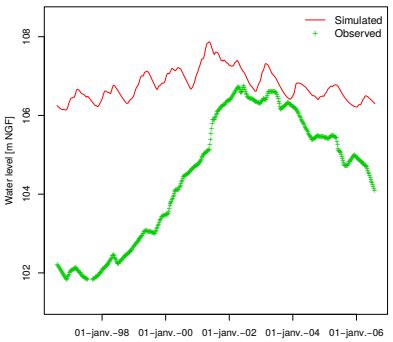

BIAS [m] = 2.57 RMSE [m] = 2.79 FLUCT.SD.R [−] = 0.93

**Well 02927X1013 in beauce**



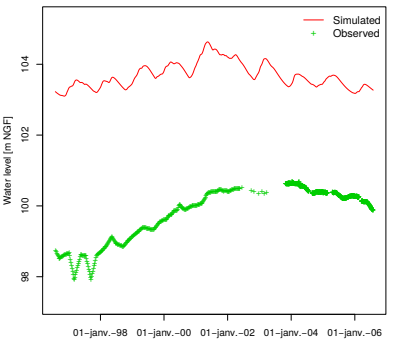

BIAS [m] = 0.31 RMSE [m] = 1.1 FLUCT.SD.R [−] = 2.73

**Well 02928X1008 in beauce**



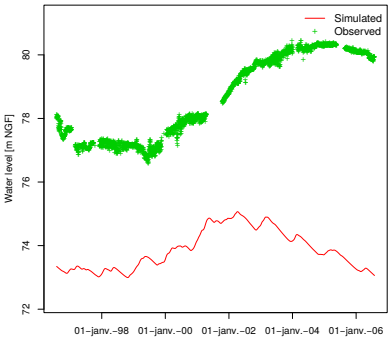

BIAS [m] = 2.27 RMSE [m] = 2.72 FLUCT.SD.R [−] = 1.45

**Well 02928X1014 in beauce**



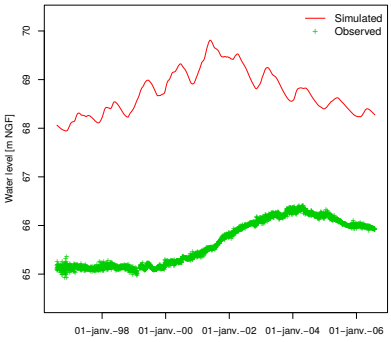

BIAS [m] = 3.43 RMSE [m] = 3.49 FLUCT.SD.R [−] = 1.69

**Well 02931X0008 in beauce**



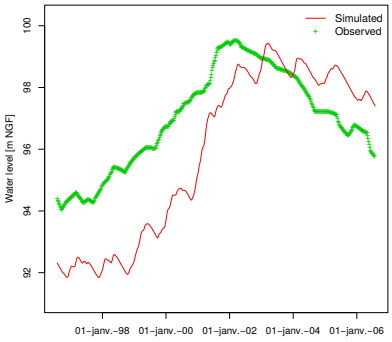

BIAS [m] = −4.8 RMSE [m] = 4.94 FLUCT.SD.R [−] = 1.17

**Well 02934X0003 in beauce**



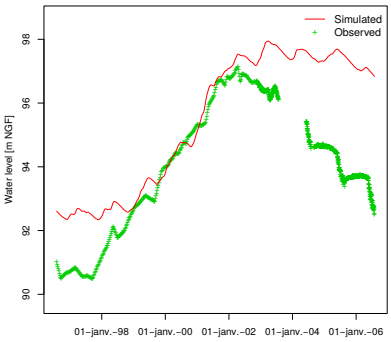

BIAS [m] = 3.1 RMSE [m] = 3.15 FLUCT.SD.R [−] = 3.75

**Well 02935X1019 in beauce**



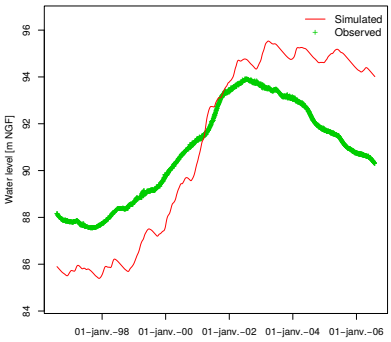

BIAS [m] = −1.12 RMSE [m] = 2.01 FLUCT.SD.R [−] = 2.13

**Well 02936X1018 in beauce**



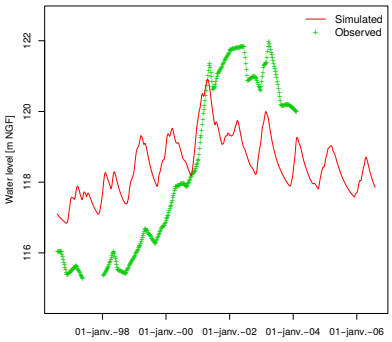

BIAS [m] = 2.24 RMSE [m] = 2.58 FLUCT.SD.R [−] = 0.84

**Well 02936X2005 in beauce**



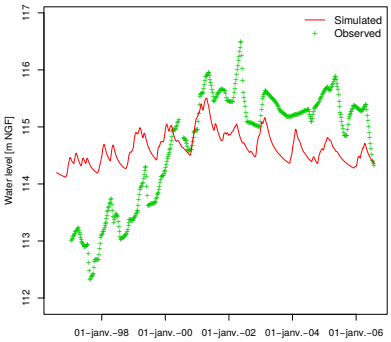

BIAS [m] = 0.58 RMSE [m] = 2.29 FLUCT.SD.R [−] = 2.54

**Well 03262X0027 in beauce**



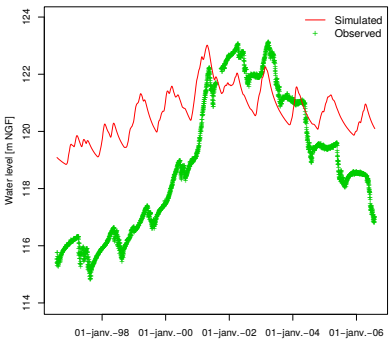

BIAS [m] = 0.21 RMSE [m] = 1.96 FLUCT.SD.R [−] = 1.56

**Well 03262X0074 in beauce**



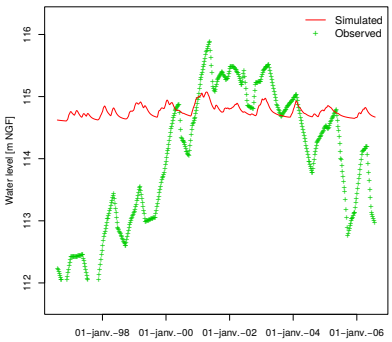

BIAS [m] = −0.03 RMSE [m] = 0.9 FLUCT.SD.R [−] = 0.68

**Well 03263X0004 in beauce**



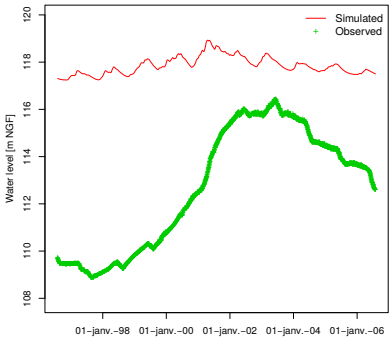

BIAS [m] = 1.72 RMSE [m] = 2.47 FLUCT.SD.R [−] = 1.14

**Well 03263X0028 in beauce**



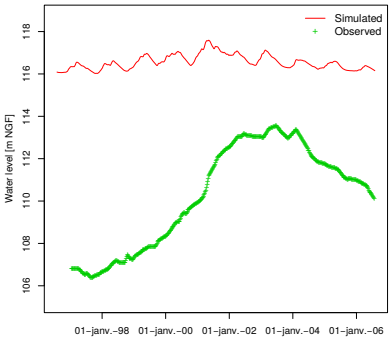

BIAS [m] = 0.68 RMSE [m] = 1.2 FLUCT.SD.R [−] = 0.25

**Well 03272X0006 in beauce**



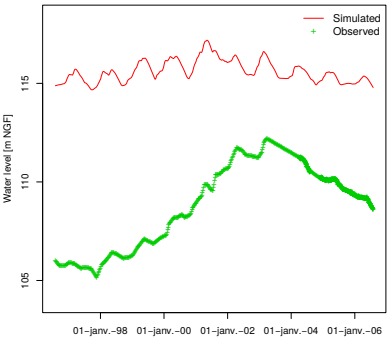

BIAS [m] = 4.69 RMSE [m] = 5.22 FLUCT.SD.R [−] = 1.11

**Well 03273X0026 in beauce**



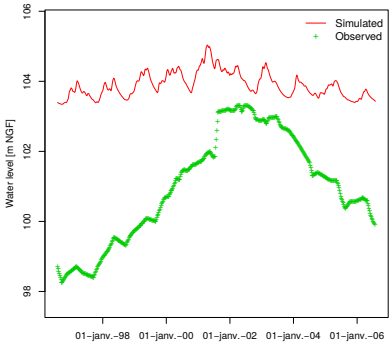

BIAS [m] = 6.34 RMSE [m] = 6.76 FLUCT.SD.R [−] = 1.36

**Well 03278X0020 in beauce**



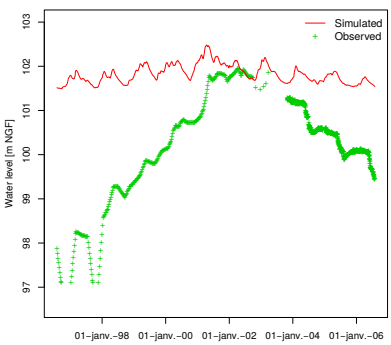

BIAS [m] = 6.06 RMSE [m] = 6.27 FLUCT.SD.R [−] = 1.79

**Well 03281X0015 in beauce**



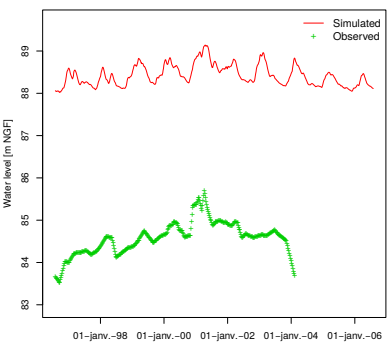

BIAS [m] = 2.91 RMSE [m] = 3.22 FLUCT.SD.R [−] = 1.39

**Well 03281X0019 in beauce**



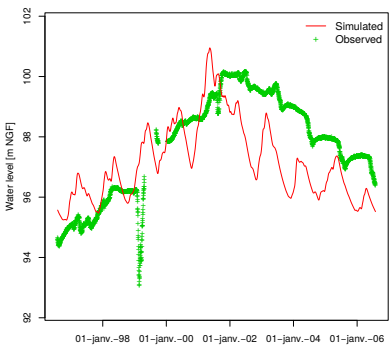

BIAS [m] = 1.39 RMSE [m] = 1.6 FLUCT.SD.R [−] = 0.66

**Well 03282X0029 in beauce**



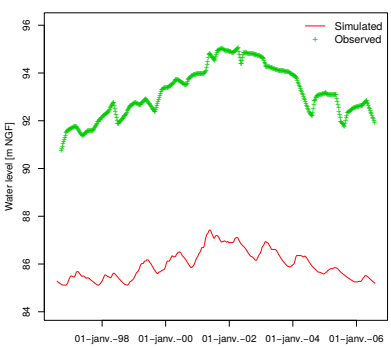

BIAS [m] = 3.88 RMSE [m] = 3.89 FLUCT.SD.R [−] = 1.22

**Well 03282X0043 in beauce**



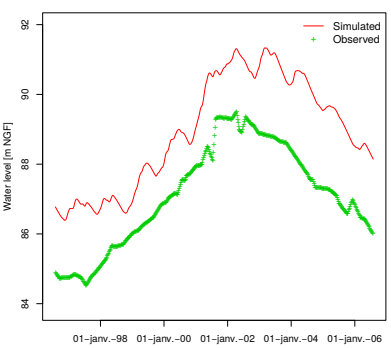

BIAS [m] = −0.58 RMSE [m] = 1.46 FLUCT.SD.R [−] = 1.56

**Well 03283X0018 in beauce**



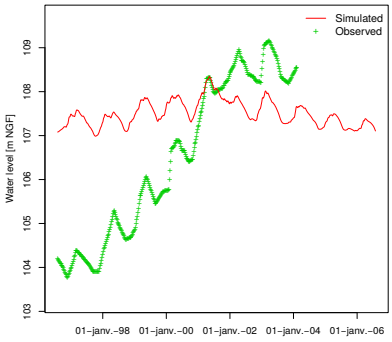

BIAS [m] = −7.22 RMSE [m] = 7.25 FLUCT.SD.R [−] = 0.9

**Well 03283X0020 in beauce**



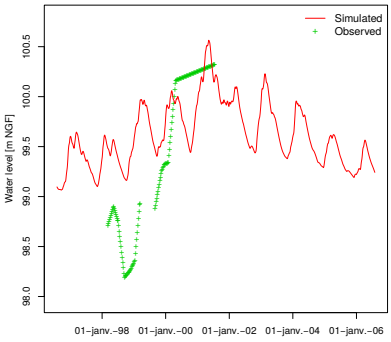

BIAS [m] = 1.81 RMSE [m] = 1.88 FLUCT.SD.R [−] = 1.76

**Well 03285X0032 in beauce**



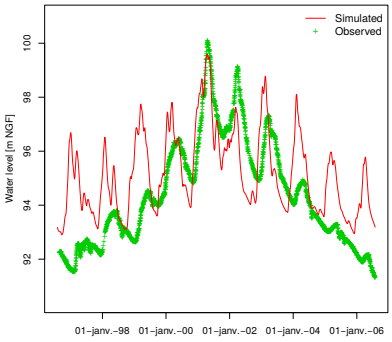

BIAS [m] = 1.06 RMSE [m] = 1.94 FLUCT.SD.R [−] = 0.62

**Well 03286X0031 in beauce**



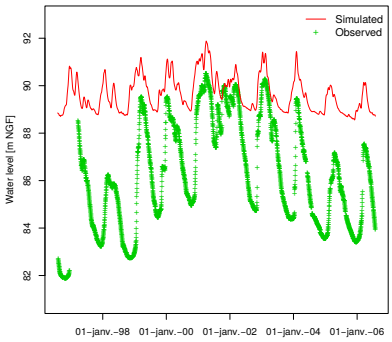

BIAS [m] = 0.29 RMSE [m] = 0.64 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 03287X0018 in beauce**



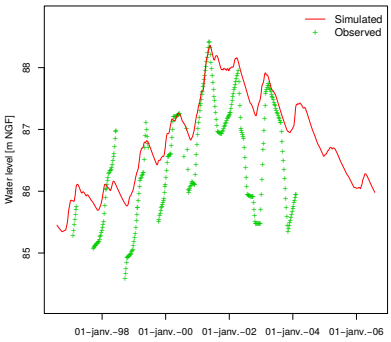

BIAS [m] = 0.82 RMSE [m] = 1.75 FLUCT.SD.R [−] = 1.69

**Well 03288X0042 in beauce**



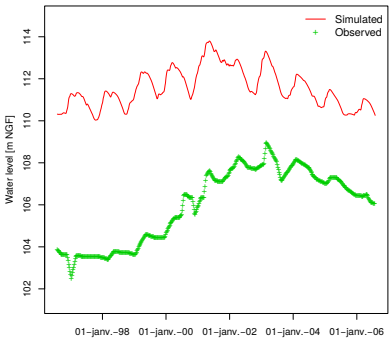

BIAS [m] = 3.31 RMSE [m] = 3.75 FLUCT.SD.R [−] = 0.39

**Well 03296X1010 in beauce**



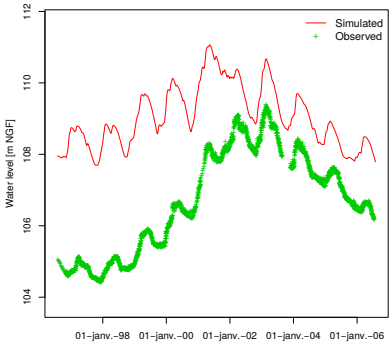

BIAS [m] = 0.62 RMSE [m] = 0.83 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 03633X0081 in beauce**



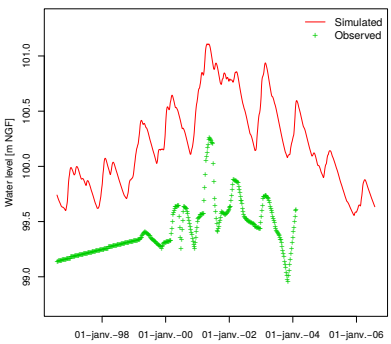

BIAS [m] = 5.59 RMSE [m] = 5.81 FLUCT.SD.R [−] = 1.65

**Well 03634X0093 in beauce**



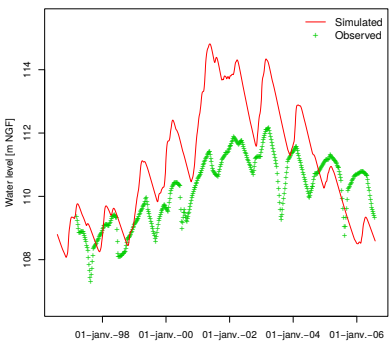

BIAS [m] = 2.31 RMSE [m] = 2.56 FLUCT.SD.R [−] = 1.45

**Well 03638X0018 in beauce**



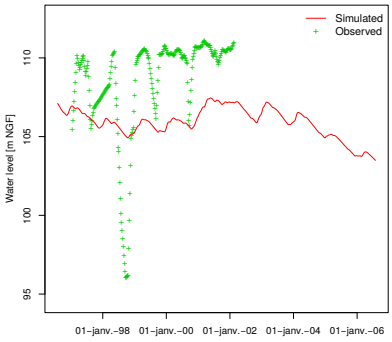

BIAS [m] = 0.87 RMSE [m] = 0.9 FLUCT.SD.R [−] = 1.16

**Well 03642X0072 in beauce**



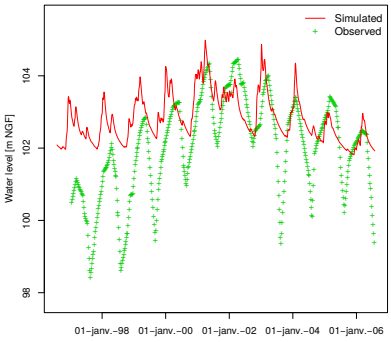

BIAS [m] = 0.97 RMSE [m] = 1.6 FLUCT.SD.R [−] = 1.29

**Well 03643X0111 in beauce**



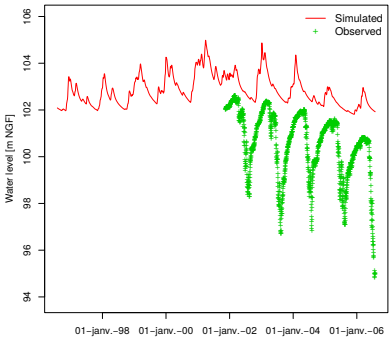

BIAS [m] = −2.4 RMSE [m] = 3.8 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 03646X0083 in beauce**



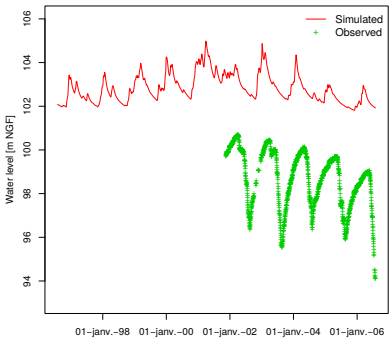

BIAS [m] = 0.85 RMSE [m] = 1.35 FLUCT.SD.R [−] = 0.5

**Well 03646X0086 in beauce**



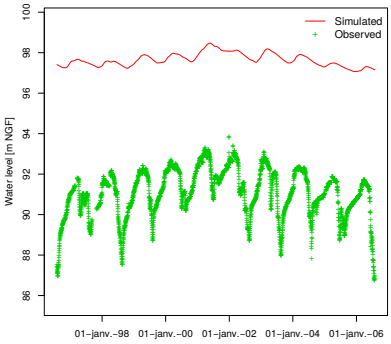

BIAS [m] = 2.16 RMSE [m] = 2.43 FLUCT.SD.R [−] = 0.38

**Well 03646X0087 in beauce**



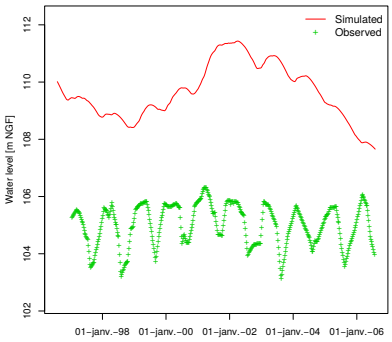

BIAS [m] = 4.03 RMSE [m] = 4.15 FLUCT.SD.R [−] = 0.39

**Well 03651X0107 in beauce**




BIAS [m] = 6.6 RMSE [m] = 6.68 FLUCT.SD.R [−] = 0.16

**Well 03655X0017 in beauce**




BIAS [m] = 4.63 RMSE [m] = 4.76 FLUCT.SD.R [−] = 0.25

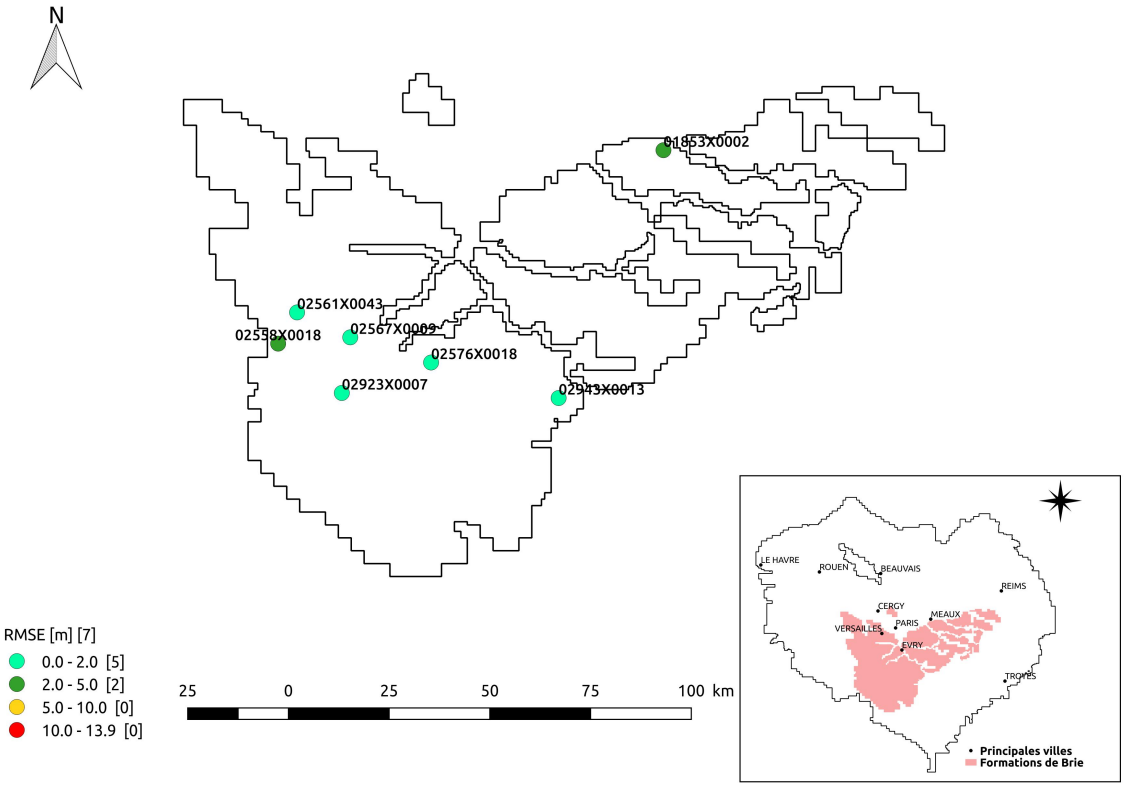
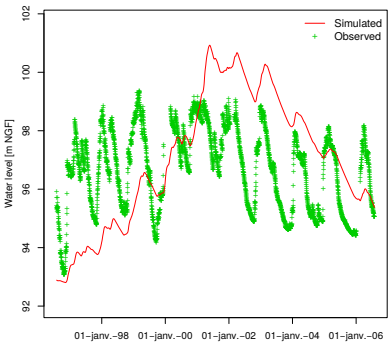



FIGURE B.3 – Racine carrées des erreurs quadratiques moyennes [m] entre la piézométrie observée et simulée au niveau de l'aquifère des formations calcaires et sableuses de Brie

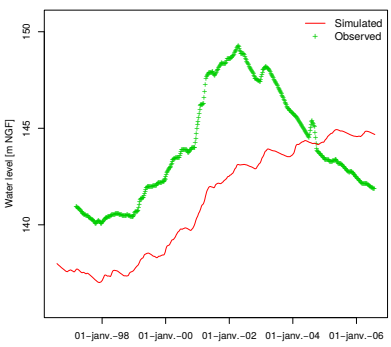
### B.2.3 Piézomètres des formations de Brie

**Well 01853X0002 in brie**



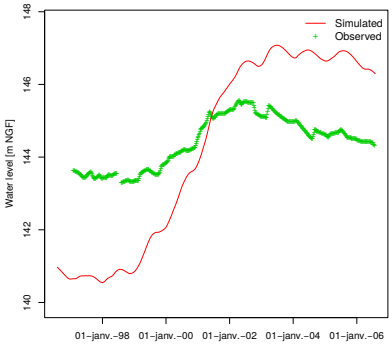

BIAS [m] = 0.35 RMSE [m] = 2.29 FLUCT.SD.R [−] = 0.34

**Well 02558X0018 in brie**



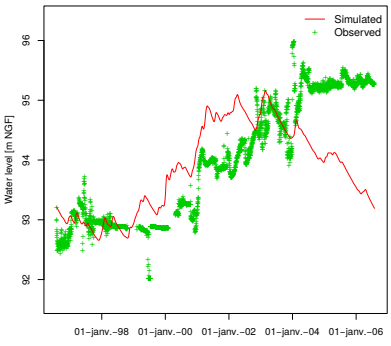

BIAS [m] = −2.67 RMSE [m] = 3.69 FLUCT.SD.R [−] = 0.62

**Well 02561X0043 in brie**



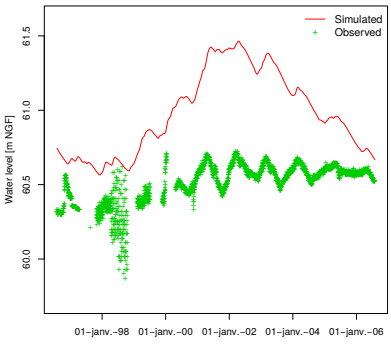

BIAS [m] = 0 RMSE [m] = 1.94 FLUCT.SD.R [−] = 1.21

**Well 02567X0009 in brie**



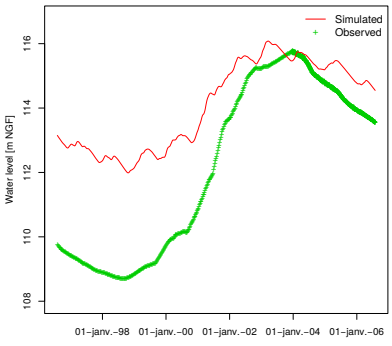

BIAS [m] = −0.11 RMSE [m] = 0.87 FLUCT.SD.R [−] = 0.64

**Well 02576X0018 in brie**



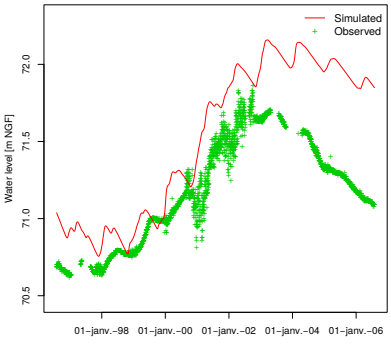

BIAS [m] = 0.5 RMSE [m] = 0.54 FLUCT.SD.R [−] = 0.61

**Well 02923X0007 in brie**




BIAS [m] = 1.15 RMSE [m] = 1.61 FLUCT.SD.R [−] = 1.79

**Well 02943X0013 in brie**




BIAS [m] = 0.34 RMSE [m] = 0.42 FLUCT.SD.R [−] = 1.13

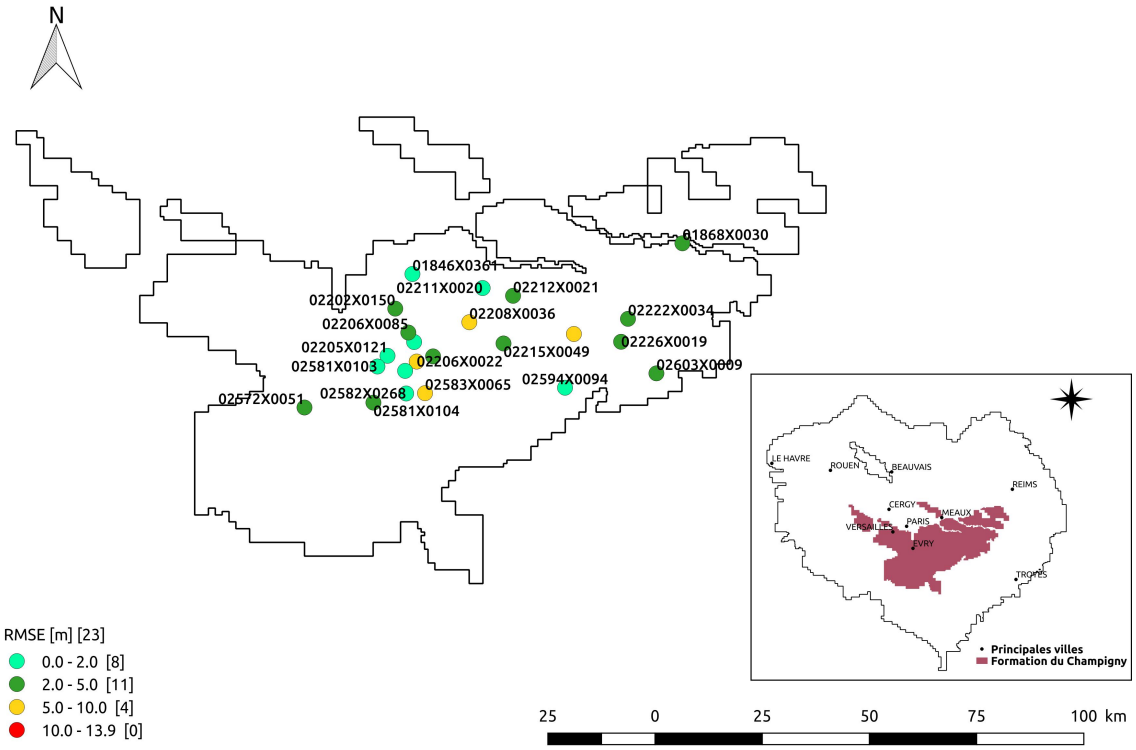
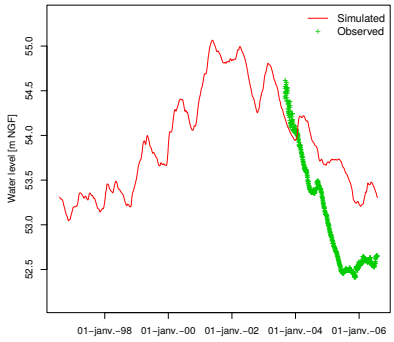



FIGURE B.4 – Racine carrées des erreurs quadratiques moyennes [m] entre la piézométrie observée et simulée au niveau de l'aquifère des formations calcaires du Champigny

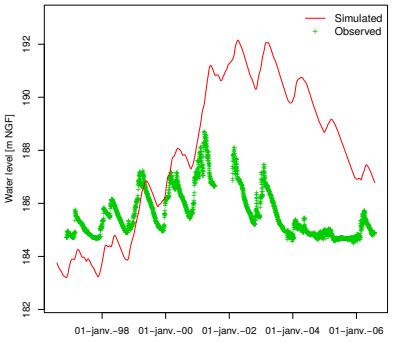
### B.2.4 Piézomètres des formations du Champigny

**Well 01846X0361 in champigny**



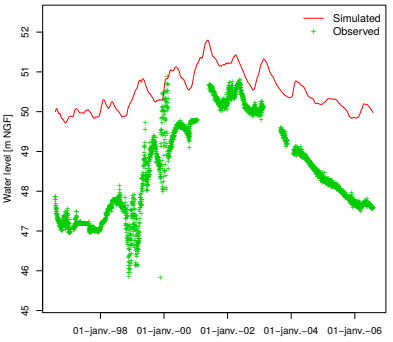

BIAS [m] = 0.61 RMSE [m] = 0.73 FLUCT.SD.R [−] = 1.17

**Well 01868X0030 in champigny**



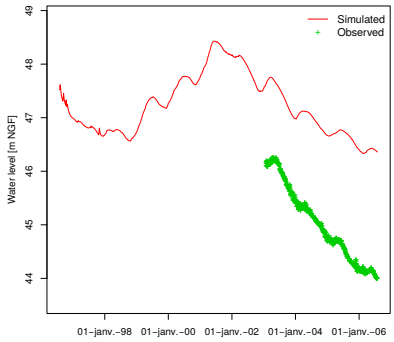

BIAS [m] = 2.17 RMSE [m] = 3.32 FLUCT.SD.R [−] = 0.95

**Well 02202X0150 in champigny**



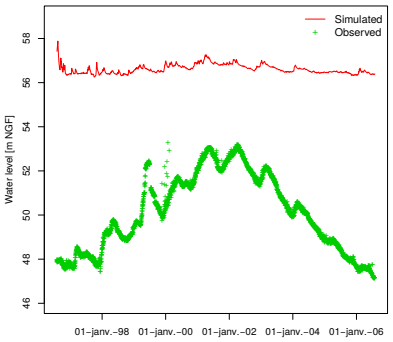

BIAS [m] = 1.89 RMSE [m] = 2.06 FLUCT.SD.R [−] = 0.62

**Well 02205X0121 in champigny**



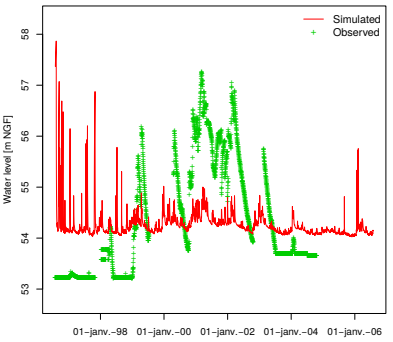

BIAS [m] = 1.89 RMSE [m] = 1.92 FLUCT.SD.R [−] = 1.24

**Well 02206X0022 in champigny**



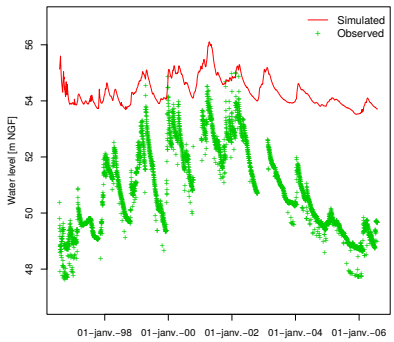

BIAS [m] = 6.51 RMSE [m] = 6.7 FLUCT.SD.R [−] = 0.24

**Well 02206X0030 in champigny**



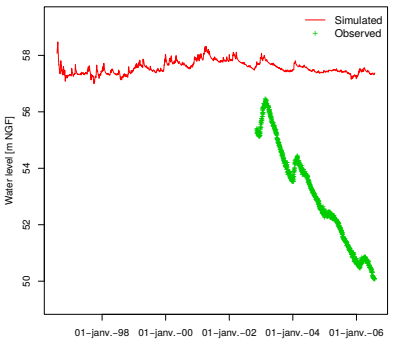

BIAS [m] = −0.05 RMSE [m] = 1.13 FLUCT.SD.R [−] = 0.4

**Well 02206X0085 in champigny**



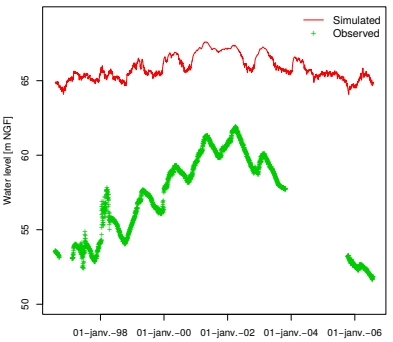

BIAS [m] = 3.49 RMSE [m] = 3.66 FLUCT.SD.R [−] = 0.38

**Well 02207X0069 in champigny**



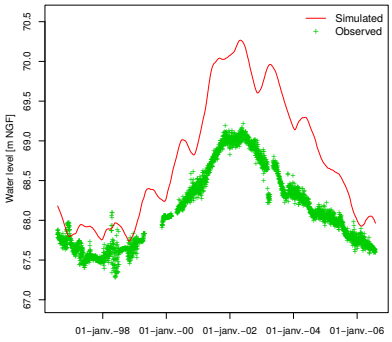

BIAS [m] = 4.47 RMSE [m] = 4.76 FLUCT.SD.R [−] = 0.33

**Well 02208X0036 in champigny**



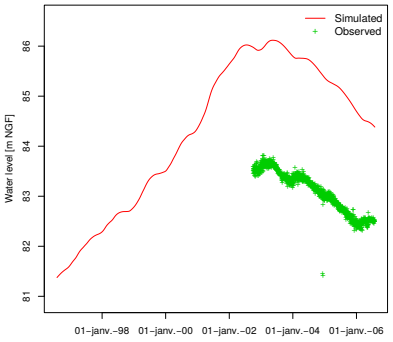

BIAS [m] = 8.86 RMSE [m] = 9.12 FLUCT.SD.R [−] = 0.57

**Well 02211X0020 in champigny**



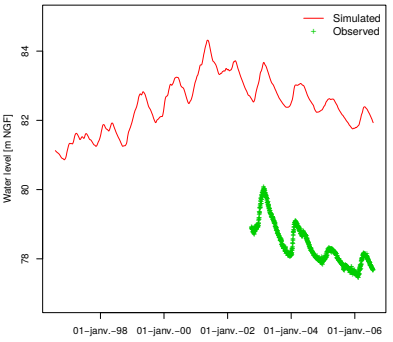

BIAS [m] = 0.64 RMSE [m] = 0.74 FLUCT.SD.R [−] = 1.57

**Well 02212X0021 in champigny**



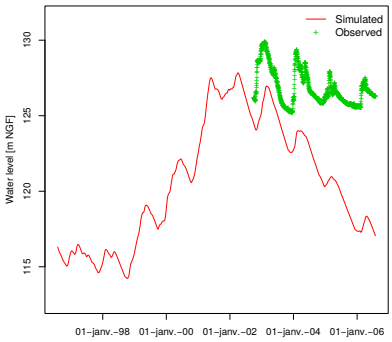

BIAS [m] = 2.36 RMSE [m] = 2.36 FLUCT.SD.R [−] = 0.45

**Well 02215X0049 in champigny**



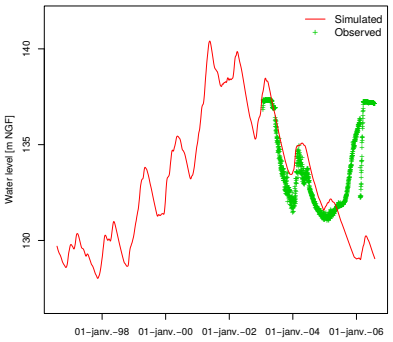

BIAS [m] = 4.15 RMSE [m] = 4.16 FLUCT.SD.R [−] = 0.9

**Well 02218X0033 in champigny**



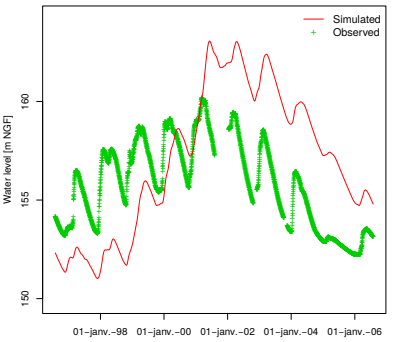

BIAS [m] = −5.09 RMSE [m] = 5.59 FLUCT.SD.R [−] = 0.75

**Well 02222X0034 in champigny**



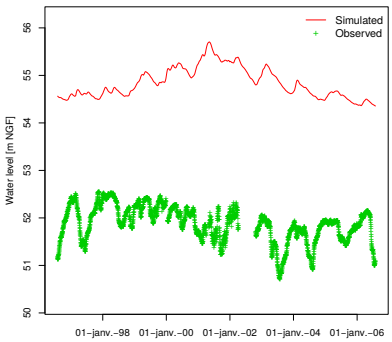

BIAS [m] = −1.04 RMSE [m] = 3.29 FLUCT.SD.R [−] = 0.9

**Well 02226X0019 in champigny**



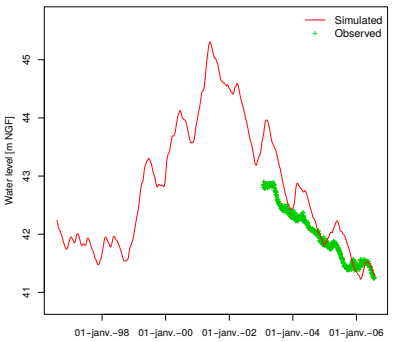

BIAS [m] = 0.92 RMSE [m] = 3.56 FLUCT.SD.R [−] = 0.66

**Well 02572X0051 in champigny**



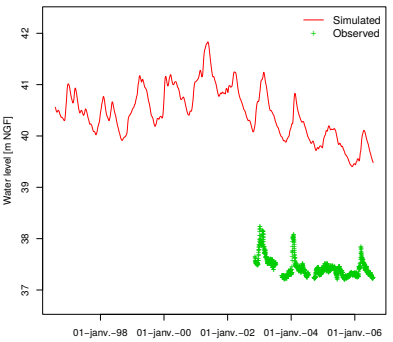

BIAS [m] = 2.93 RMSE [m] = 2.97 FLUCT.SD.R [−] = 0.42

**Well 02581X0103 in champigny**



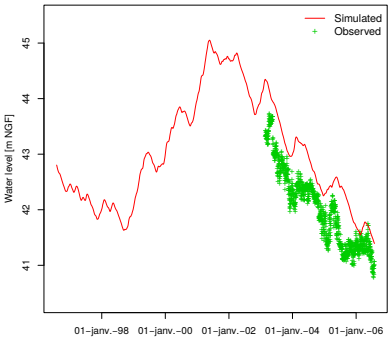

BIAS [m] = 0.31 RMSE [m] = 0.44 FLUCT.SD.R [−] = 2.8

**Well 02581X0104 in champigny**



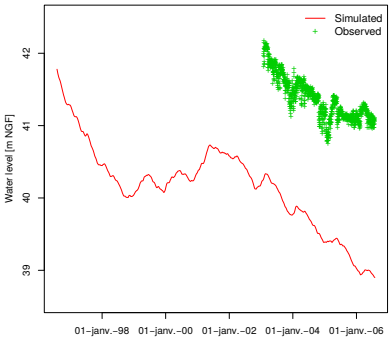

BIAS [m] = 2.65 RMSE [m] = 2.67 FLUCT.SD.R [−] = 1.75

**Well 02582X0208 in champigny**



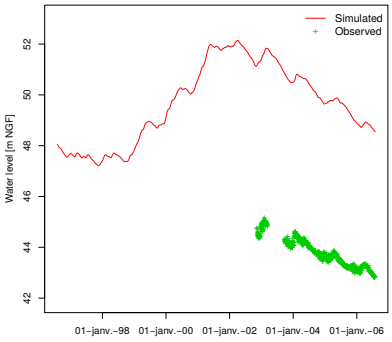

BIAS [m] = 0.63 RMSE [m] = 0.69 FLUCT.SD.R [−] = 0.77

**Well 02582X0268 in champigny**



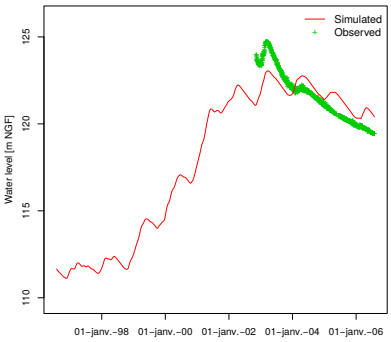

BIAS [m] = −1.81 RMSE [m] = 1.83 FLUCT.SD.R [−] = 0.49

**Well 02583X0065 in champigny**



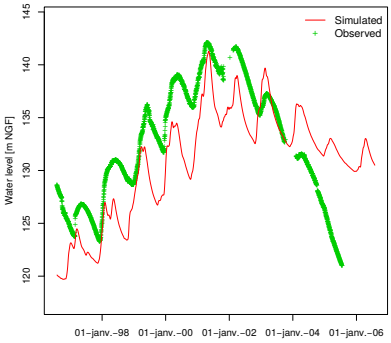

BIAS [m] = 6.19 RMSE [m] = 6.2 FLUCT.SD.R [−] = 1.19

**Well 02594X0094 in champigny**




BIAS [m] = 0.1 RMSE [m] = 0.96 FLUCT.SD.R [−] = 2.06

**Well 02603X0009 in champigny**




BIAS [m] = −1.95 RMSE [m] = 4.68 FLUCT.SD.R [−] = 1.43

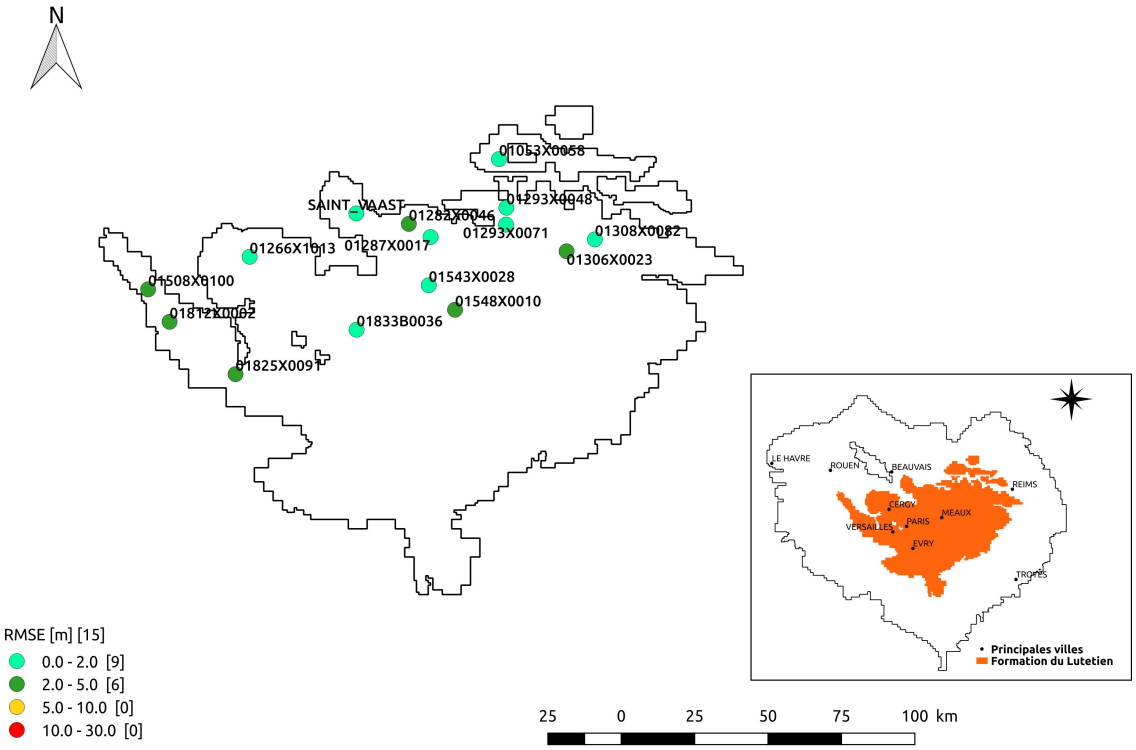
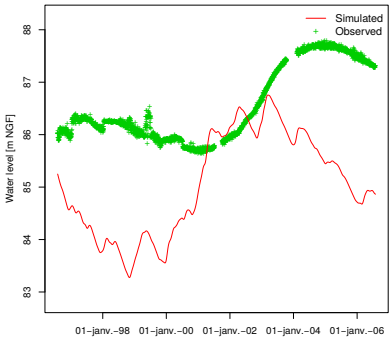



FIGURE B.5 – Racine carrées des erreurs quadratiques moyennes [m] entre la piézométrie observée et simulée au niveau de l'aquifère des formations calcaires et sableuses du Lutetien

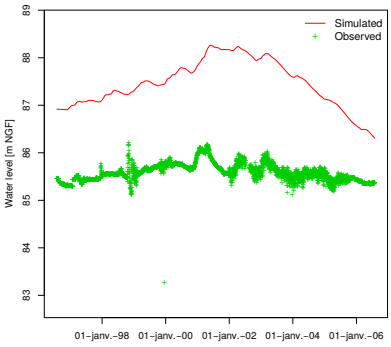
### B.2.5 Piézomètres des formations du Lutetien

**Well 01053X0058 in lutetien**



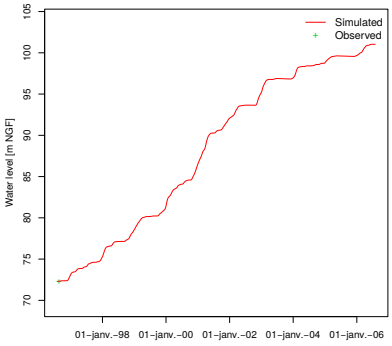

BIAS [m] = −1.55 RMSE [m] = 1.82 FLUCT.SD.R [−] = 2.69

**Well 01266X1013 in lutetien**



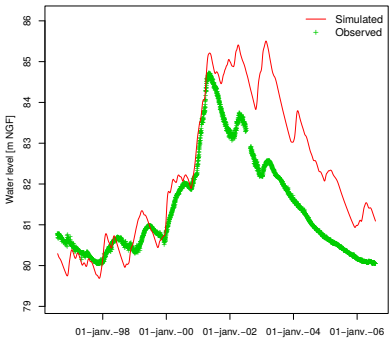

BIAS [m] = 1.86 RMSE [m] = 1.9 FLUCT.SD.R [−] = 0.51

**Well 01282X0046 in lutetien**



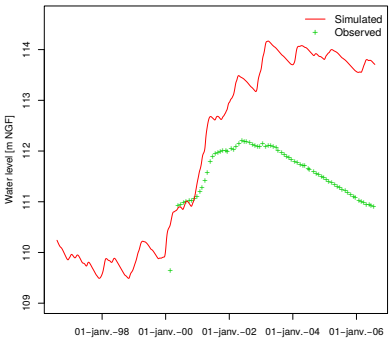

BIAS [m] = 0.03 RMSE [m] = 0.03 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 01287X0017 in lutetien**



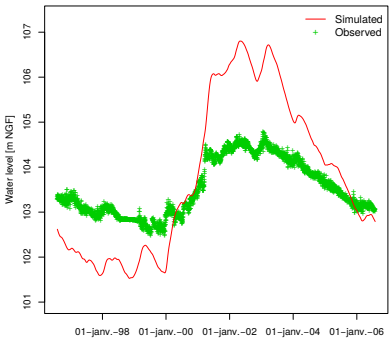

BIAS [m] = 0.82 RMSE [m] = 1.22 FLUCT.SD.R [−] = 1.49

**Well 01293X0048 in lutetien**



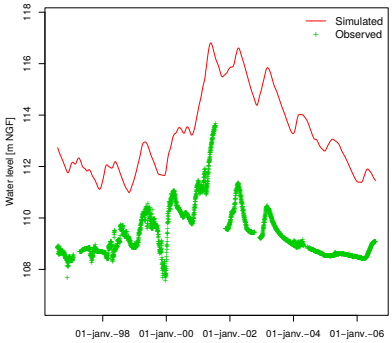

BIAS [m] = 1.64 RMSE [m] = 1.87 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 01293X0071 in lutetien**



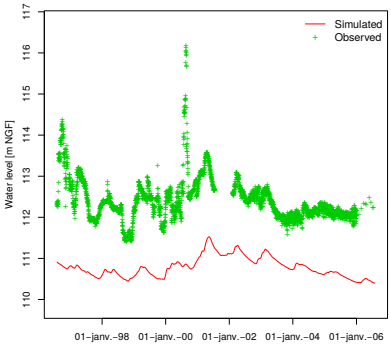

BIAS [m] = 0.26 RMSE [m] = 1.19 FLUCT.SD.R [−] = 2.05

**Well 01306X0023 in lutetien**



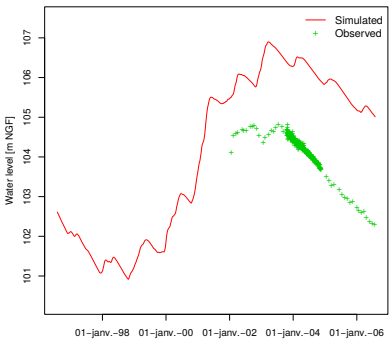

BIAS [m] = 3.77 RMSE [m] = 3.93 FLUCT.SD.R [−] = 0.82

**Well 01308X0082 in lutetien**



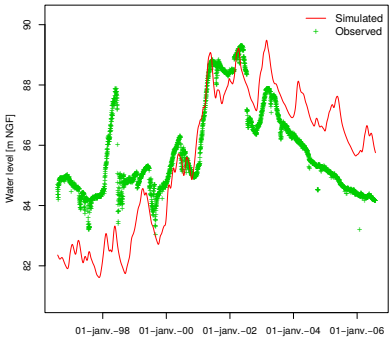

BIAS [m] = −1.63 RMSE [m] = 1.69 FLUCT.SD.R [−] = 0.27

**Well 01508X0100 in lutetien**



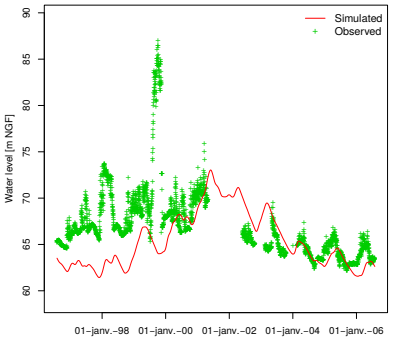

BIAS [m] = 2.1 RMSE [m] = 2.11 FLUCT.SD.R [−] = 2.42

**Well 01543X0028 in lutetien**



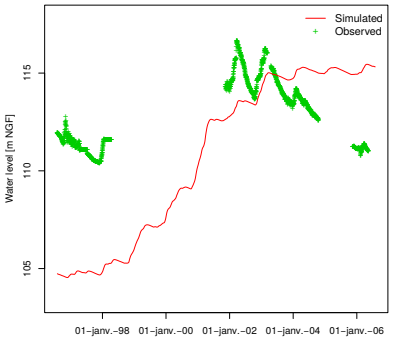

BIAS [m] = −0.21 RMSE [m] = 1.7 FLUCT.SD.R [−] = 0.92

**Well 01548X0010 in lutetien**



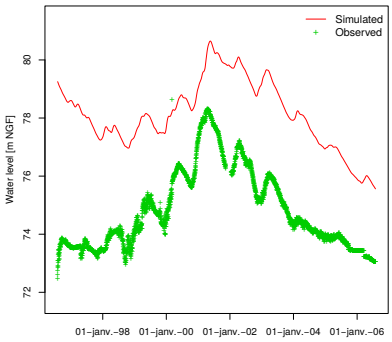

BIAS [m] = −2.41 RMSE [m] = 4.8 FLUCT.SD.R [−] = 0.32

**Well 01812X0002 in lutetien**



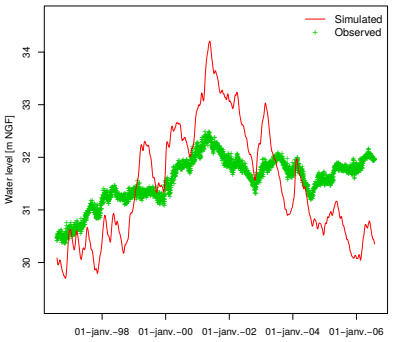

BIAS [m] = −1.82 RMSE [m] = 4.14 FLUCT.SD.R [−] = 0.38

**Well 01825X0091 in lutetien**



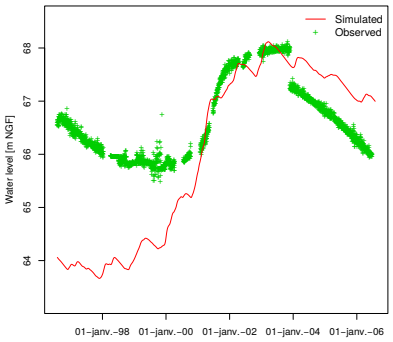

BIAS [m] = 3.29 RMSE [m] = 3.38 FLUCT.SD.R [−] = 0.71

**Well 01833B0036 in lutetien**




BIAS [m] = −0.08 RMSE [m] = 0.87 FLUCT.SD.R [−] = 3.04

**Well SAINT_VAAST in lutetien**




BIAS [m] = −0.65 RMSE [m] = 1.39 FLUCT.SD.R [−] = 1.07

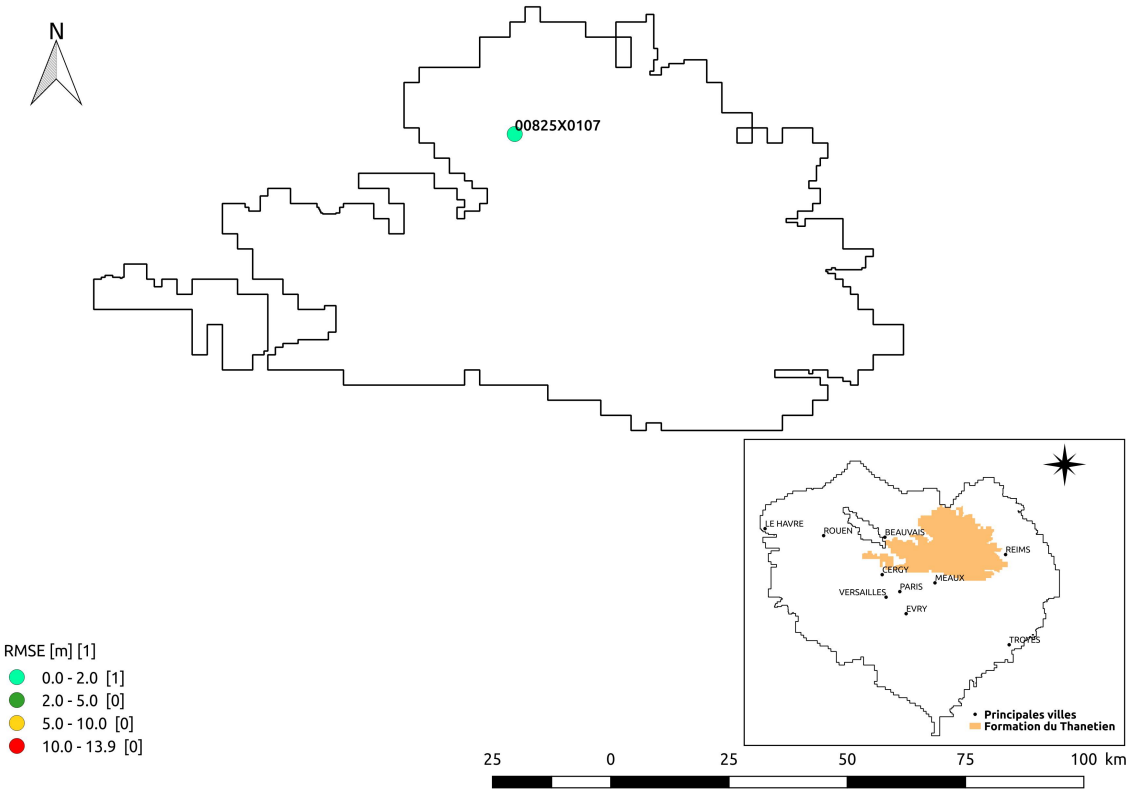
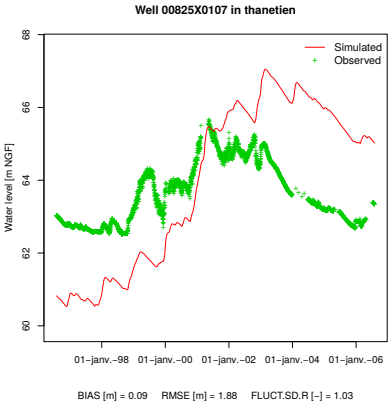



FIGURE B.6 – Racine carrées des erreurs quadratiques moyennes [m] entre la piézométrie observée et simulée au niveau de l'aquifère des formations sableuses du Thanetien

### B.2.6 Piézomètres des formations du Thanetien


Well 00825X0107 in thanetien
Simulated
Observed
Water level [m NGF]
68
66
64
62
60
01−janv.−98
01−janv.−00
01−janv.−02
01−janv.−04
01−janv.−06
BIAS [m] = 0.09
RMSE [m] = 1.88
FLUCT.SD.R [−] = 1.03

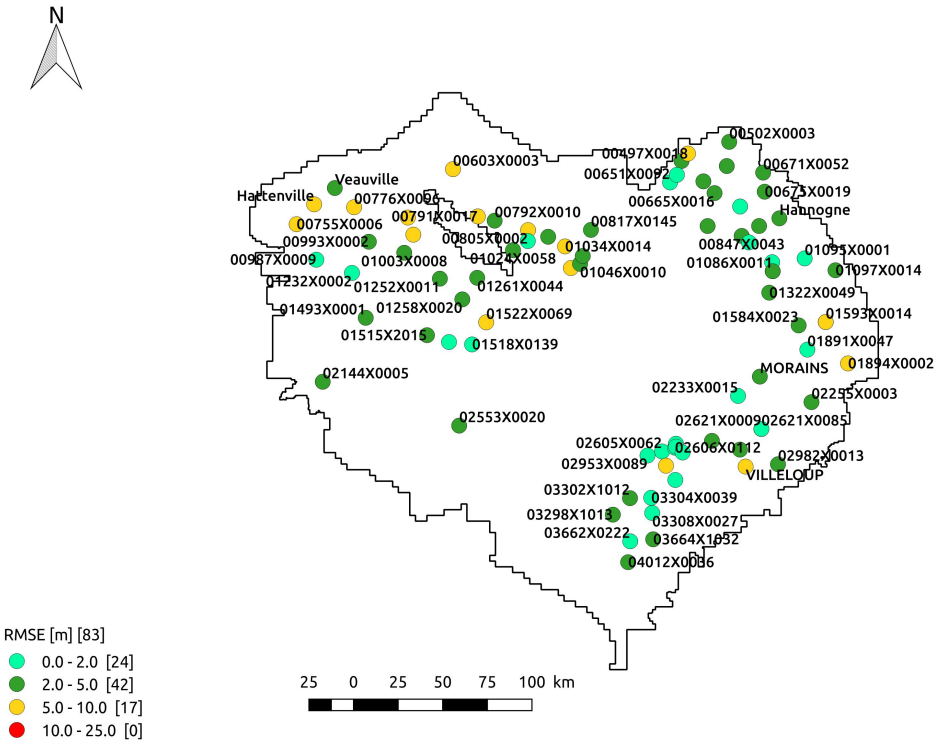
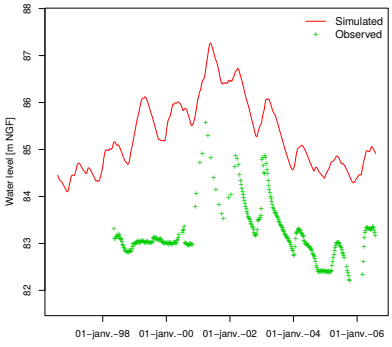



FIGURE B.7 – Racine carrées des erreurs quadratiques moyennes [m] entre la piézométrie observée et simulée au niveau de l'aquifère des formations crayeuses du Crétacé supérieur

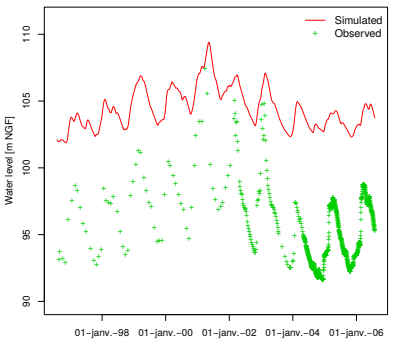
### B.2.7 Piézomètres des formations de la Craie

**Well 00496X0019 in craie**



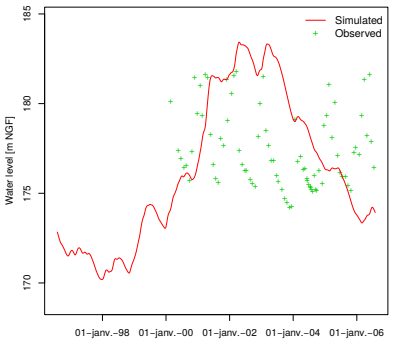

BIAS [m] = 2.12 RMSE [m] = 2.16 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 00497X0018 in craie**



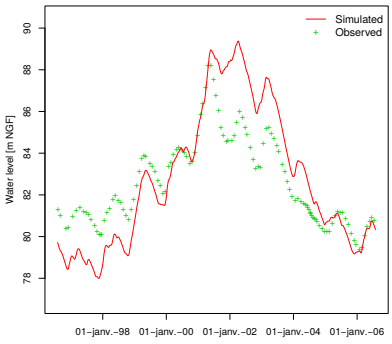

BIAS [m] = 8.61 RMSE [m] = 8.78 FLUCT.SD.R [−] = 0.36

**Well 00502X0003 in craie**



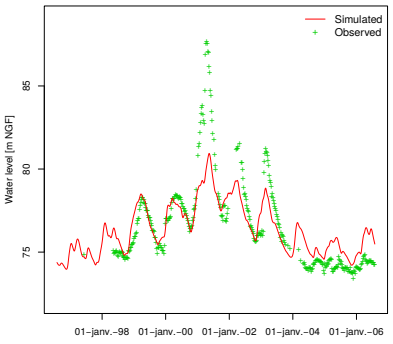

BIAS [m] = 1.18 RMSE [m] = 4.03 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 00651X0092 in craie**



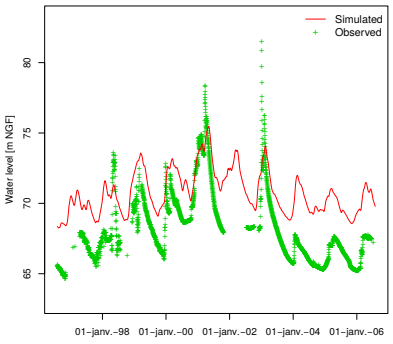

BIAS [m] = 0.24 RMSE [m] = 1.7 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 00652X0007 in craie**



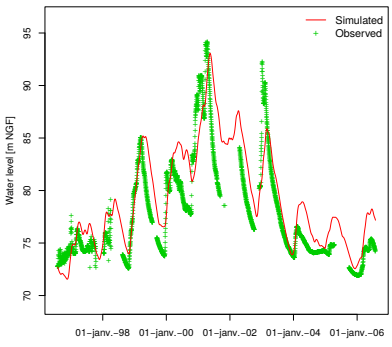

BIAS [m] = −0.04 RMSE [m] = 1.59 FLUCT.SD.R [−] = 0.53

**Well 00654X0014 in craie**



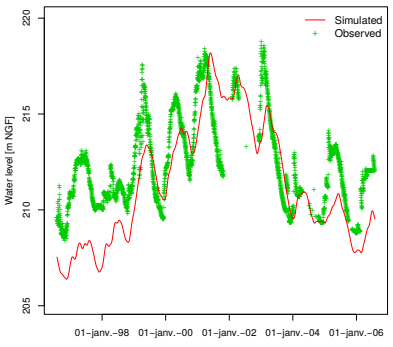

BIAS [m] = 2.58 RMSE [m] = 2.91 FLUCT.SD.R [−] = 0.72

**Well 00665X0016 in craie**



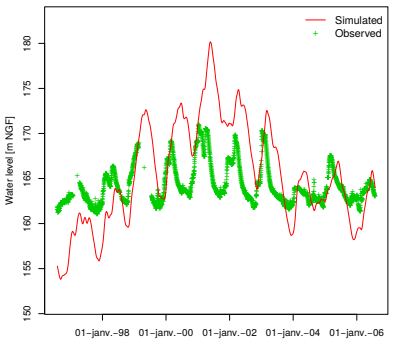

BIAS [m] = 1.36 RMSE [m] = 2.82 FLUCT.SD.R [−] = 0.82

**Well 00671X0052 in craie**



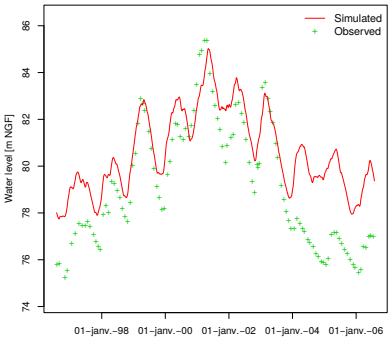

BIAS [m] = −1.34 RMSE [m] = 2.35 FLUCT.SD.R [−] = 0.55

**Well 00675X0019 in craie**



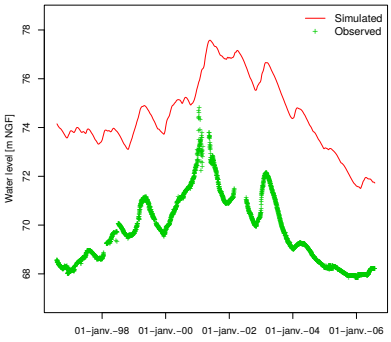

BIAS [m] = 1.1 RMSE [m] = 4.9 FLUCT.SD.R [−] = 1.34

**Well 00843X0024 in craie**



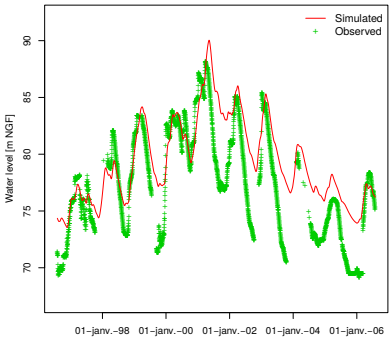

BIAS [m] = 1.47 RMSE [m] = 1.93 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 00845X0036 in craie**



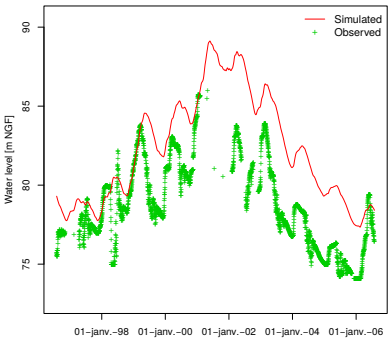

BIAS [m] = 4.63 RMSE [m] = 4.7 FLUCT.SD.R [−] = 0.8

**Well 00847X0043 in craie**



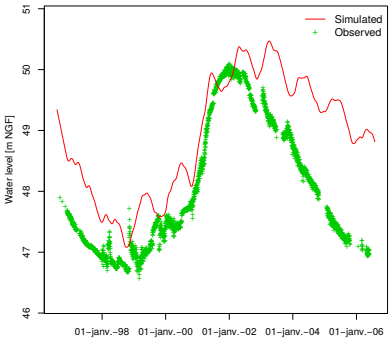

BIAS [m] = 2.17 RMSE [m] = 3.31 FLUCT.SD.R [−] = 0.56

**Well 00855X0001 in craie**



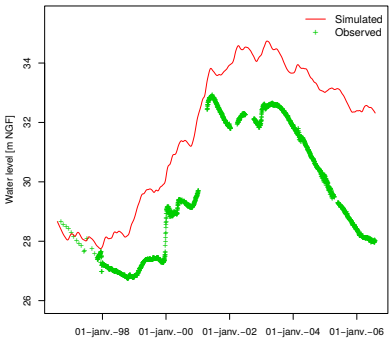

BIAS [m] = 3.04 RMSE [m] = 3.6 FLUCT.SD.R [−] = 0.57

**Well 00987X0009 in craie**



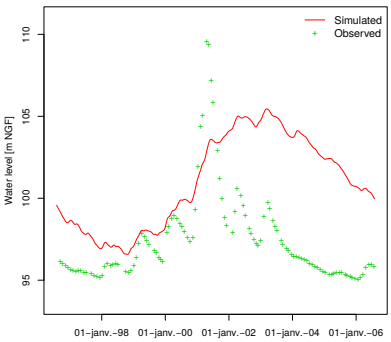

BIAS [m] = 0.81 RMSE [m] = 0.99 FLUCT.SD.R [−] = 1.55

**Well 00993X0002 in craie**



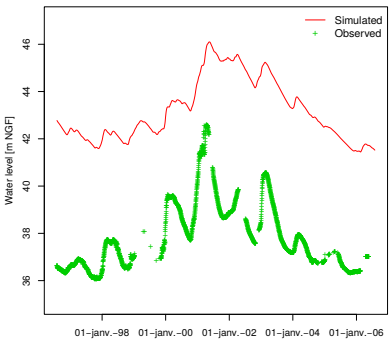

BIAS [m] = 2.26 RMSE [m] = 2.46 FLUCT.SD.R [−] = 0.7

**Well 01003X0008 in craie**



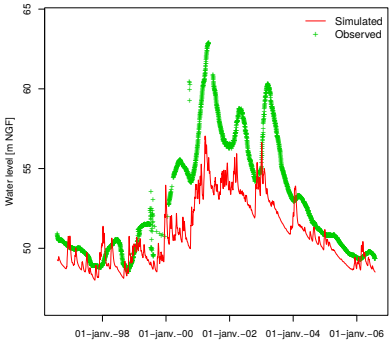

BIAS [m] = 3.62 RMSE [m] = 4.77 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 01045X0015 in craie**



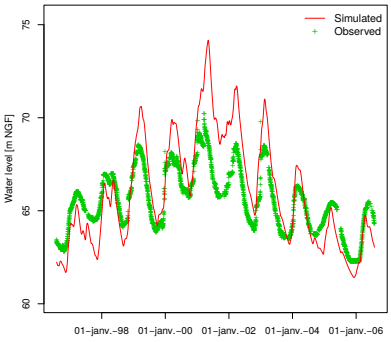

BIAS [m] = 5.4 RMSE [m] = 5.46 FLUCT.SD.R [−] = 0.39

**Well 01046X0010 in craie**



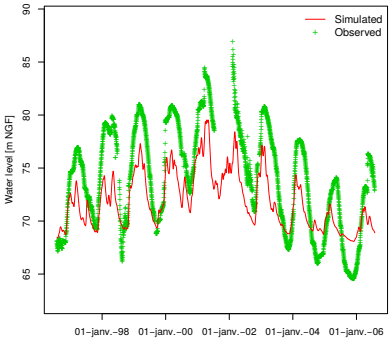

BIAS [m] = −1.98 RMSE [m] = 2.76 FLUCT.SD.R [−] = 0.67

**Well 01074X0006 in craie**



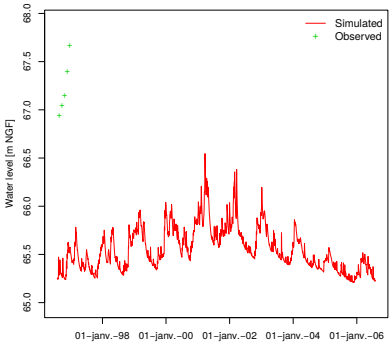

BIAS [m] = 0.51 RMSE [m] = 1.65 FLUCT.SD.R [−] = 1.35

**Well 01086X0011 in craie**



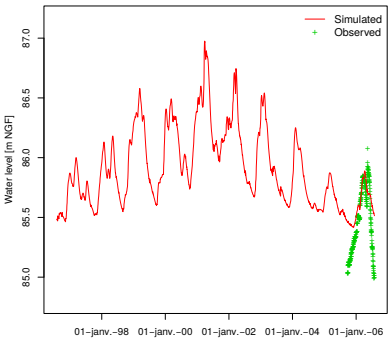

BIAS [m] = −2.32 RMSE [m] = 3.63 FLUCT.SD.R [−] = 0.55

**Well 01086X0013 in craie**



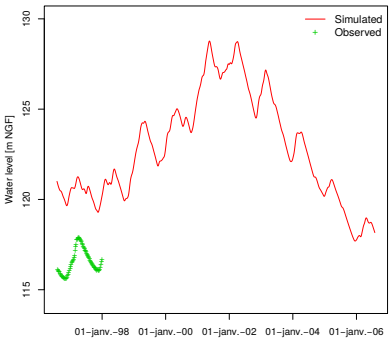

BIAS [m] = −1.86 RMSE [m] = 1.86 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 01095X0001 in craie**



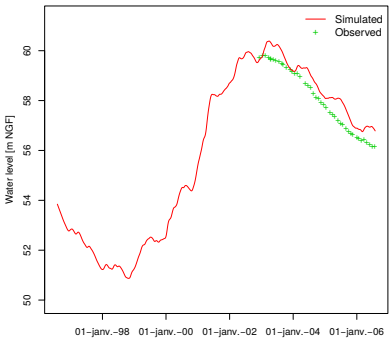

BIAS [m] = 0.14 RMSE [m] = 0.21 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 01097X0014 in craie**



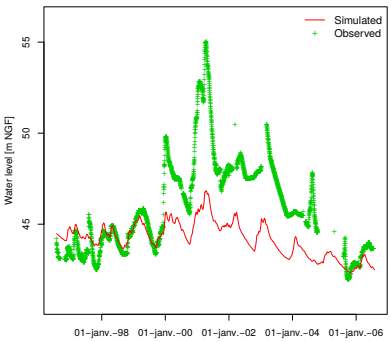

BIAS [m] = 3.74 RMSE [m] = 3.77 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 01232X0002 in craie**



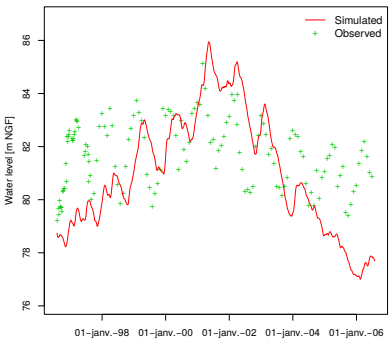

BIAS [m] = 0.49 RMSE [m] = 0.54 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 01258X0020 in craie**



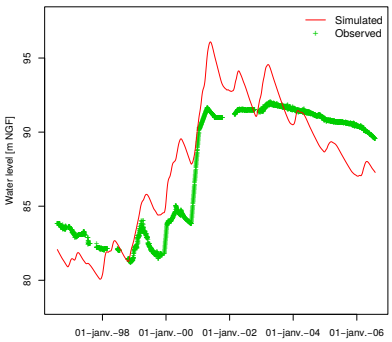

BIAS [m] = −1.68 RMSE [m] = 2.69 FLUCT.SD.R [−] = 0.39

**Well 01322X0049 in craie**



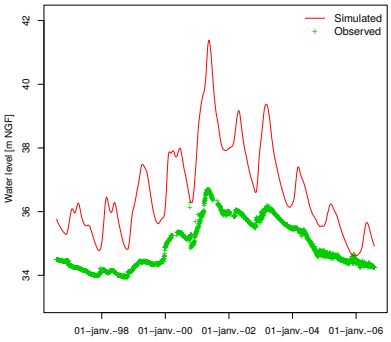

BIAS [m] = −0.98 RMSE [m] = 2.21 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 01515X2015 in craie**



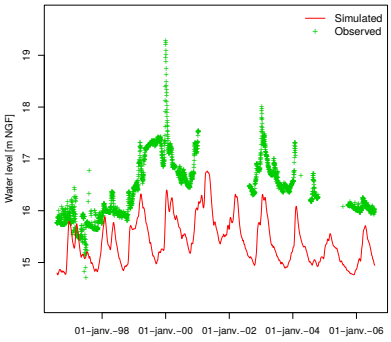

BIAS [m] = 0.4 RMSE [m] = 2.38 FLUCT.SD.R [−] = 1.35

**Well 01516X0004 in craie**



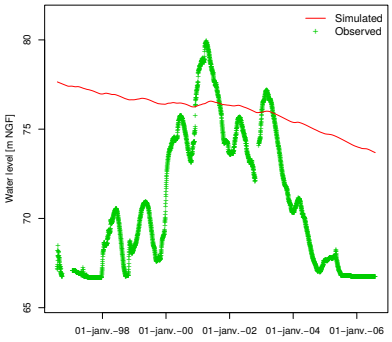

BIAS [m] = 1.68 RMSE [m] = 1.89 FLUCT.SD.R [−] = 4.42

**Well 01518X0139 in craie**



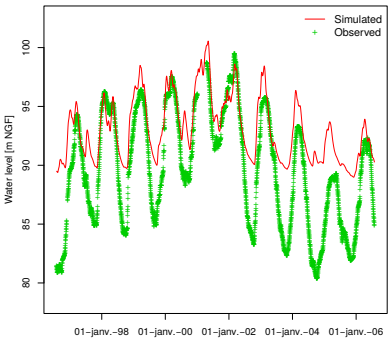

BIAS [m] = −1.06 RMSE [m] = 1.17 FLUCT.SD.R [−] = 1.29

**Well 01522X0069 in craie**



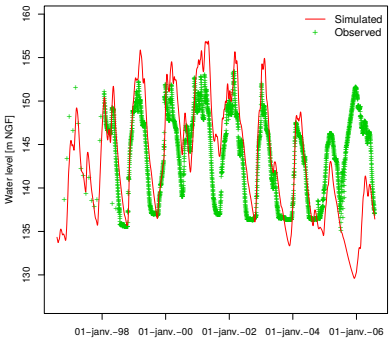

BIAS [m] = 5.09 RMSE [m] = 6.31 FLUCT.SD.R [−] = 0.05

**Well 01584X0023 in craie**



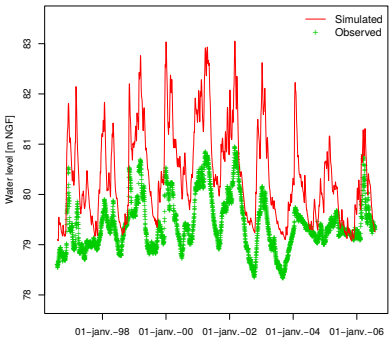

BIAS [m] = 3.28 RMSE [m] = 4.24 FLUCT.SD.R [−] = 0.58

**Well 01593X0014 in craie**



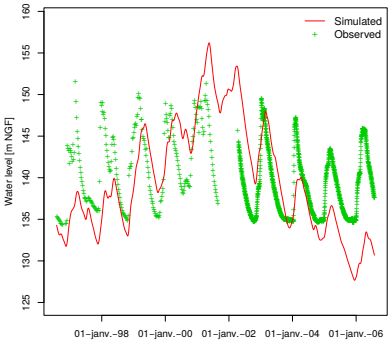

BIAS [m] = 0.27 RMSE [m] = 5.6 FLUCT.SD.R [−] = 1.07

**Well 01891X0047 in craie**



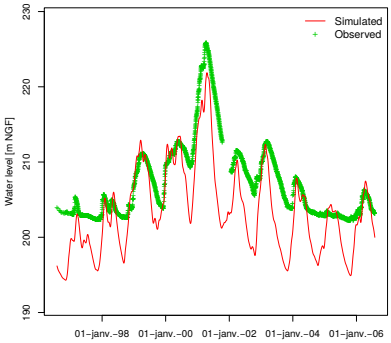

BIAS [m] = 0.99 RMSE [m] = 1.13 FLUCT.SD.R [−] = 1.84

**Well 01894X0002 in craie**



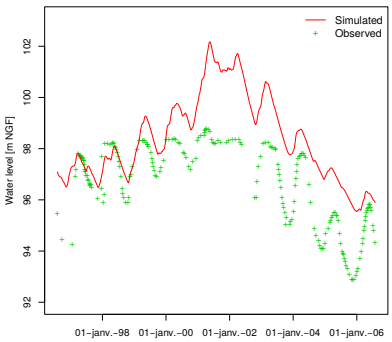

BIAS [m] = −1.6 RMSE [m] = 5.78 FLUCT.SD.R [−] = 0.68

**Well 02144X0005 in craie**



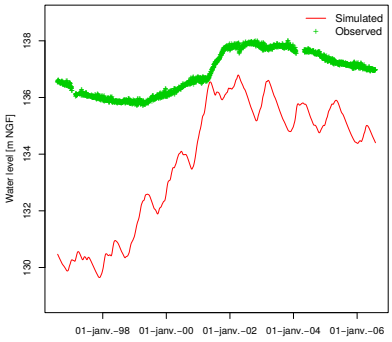

BIAS [m] = −3.53 RMSE [m] = 4.84 FLUCT.SD.R [−] = 1.97

**Well 02233X0015 in craie**



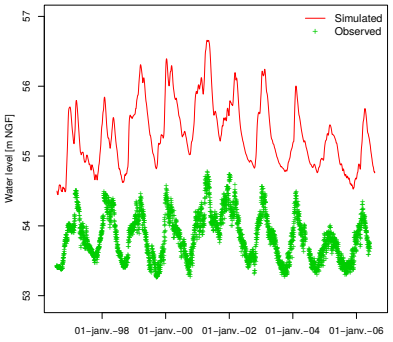

BIAS [m] = 1.42 RMSE [m] = 1.78 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 02553X0020 in craie**



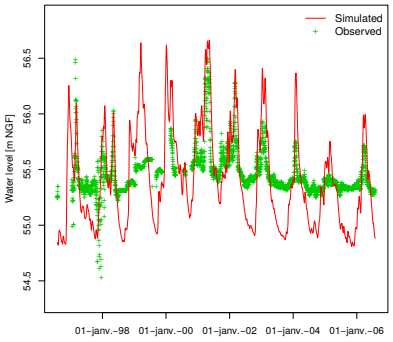

BIAS [m] = −3.04 RMSE [m] = 3.44 FLUCT.SD.R [−] = 5.16

**Well 02605X0062 in craie**



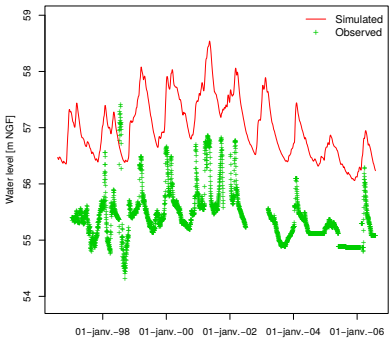

BIAS [m] = 1.47 RMSE [m] = 1.5 FLUCT.SD.R [−] = 1.34

**Well 02606X0112 in craie**



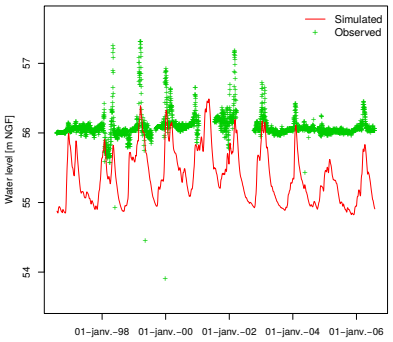

BIAS [m] = −0.03 RMSE [m] = 0.32 FLUCT.SD.R [−] = 2.38

**Well 02606X0120 in craie**



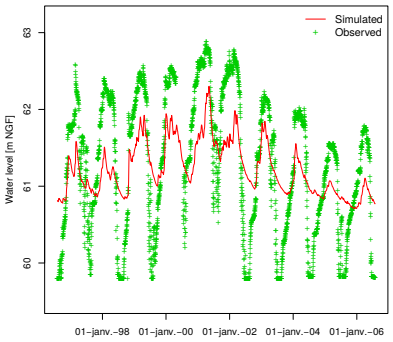

BIAS [m] = 1.58 RMSE [m] = 1.62 FLUCT.SD.R [−] = 0.95

**Well 02606X0125 in craie**



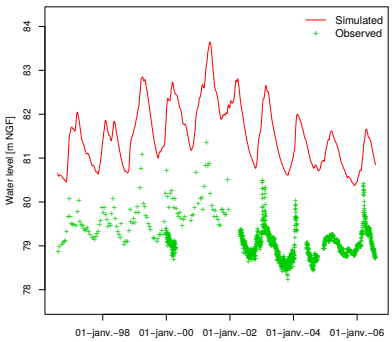

BIAS [m] = −0.72 RMSE [m] = 0.79 FLUCT.SD.R [−] = 1.82

**Well 02606X1013 in craie**



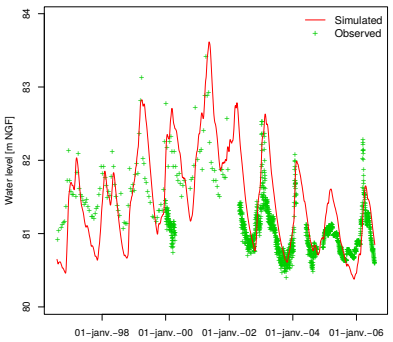

BIAS [m] = −0.07 RMSE [m] = 0.67 FLUCT.SD.R [−] = 0.3

**Well 02621X0009 in craie**



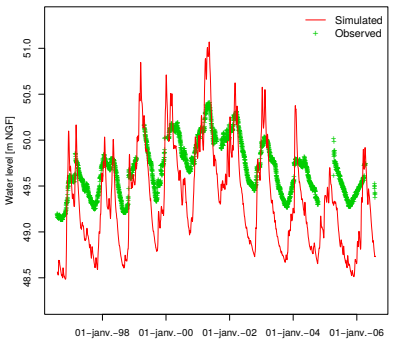

BIAS [m] = 2.26 RMSE [m] = 2.32 FLUCT.SD.R [−] = 1.63

**Well 02621X0085 in craie**



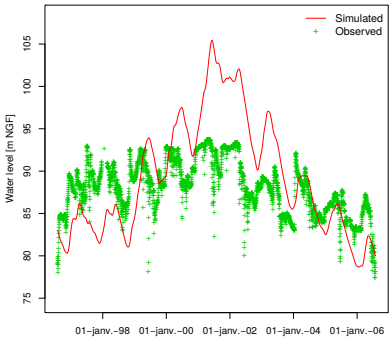

BIAS [m] = 0.27 RMSE [m] = 0.53 FLUCT.SD.R [−] = 1.64

**Well 02953X0089 in craie**



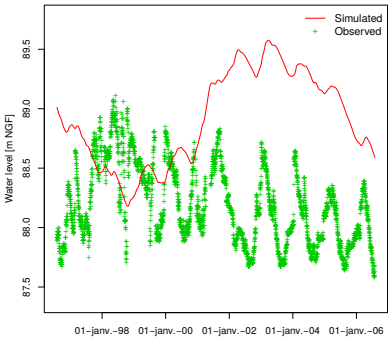

BIAS [m] = −0.35 RMSE [m] = 0.48 FLUCT.SD.R [−] = 2.3

**Well 02961X1003 in craie**



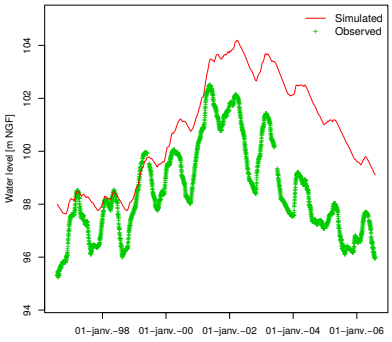

BIAS [m] = 1.38 RMSE [m] = 5.64 FLUCT.SD.R [−] = 1.12

**Well 02966X0010 in craie**



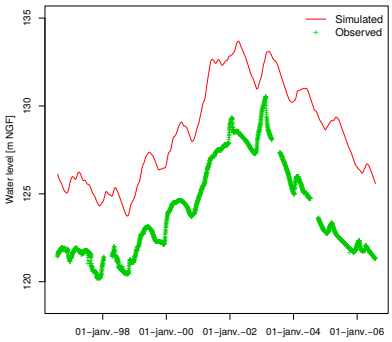

BIAS [m] = 0.72 RMSE [m] = 0.95 FLUCT.SD.R [−] = 0.29

**Well 03298X1013 in craie**



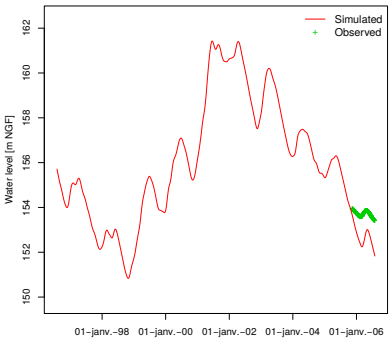

BIAS [m] = 2.31 RMSE [m] = 2.68 FLUCT.SD.R [−] = 0.37

**Well 03302X1012 in craie**



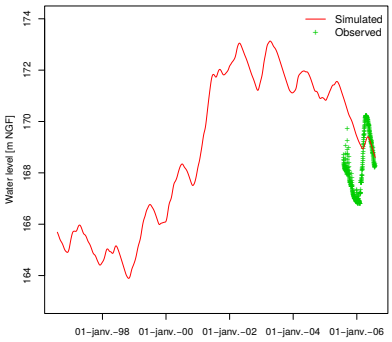

BIAS [m] = 4.48 RMSE [m] = 4.56 FLUCT.SD.R [−] = 1.07

**Well 03304X0039 in craie**



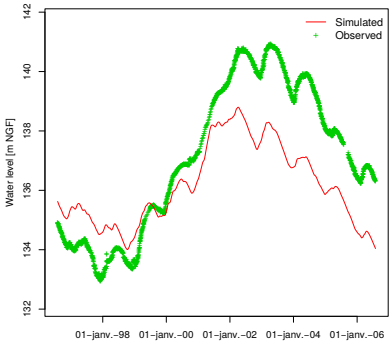

BIAS [m] = −1.04 RMSE [m] = 1.08 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 03308X0027 in craie**



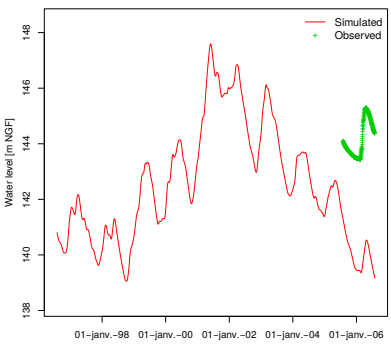

BIAS [m] = 1.25 RMSE [m] = 1.82 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 03662X0222 in craie**



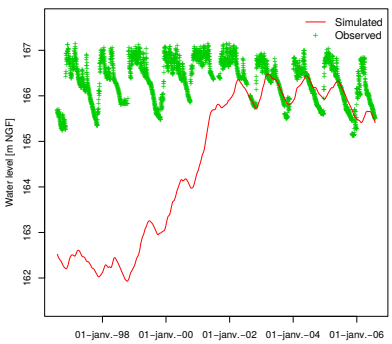

BIAS [m] = −1.07 RMSE [m] = 1.82 FLUCT.SD.R [−] = 0.82

**Well 03664X1032 in craie**



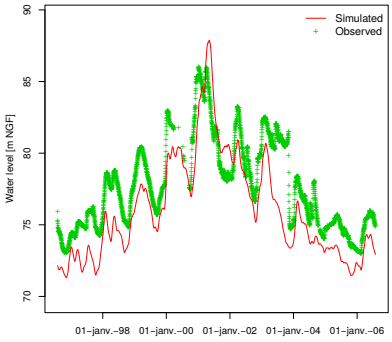

BIAS [m] = −4.17 RMSE [m] = 4.23 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 04012X0036 in craie**



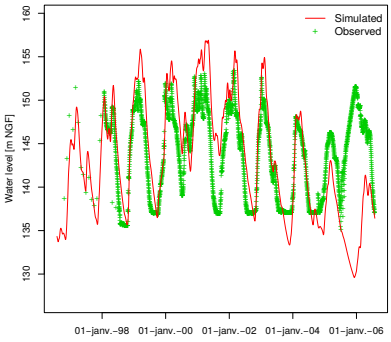

BIAS [m] = −1.81 RMSE [m] = 2.48 FLUCT.SD.R [−] = 0.47

**Well 01024X0058 in craie**



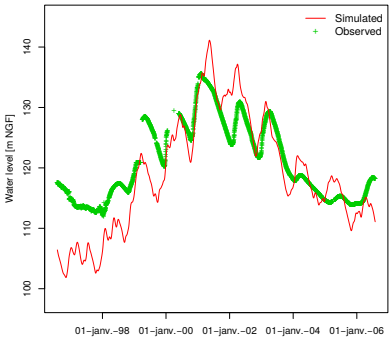

BIAS [m] = −1.81 RMSE [m] = 2.47 FLUCT.SD.R [−] = 0.87

**Well BUSSY in craie**



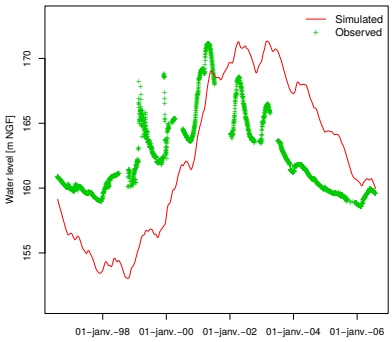

BIAS [m] = 0.07 RMSE [m] = 5.57 FLUCT.SD.R [−] = 1.07

**Well 00777X0008 in craie**



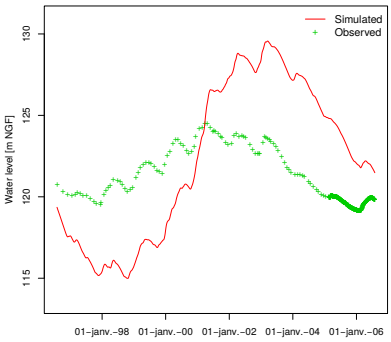

BIAS [m] = −2.21 RMSE [m] = 5.46 FLUCT.SD.R [−] = 1.31

**Well 00791X0017 in craie**



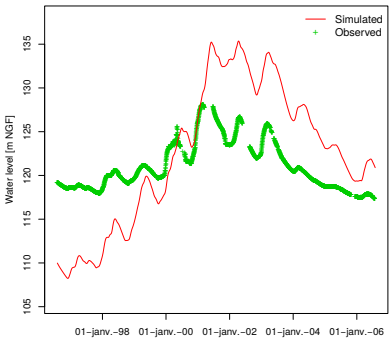

BIAS [m] = −0.33 RMSE [m] = 5.12 FLUCT.SD.R [−] = 0.53

**Well 00792X0010 in craie**



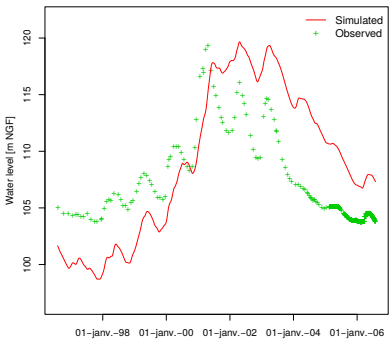

BIAS [m] = 2.8 RMSE [m] = 3.61 FLUCT.SD.R [−] = 1.4

**Well 00805X0002 in craie**



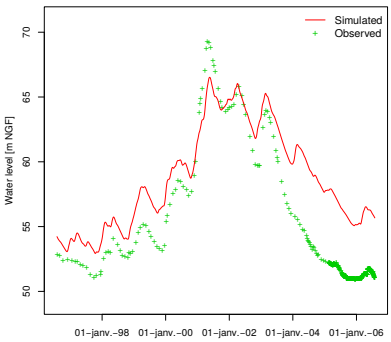

BIAS [m] = 0.74 RMSE [m] = 6.34 FLUCT.SD.R [−] = 1.23

**Well 00807X0015 in craie**



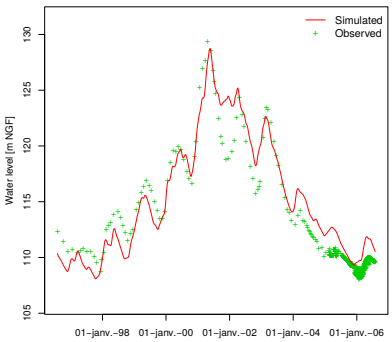

BIAS [m] = 3.39 RMSE [m] = 4.31 FLUCT.SD.R [−] = 0.77

**Well 00817X0145 in craie**



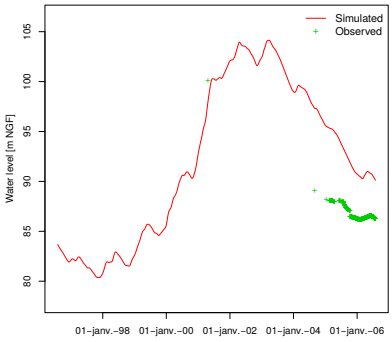

BIAS [m] = 4.19 RMSE [m] = 4.48 FLUCT.SD.R [−] = 0.79

**Well 01031X0023 in craie**



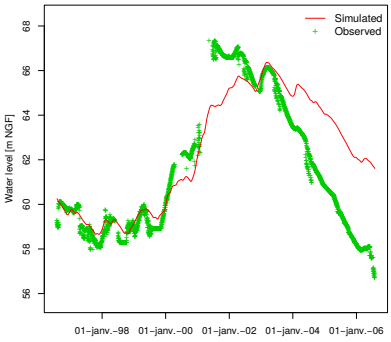

BIAS [m] = 1.07 RMSE [m] = 1.54 FLUCT.SD.R [−] = 0.83

**Well 01034X0014 in craie**



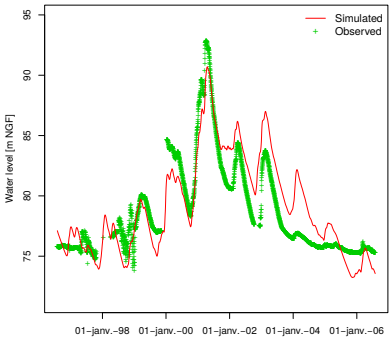

BIAS [m] = 4.83 RMSE [m] = 4.93 FLUCT.SD.R [−] = 1.11

**Well 01042X0049 in craie**



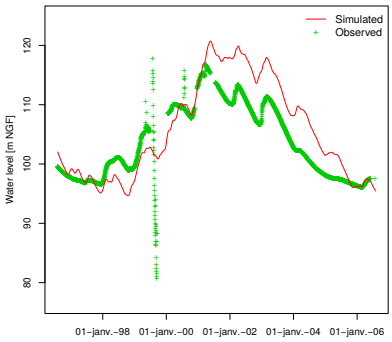

BIAS [m] = 0.8 RMSE [m] = 1.93 FLUCT.SD.R [−] = 0.62

**Well 01261X0044 in craie**



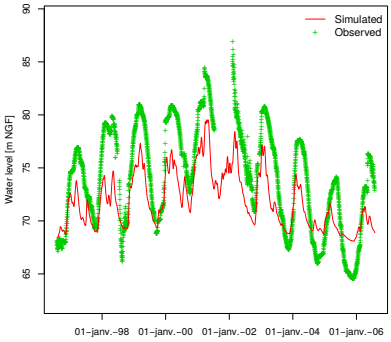

BIAS [m] = 0.46 RMSE [m] = 2.03 FLUCT.SD.R [−] = 0.91

**Well 01252X0011 in craie**



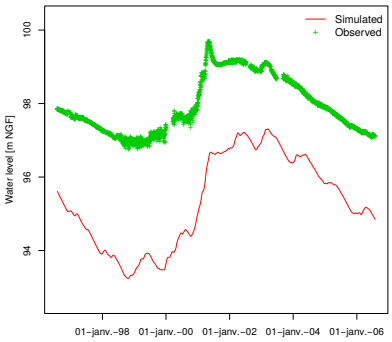

BIAS [m] = 2.23 RMSE [m] = 4.5 FLUCT.SD.R [−] = 0.57

**Well FRESNES in craie**



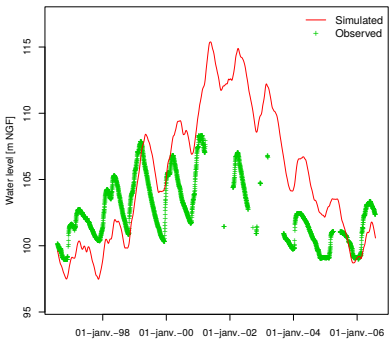

BIAS [m] = −2.32 RMSE [m] = 3.63 FLUCT.SD.R [−] = 0.55

**Well 01493X0001 in craie**



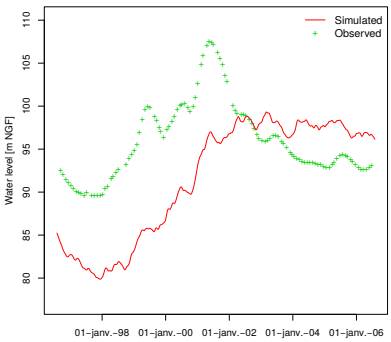

BIAS [m] = −2.62 RMSE [m] = 2.69 FLUCT.SD.R [−] = 1.24

**Well Hannogne in craie**



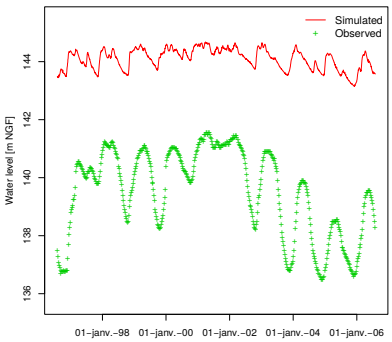

BIAS [m] = 1.36 RMSE [m] = 3.7 FLUCT.SD.R [−] = 0.81

**Well Hattenville in craie**



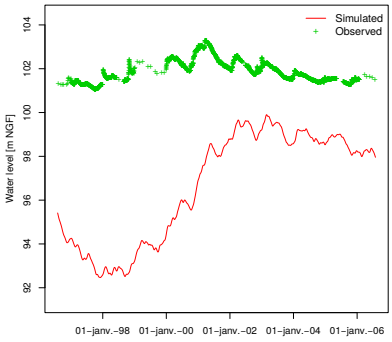

BIAS [m] = −4.17 RMSE [m] = 7.84 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well MORAINS in craie**



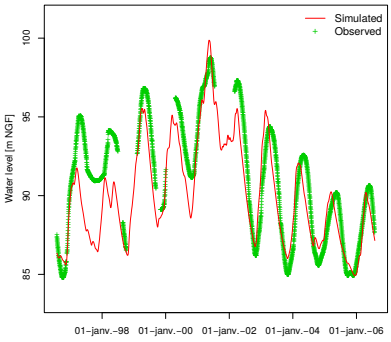

BIAS [m] = 4.57 RMSE [m] = 4.75 FLUCT.SD.R [−] = 0.3

**Well 00776X0096 in craie**



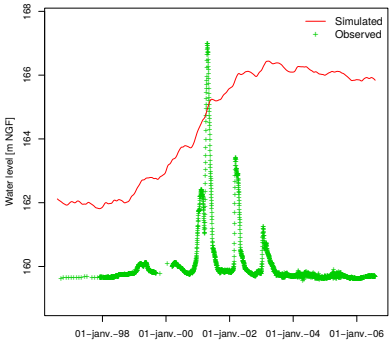

BIAS [m] = −4.86 RMSE [m] = 5.42 FLUCT.SD.R [−] = 1.4

**Well 02617X0009 in craie**



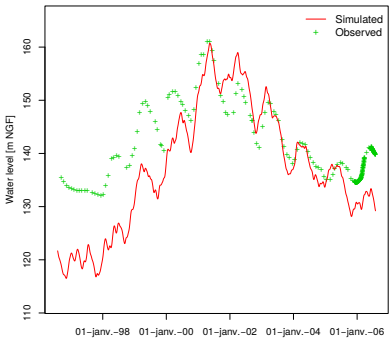

BIAS [m] = −1.05 RMSE [m] = 2.12 FLUCT.SD.R [−] = 0.9

**Well 00603X0003 in craie**



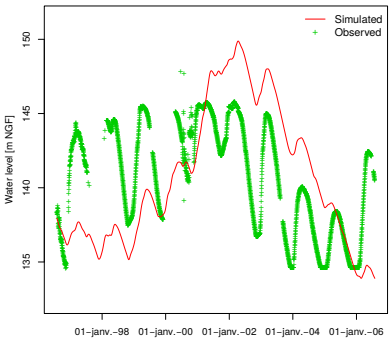

BIAS [m] = 4.82 RMSE [m] = 5.15 FLUCT.SD.R [−] = 0.13

**Well 00773X0002 in craie**



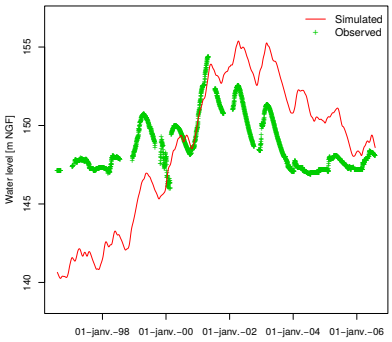

BIAS [m] = −5.82 RMSE [m] = 7.3 FLUCT.SD.R [−] = NaN

**Well 02255X0003 in craie**



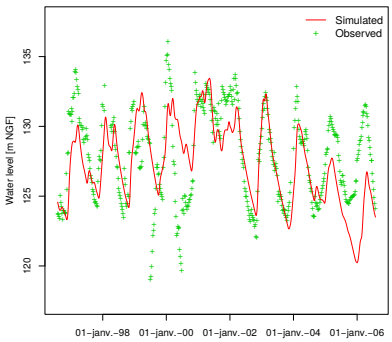

BIAS [m] = 0.48 RMSE [m] = 4.57 FLUCT.SD.R [−] = 0.38

**Well 00506X0005 in craie**



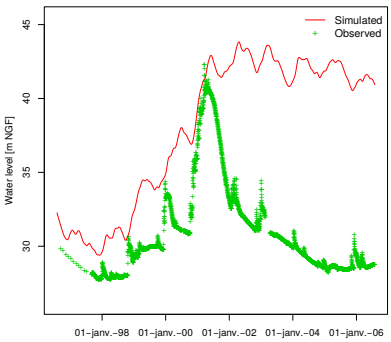

BIAS [m] = 0.19 RMSE [m] = 3.69 FLUCT.SD.R [−] = 0.82

**Well 02615X0020 in craie**



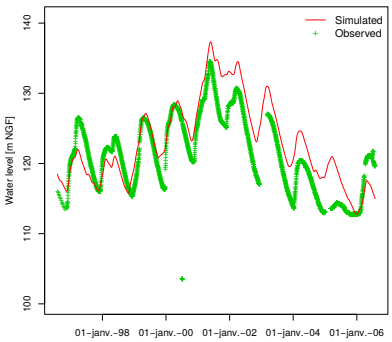

BIAS [m] = −0.57 RMSE [m] = 2.84 FLUCT.SD.R [−] = 0.7

**Well 00755X0006 in craie**

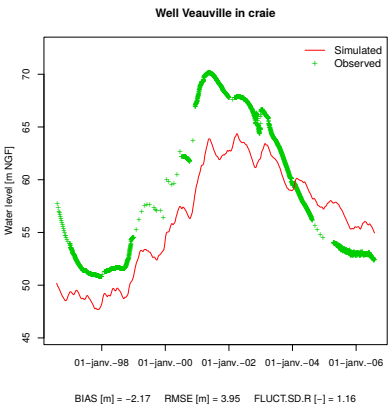



BIAS [m] = 7.86 RMSE [m] = 9.08 FLUCT.SD.R [−] = 0.71

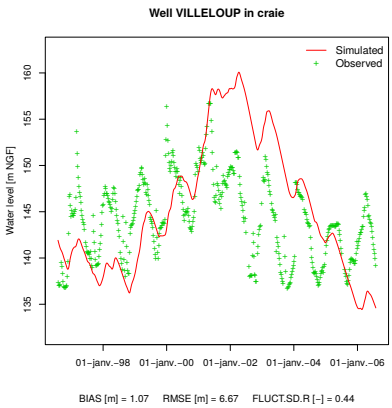
**Well 02982X0013 in craie**




BIAS [m] = 1.78 RMSE [m] = 3.63 FLUCT.SD.R [−] = 0.7




BIAS [m] = −2.17 RMSE [m] = 3.95 FLUCT.SD.R [−] = 1.16




BIAS [m] = 1.07 RMSE [m] = 6.67 FLUCT.SD.R [−] = 0.44

# Annexe C

# Paramétrisation du modèle d'hydrosystème Seine

## C.1 Paramétrisation du modèle de surface

Table C.1 – Paramètres des unité de calcul du bilan hydrique

| Nom | CRT | DCRT | FN | CQR | CQRM | CQI | CQRI |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 city | 1.32 | 1.2 | 1.345516 | 0.0031921454 | 0.7862217 | 0.1 | 190 |
| 2 eaulibre | 200 | 10 | 5 | 0.1 | 20 | 0.1 | 30 |
| 3 zhumide | 50 | 10 | 5 | 0.1 | 20 | 0.1 | 30 |
| 4 alluv | 175.308 | 5 | 17.324 | 7.70E-005 | 1.680635 | 0.1 | 30 |
| 5 limestone | 57.47335 | 25 | 1.082711 | 0.0009957872 | 1000 | 0.1 | 10 |
| 6 argil | 135 | 25 | 5 | 0.5 | 20 | 0.1 | 30 |
| 7 sand | 24.75 | 22.5 | 4.593034 | 0.0002341547 | 70.94453 | 0.1 | 30 |
| 8 silt | 146.8193 | 10 | 0.7528192 | 0.0080429623 | 16.37057 | 0.1 | 50 |
| 9 Infillt_area | 1244.596 | 27.5 | 1.415994 | 0.0013795884 | 12.89492 | 0.2 | 10 |
| 10 all_f | 95 | 20 | 8 | 0.8 | 20 | 0.1 | 30 |
| 11 limestone-for | 207.643 | 12.5 | 1.654453 | 0.1546039 | 536.2205 | 0.1 | 10 |
| 12 arg_f | 130 | 25 | 5 | 0.4 | 30 | 0.1 | 30 |
| 13 sab_f | 70 | 35 | 10 | 0.3 | 20 | 0.1 | 30 |
| 14 Silt-for | 462.0686 | 25 | 48.97996 | 1 | 16.65735 | 0.1 | 50 |
| 15 crisT | 25 | 10 | 5 | 0.3 | 40 | 0.1 | 50 |
| 16 unknown | 100 | 10 | 10 | 0.1 | 20 | 0.1 | 30 |
| 17 eaulibre | 200 | 10 | 5 | 0.1 | 20 | 0.1 | 30 |
| 18zhumi | 50 | 10 | 5 | 0.1 | 80 | 0.1 | 130 |
| 19alluv | 19.87546 | 10 | 0.4564586 | 0.00202953 | 10 | 0.05 | 130 |
| 20calca | 100.217 | 55 | 2.109395 | 0.1145035 | 88.2227 | 0.05 | 120 |
| 21argil | 104.5 | 95 | 1.137147 | 1 | 170.5965 | 0.05 | 130 |
| 22sable | 80 | 5 | 5 | 0.3 | 80 | 0.1 | 130 |
| 23limon | 75 | 10 | 5 | 0.3 | 70 | 0.1 | 110 |
| 24crisT | 170 | 40 | 8 | 0.2 | 160 | 0.1 | 150 |
| 25all_f | 90 | 20 | 2 | 0.2 | 70 | 0.1 | 130 |
| 26cal_f | 142.9974 | 20 | 71.21358 | 0.0078649791 | 950 | 0.1 | 190 |
| 27arg_f | 60.49999 | 55 | 11.78545 | 0.3026883 | 329.4512 | 0.05 | 130 |
| 28sab_f | 90 | 5 | 5 | 0.3 | 80 | 0.1 | 130 |
| 29lim_f | 105 | 10 | 5 | 0.2 | 80 | 0.1 | 150 |
| 30crisT | 125 | 50 | 8 | 0.3 | 160 | 0.1 | 150 |

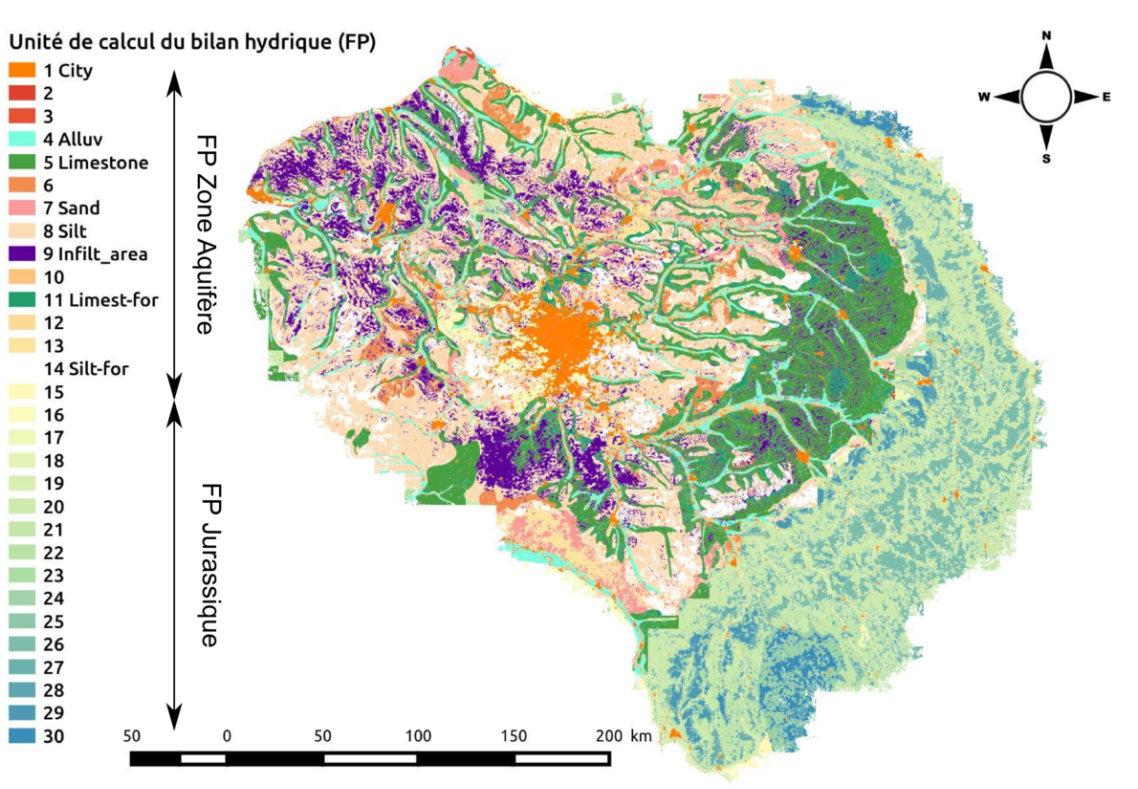



FIGURE C.1 – Cartographie des unités de calcul du bilan hydrique sur le bassin de la Seine

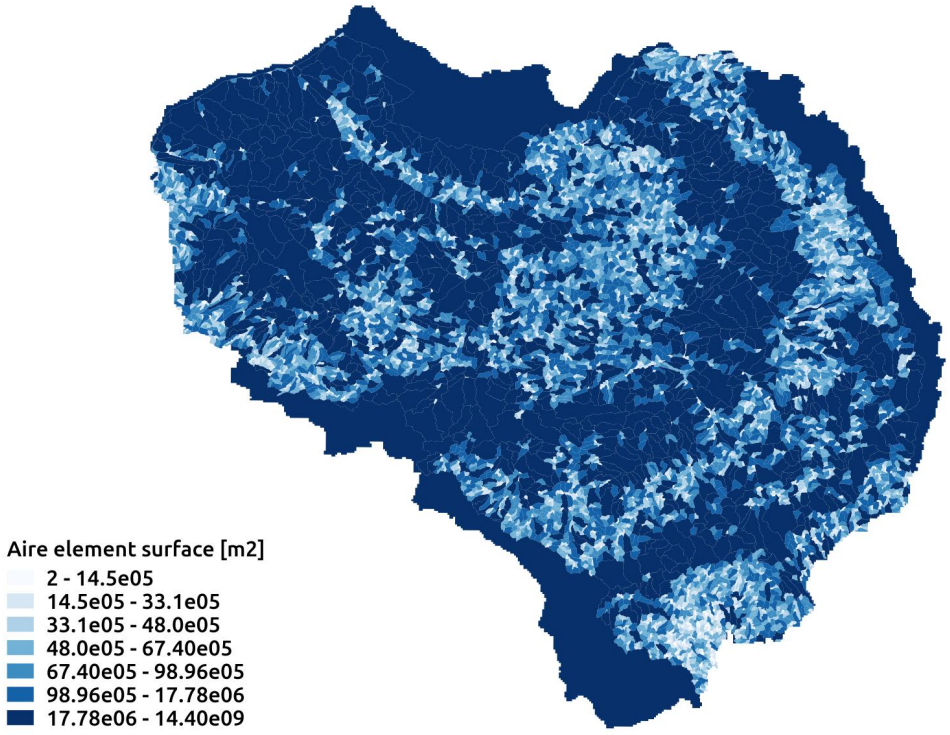



FIGURE C.2 – Aire des bassins d'alimentation des tronçons rivière (*network_musk*)

## C.2 Paramétrisation du module hydraulique

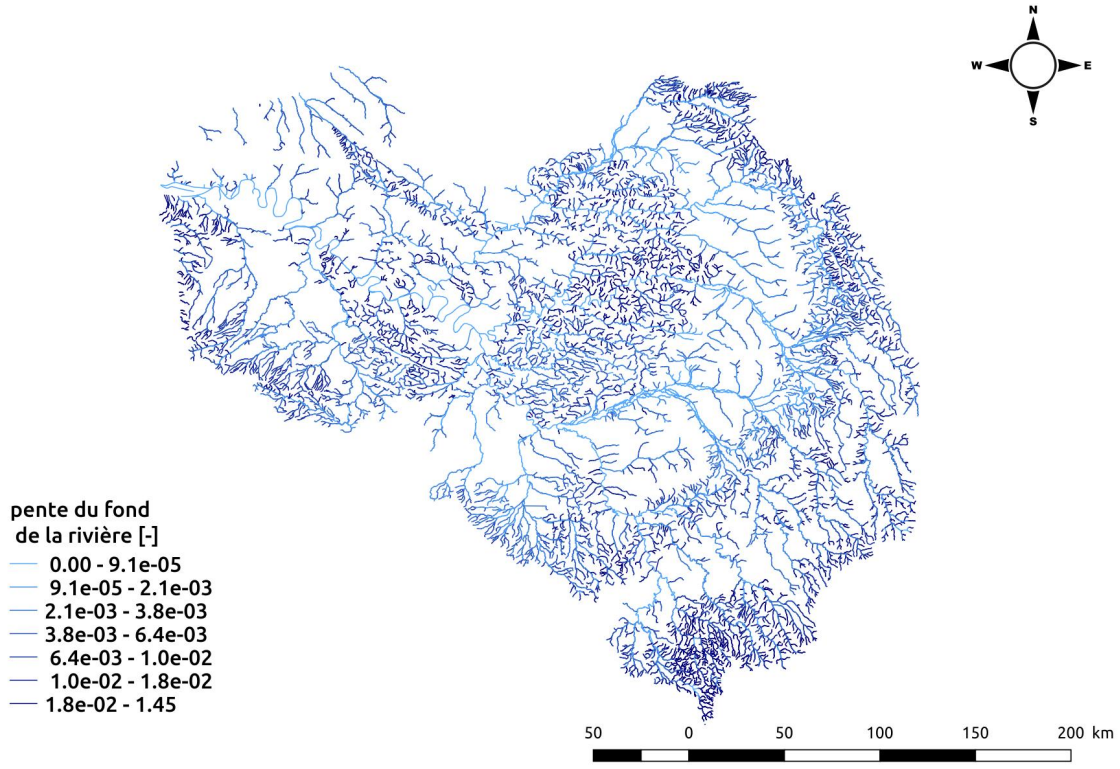



FIGURE C.3 – Pente moyenne du lit de la rivière calculé sur les tronçons rivière (*network_musk*)

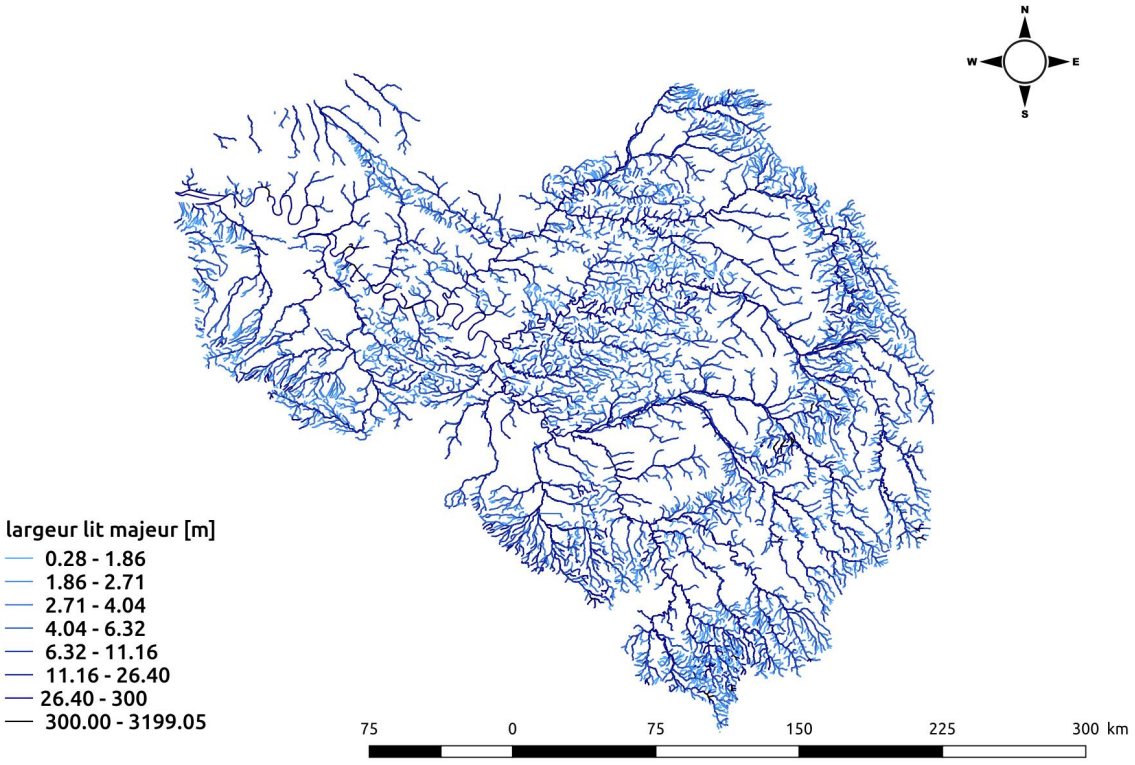



FIGURE C.4 – Largeur du lit majeur de la rivière attribué aux tronçons rivière (*network_musk*)

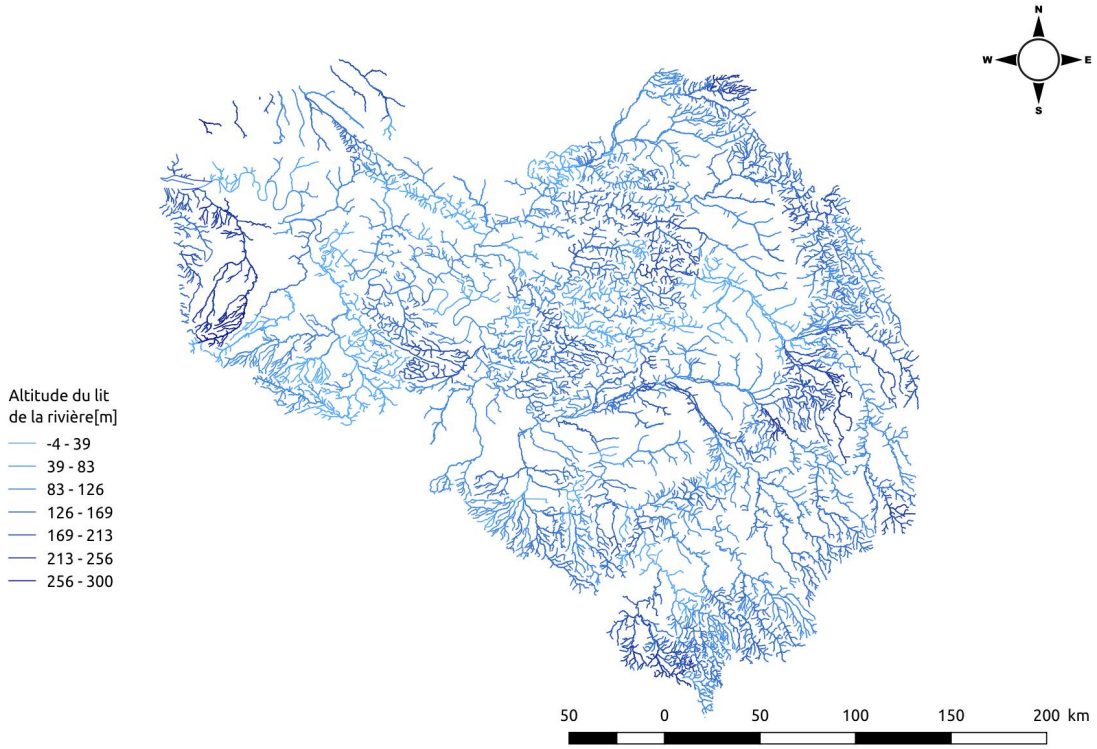



FIGURE C.5 – Altitude moyenne du lit de la rivière sur les éléments rivière ($ele_musk$)

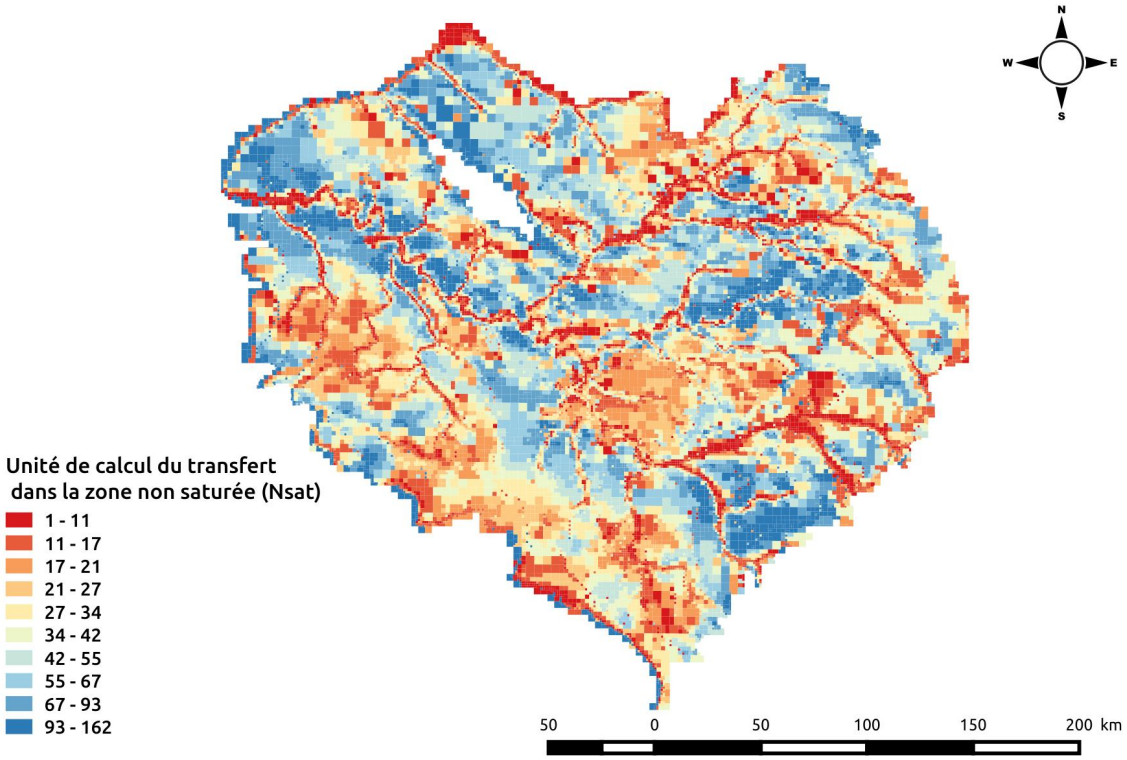



FIGURE C.6 – Cartographie des unités de calcul de la zone non saturée sur le bassin de la Seine

## C.3 Paramétrisation du modèle de zone non saturée

TABLE C.2 – Paramètres des unité de calcul du transfert en zone non saturée Partie 1

| Nsat | Nb reservoir | Dimension du reservoir [m] | Coefficient de vidange [-] | Nsat | Nb reservoir | Dimension du reservoir [m] | coefficient de vidange [-] | Nsat | Nb reservoir | Dimension du reservoir [m] | Coefficient de vidange [-] |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 0 | 1 | 0.45 | 35 | 4 | 5 | 0.4 | 69 | 9 | 8 | 0.5 |
| 2 | 0 | 3 | 0.4 | 36 | 4 | 8 | 0.5 | 70 | 10 | 1 | 0.45 |
| 3 | 0 | 5 | 0.1 | 37 | 5 | 1 | 0.45 | 71 | 10 | 3 | 0.4 |
| 4 | 0 | 5 | 0.15 | 38 | 5 | 3 | 0.4 | 72 | 10 | 5 | 0.15 |
| 5 | 0 | 5 | 0.35 | 39 | 5 | 5 | 0.1 | 73 | 10 | 5 | 0.35 |
| 6 | 0 | 5 | 0.4 | 40 | 5 | 5 | 0.15 | 74 | 10 | 5 | 0.4 |
| 7 | 0 | 8 | 0.5 | 41 | 5 | 5 | 0.35 | 75 | 10 | 8 | 0.5 |
| 8 | 1 | 1 | 0.45 | 42 | 5 | 5 | 0.4 | 76 | 11 | 1 | 0.45 |
| 9 | 1 | 3 | 0.4 | 43 | 5 | 8 | 0.5 | 77 | 11 | 3 | 0.4 |
| 10 | 1 | 5 | 0.1 | 44 | 6 | 1 | 0.45 | 78 | 11 | 5 | 0.1 |
| 11 | 1 | 5 | 0.15 | 45 | 6 | 3 | 0.4 | 79 | 11 | 5 | 0.15 |
| 12 | 1 | 5 | 0.35 | 46 | 6 | 5 | 0.1 | 80 | 11 | 5 | 0.35 |
| 13 | 1 | 5 | 0.4 | 47 | 6 | 5 | 0.15 | 81 | 11 | 5 | 0.4 |
| 14 | 1 | 8 | 0.5 | 48 | 6 | 5 | 0.35 | 82 | 11 | 8 | 0.5 |
| 15 | 2 | 1 | 0.45 | 49 | 6 | 5 | 0.4 | 83 | 12 | 1 | 0.45 |
| 16 | 2 | 2 | 0.1 | 50 | 6 | 8 | 0.5 | 84 | 12 | 3 | 0.4 |
| 17 | 2 | 3 | 0.4 | 51 | 7 | 1 | 0.45 | 85 | 12 | 5 | 0.1 |
| 18 | 2 | 5 | 0.1 | 52 | 7 | 3 | 0.4 | 86 | 12 | 5 | 0.15 |
| 19 | 2 | 5 | 0.15 | 53 | 7 | 5 | 0.1 | 87 | 12 | 5 | 0.35 |
| 20 | 2 | 5 | 0.35 | 54 | 7 | 5 | 0.15 | 88 | 12 | 5 | 0.4 |
| 21 | 2 | 5 | 0.4 | 55 | 7 | 5 | 0.35 | 89 | 12 | 8 | 0.5 |
| 22 | 2 | 8 | 0.5 | 56 | 7 | 5 | 0.4 | 90 | 13 | 1 | 0.45 |
| 23 | 3 | 1 | 0.45 | 57 | 7 | 8 | 0.5 | 91 | 13 | 3 | 0.4 |
| 24 | 3 | 3 | 0.4 | 58 | 8 | 1 | 0.45 | 92 | 13 | 5 | 0.15 |
| 25 | 3 | 5 | 0.1 | 59 | 8 | 3 | 0.4 | 93 | 13 | 5 | 0.35 |
| 26 | 3 | 5 | 0.15 | 60 | 8 | 5 | 0.15 | 94 | 13 | 5 | 0.4 |
| 27 | 3 | 5 | 0.35 | 61 | 8 | 5 | 0.35 | 95 | 13 | 8 | 0.5 |
| 28 | 3 | 5 | 0.4 | 62 | 8 | 5 | 0.4 | 96 | 14 | 1 | 0.45 |
| 29 | 3 | 8 | 0.5 | 63 | 8 | 8 | 0.5 | 97 | 14 | 3 | 0.4 |
| 30 | 4 | 1 | 0.45 | 64 | 9 | 1 | 0.45 | 98 | 14 | 5 | 0.15 |
| 31 | 4 | 3 | 0.4 | 65 | 9 | 3 | 0.4 | 99 | 14 | 5 | 0.35 |
| 32 | 4 | 5 | 0.1 | 66 | 9 | 5 | 0.15 | 100 | 14 | 5 | 0.4 |
| 33 | 4 | 5 | 0.15 | 67 | 9 | 5 | 0.35 | 101 | 14 | 8 | 0.5 |
| 34 | 4 | 5 | 0.35 | 68 | 9 | 5 | 0.4 | 102 | 15 | 1 | 0.45 |

TABLE C.3 – Paramètres des unité de calcul du transfert en zone non saturée Partie 2

| Nsat | Nb reservoir | Dimension du reservoir [m] | Coefficient de vidange [-] | Nsat | Nb reservoir | Dimension du reservoir [m] | coefficient de vidange [-] |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 103 | 15 | 3 | 0.4 | 136 | 22 | 5 | 0.4 |
| 104 | 15 | 5 | 0.15 | 137 | 22 | 8 | 0.5 |
| 105 | 15 | 5 | 0.35 | 138 | 23 | 5 | 0.35 |
| 106 | 15 | 5 | 0.4 | 139 | 23 | 5 | 0.4 |
| 107 | 15 | 8 | 0.5 | 140 | 24 | 5 | 0.35 |
| 108 | 16 | 1 | 0.45 | 141 | 24 | 5 | 0.4 |
| 109 | 16 | 3 | 0.4 | 142 | 25 | 5 | 0.35 |
| 110 | 16 | 5 | 0.15 | 143 | 25 | 5 | 0.4 |
| 111 | 16 | 5 | 0.35 | 144 | 26 | 5 | 0.35 |
| 112 | 16 | 5 | 0.4 | 145 | 27 | 5 | 0.35 |
| 113 | 16 | 8 | 0.5 | 146 | 28 | 5 | 0.35 |
| 114 | 17 | 1 | 0.45 | 147 | 28 | 5 | 0.4 |
| 115 | 17 | 3 | 0.4 | 148 | 29 | 5 | 0.35 |
| 116 | 17 | 5 | 0.15 | 149 | 30 | 5 | 0.4 |
| 117 | 17 | 5 | 0.35 | 150 | 33 | 5 | 0.4 |
| 118 | 17 | 5 | 0.4 | 151 | 34 | 5 | 0.35 |
| 119 | 17 | 8 | 0.5 | 152 | 34 | 5 | 0.4 |
| 120 | 18 | 3 | 0.4 | 153 | 1 | 5 | 0.15 |
| 120 | 18 | 5 | 0.35 | 154 | 1 | 5 | 0.1 |
| 121 | 18 | 5 | 0.4 | 155 | 1 | 5 | 0.35 |
| 122 | 18 | 8 | 0.5 | 156 | 1 | 3 | 0.4 |
| 123 | 19 | 1 | 0.45 | 157 | 1 | 5 | 0.4 |
| 124 | 19 | 5 | 0.35 | 158 | 1 | 8 | 0.5 |
| 125 | 19 | 5 | 0.4 | 159 | 1 | 1 | 0.45 |
| 126 | 19 | 8 | 0.5 | 160 | 1 | 5 | 0.35 |
| 127 | 20 | 3 | 0.4 | 161 | 1 | 2 | 0.1 |
| 128 | 20 | 5 | 0.35 | | | | |
| 129 | 20 | 5 | 0.4 | | | | |
| 130 | 20 | 8 | 0.5 | | | | |
| 131 | 21 | 3 | 0.4 | | | | |
| 132 | 21 | 5 | 0.35 | | | | |
| 133 | 21 | 5 | 0.4 | | | | |
| 134 | 21 | 8 | 0.5 | | | | |
| 135 | 22 | 5 | 0.35 | | | | |

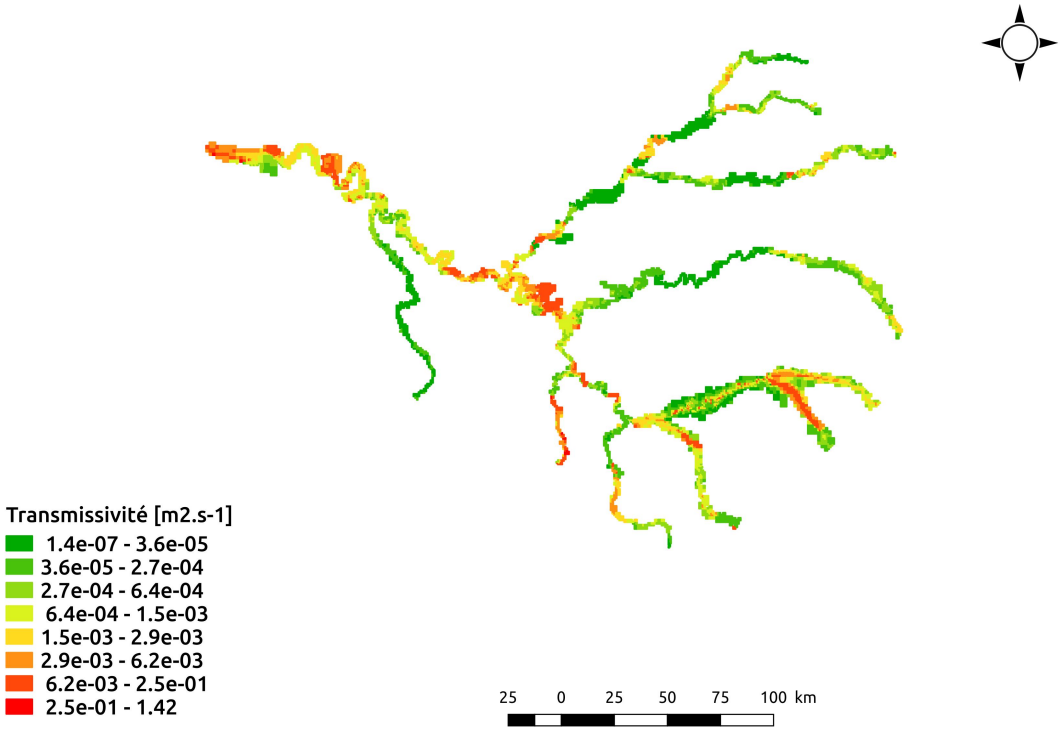



FIGURE C.7 – Transmissivité de la couche alluvion

## C.4 Paramétrisation du modèle souterrain

### C.4.1 Transmissivité par couche

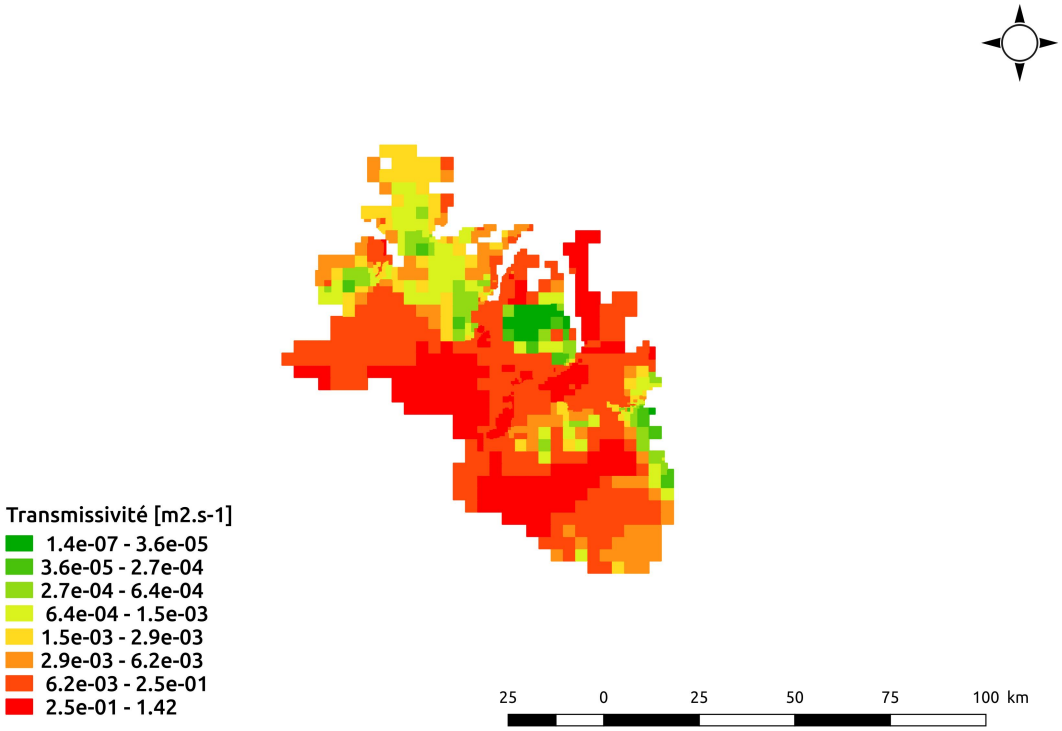



FIGURE C.8 – Transmissivité de la couche beauce

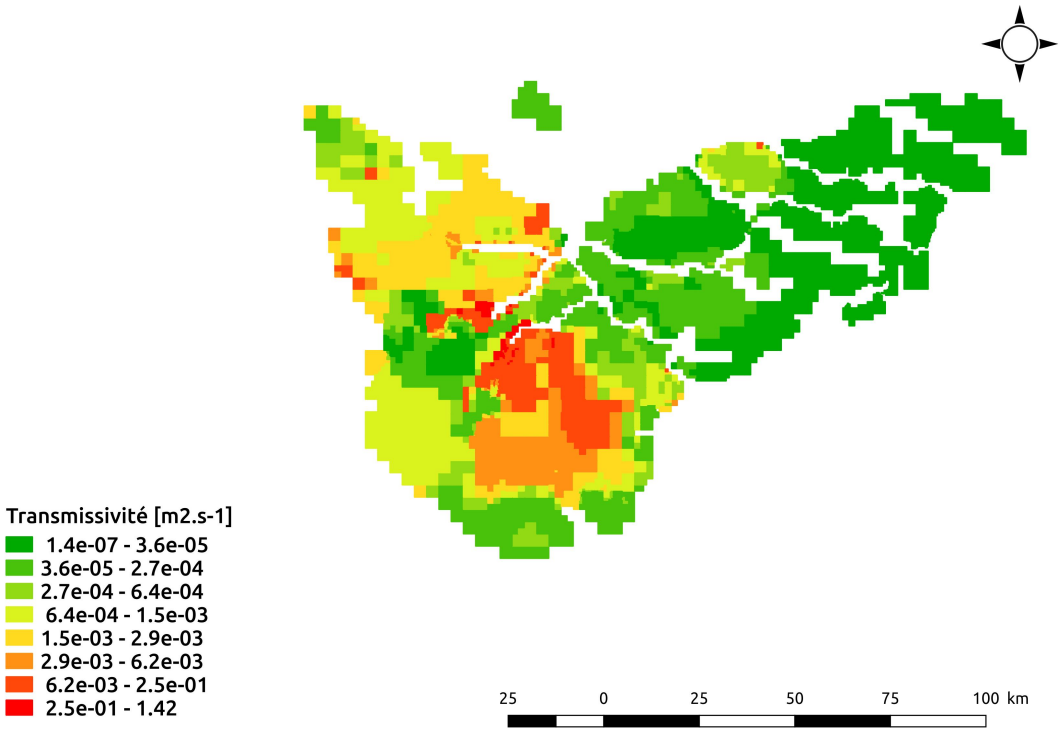



FIGURE C.9 – Transmissivité de la couche brie

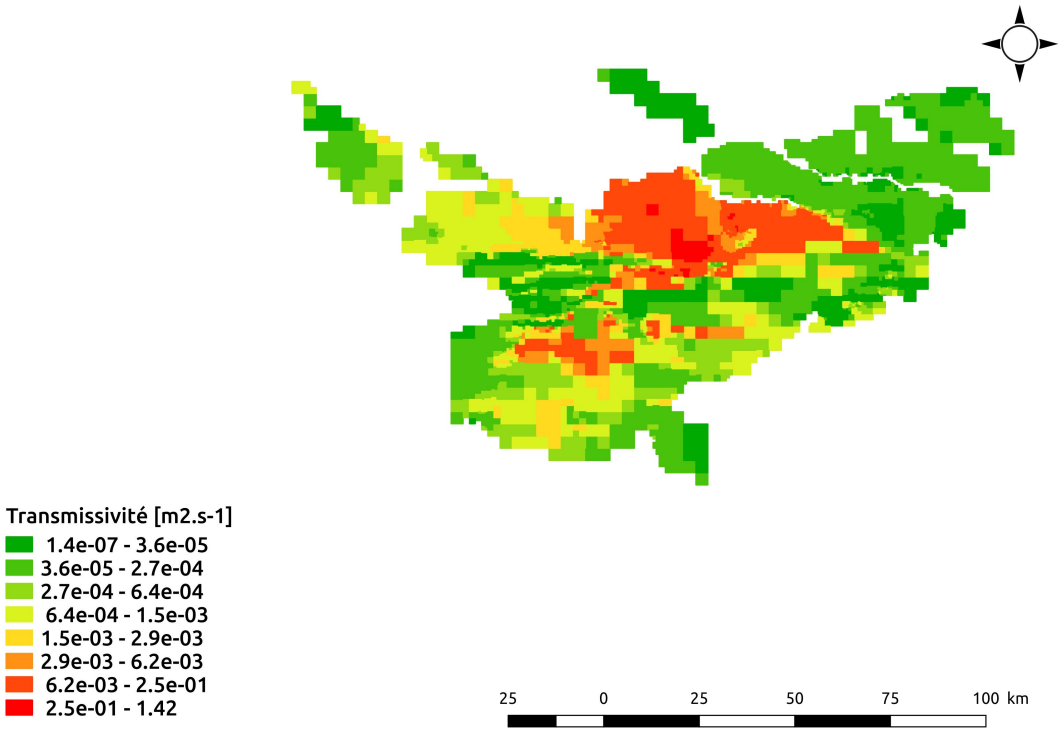



FIGURE C.10 – Transmissivité de la couche champigny

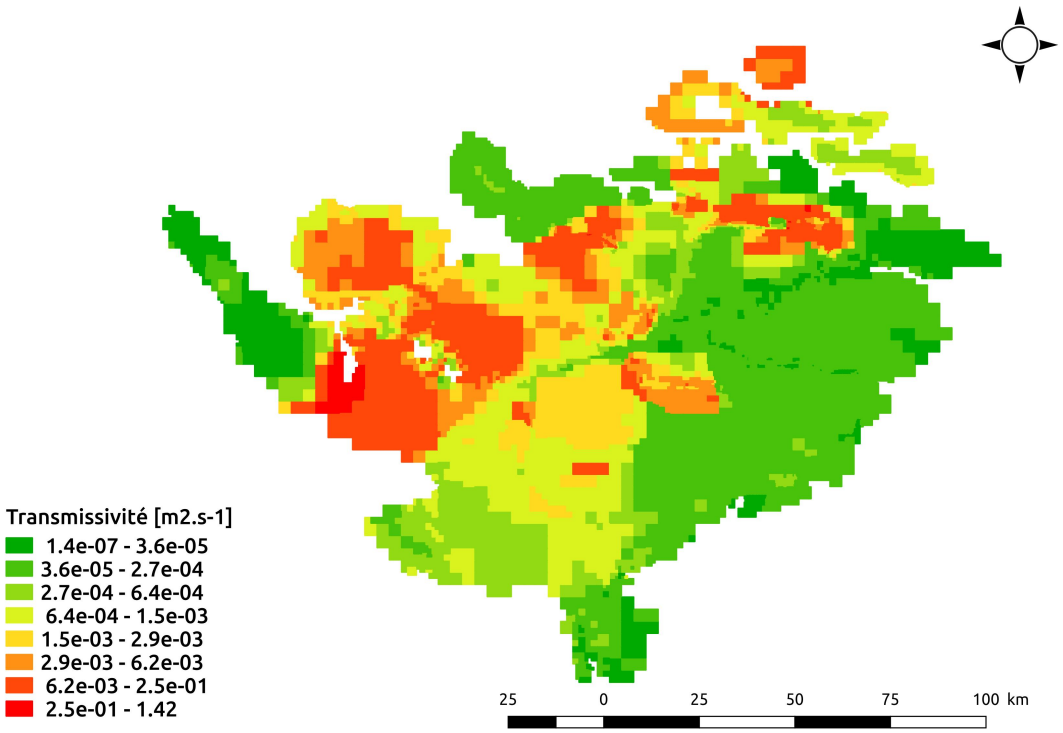



FIGURE C.11 – Transmissivité de la couche lutetien

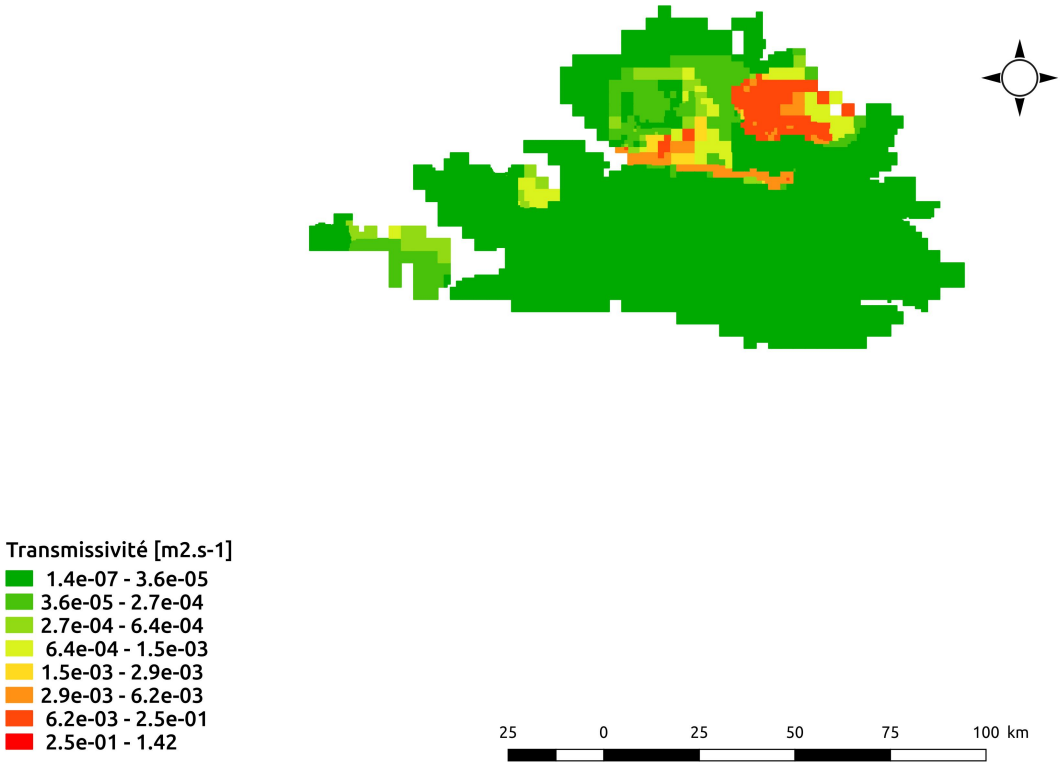



FIGURE C.12 – Transmissivité de la couche thanetien

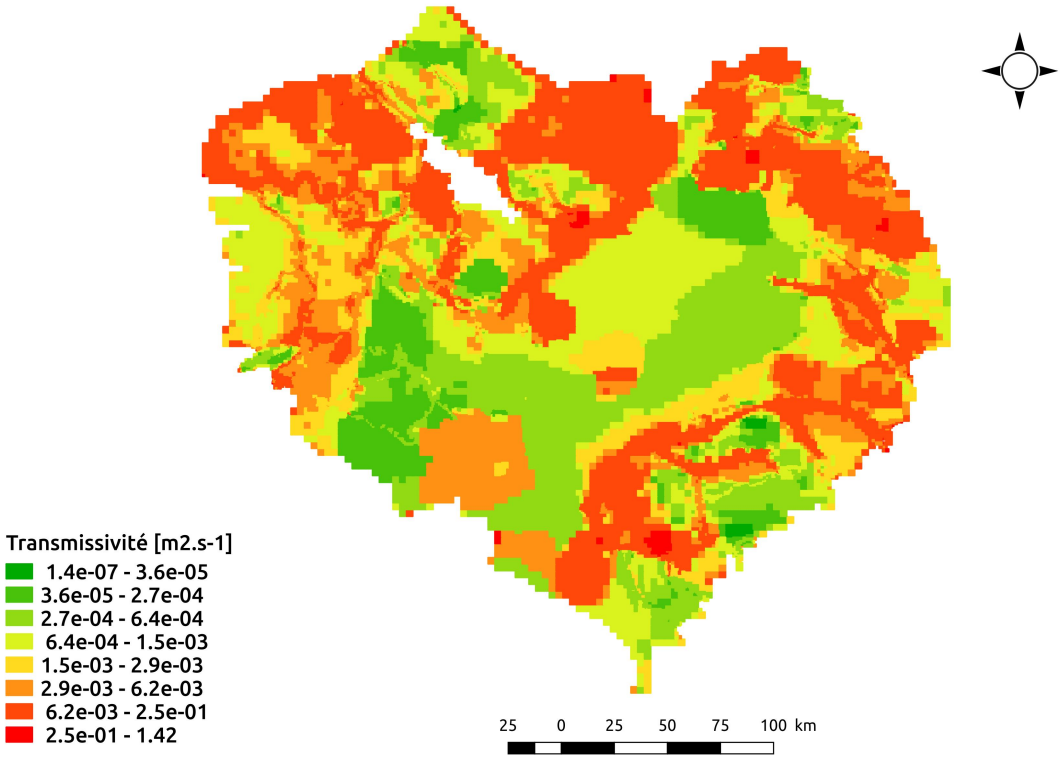



FIGURE C.13 – Transmissivité de la couche craie

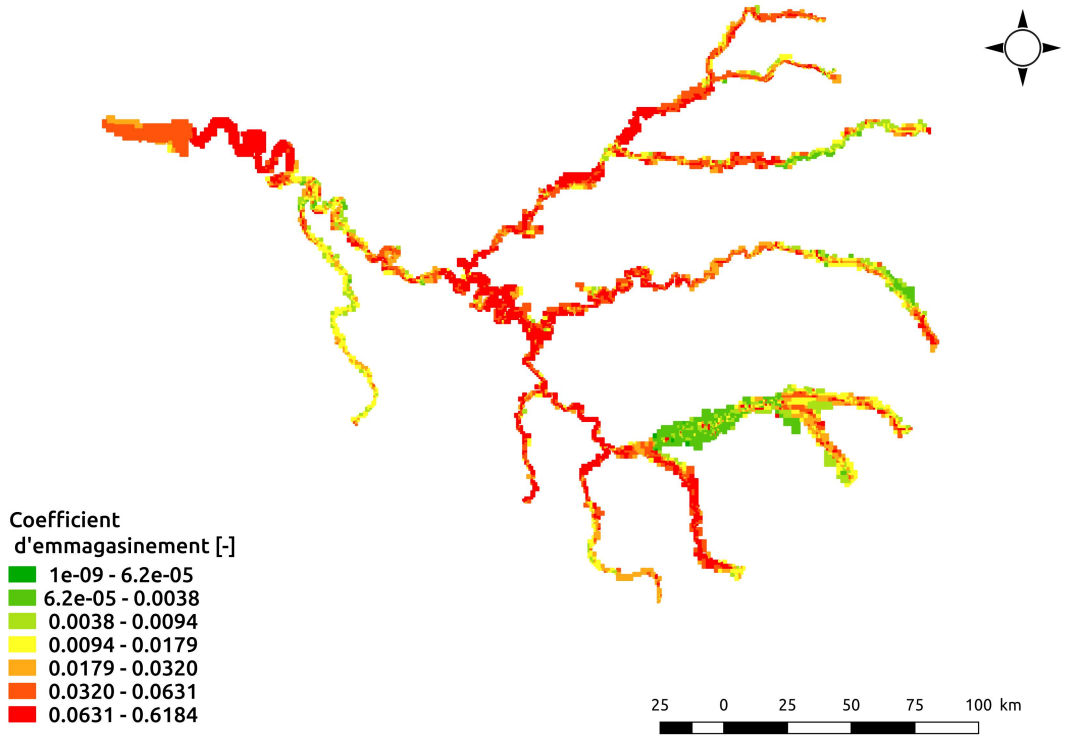



FIGURE C.14 – Coefficient d emmagasinement de la couche alluvion

### C.4.2 Coefficient d'emmagasinement par couche

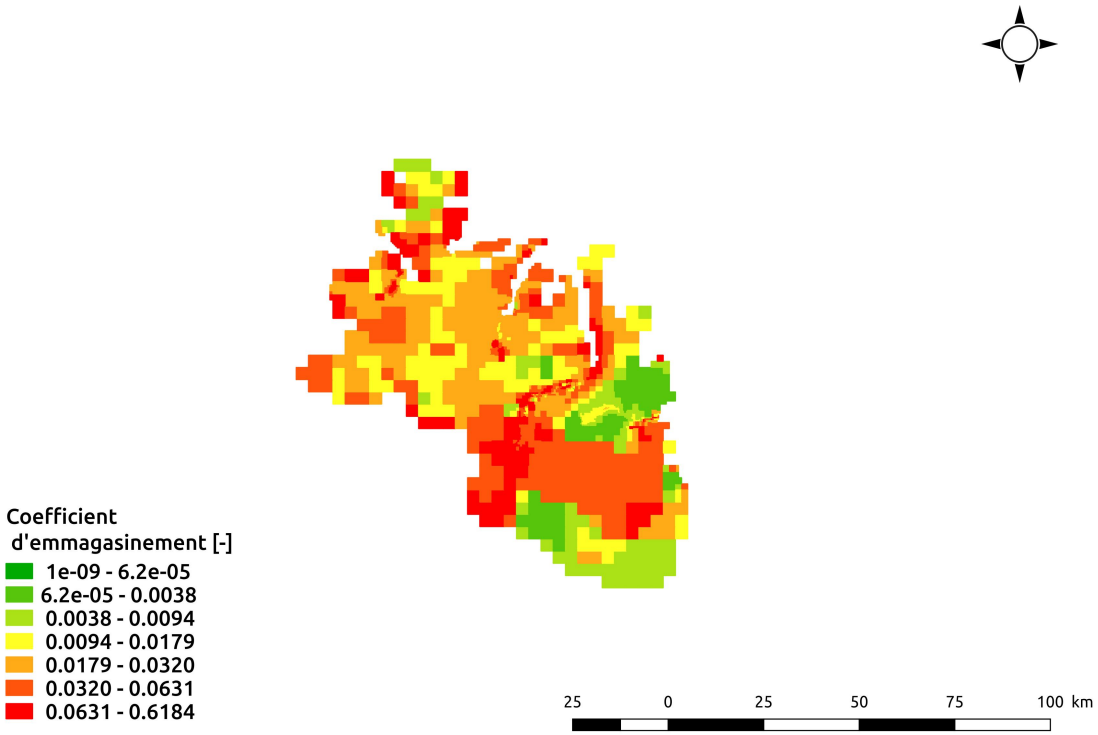



FIGURE C.15 – Coefficient d'emmagasinement de la couche beauce

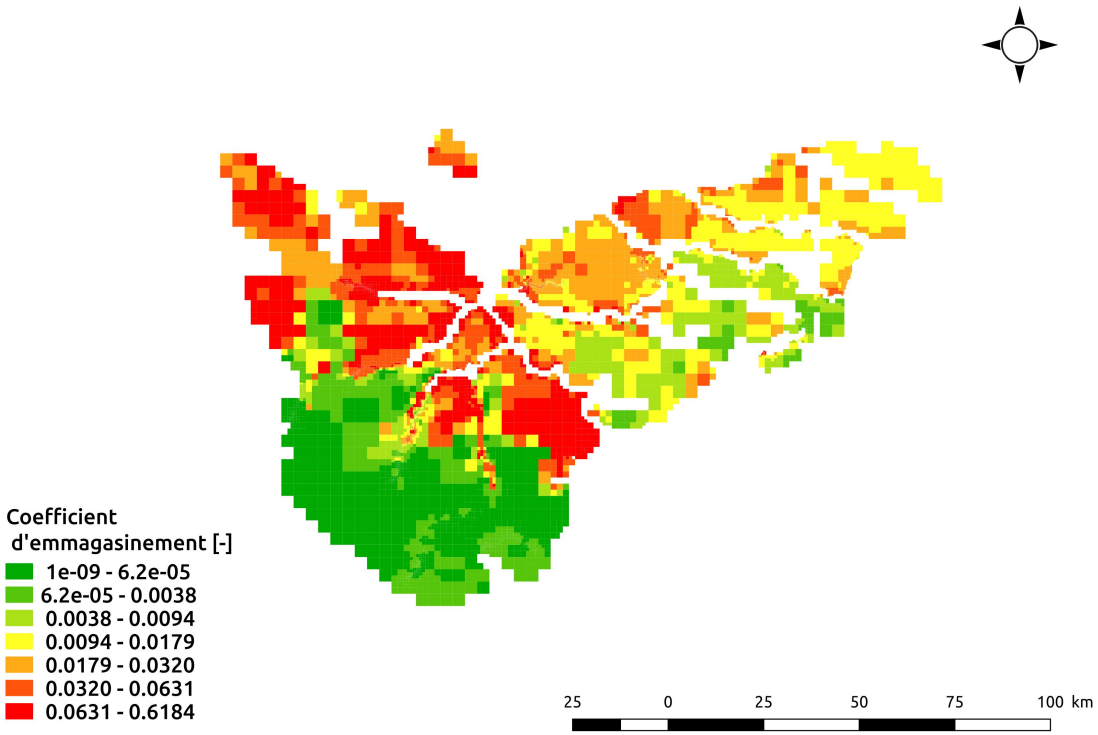



FIGURE C.16 – Coefficient d'emmagasinement de la couche brie

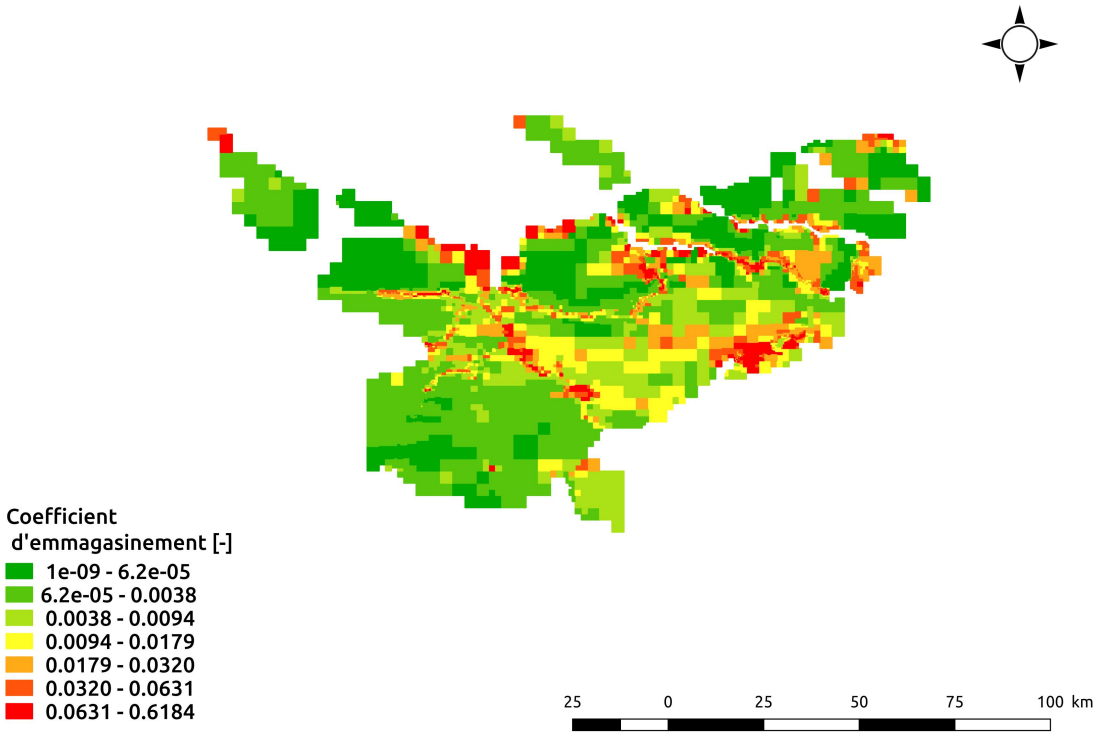



FIGURE C.17 – Coefficient d'emmagasinement de la couche champigny

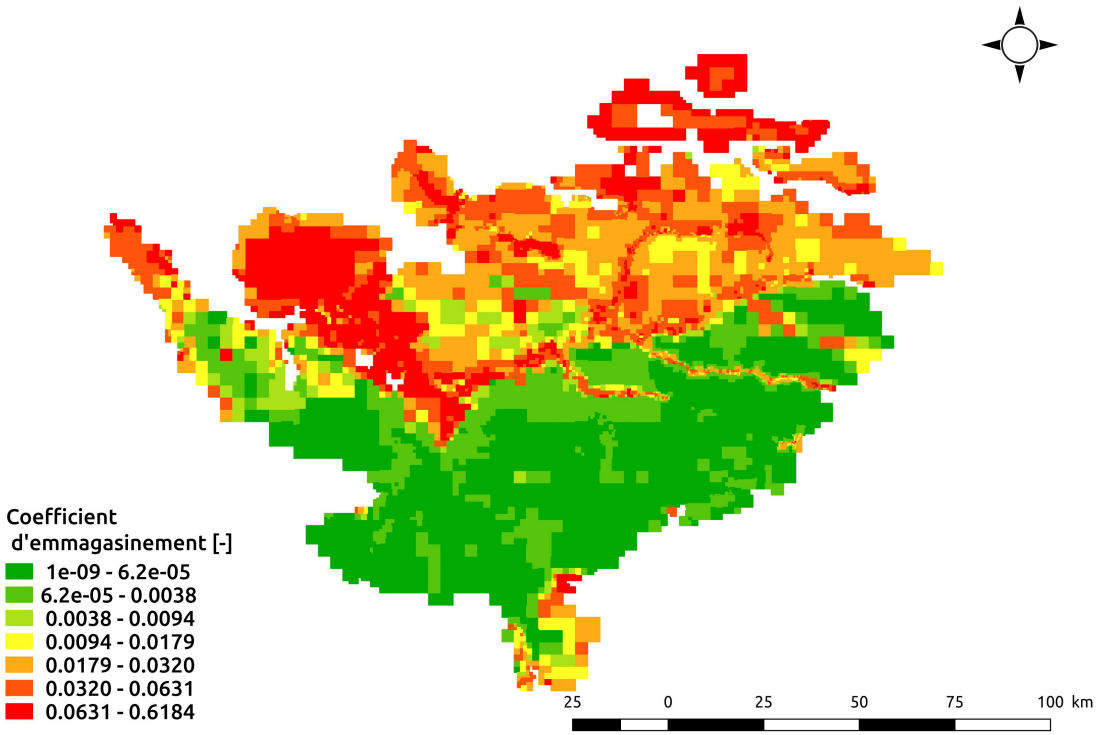



FIGURE C.18 – Coefficient d'emmagasinement de la couche lutetien

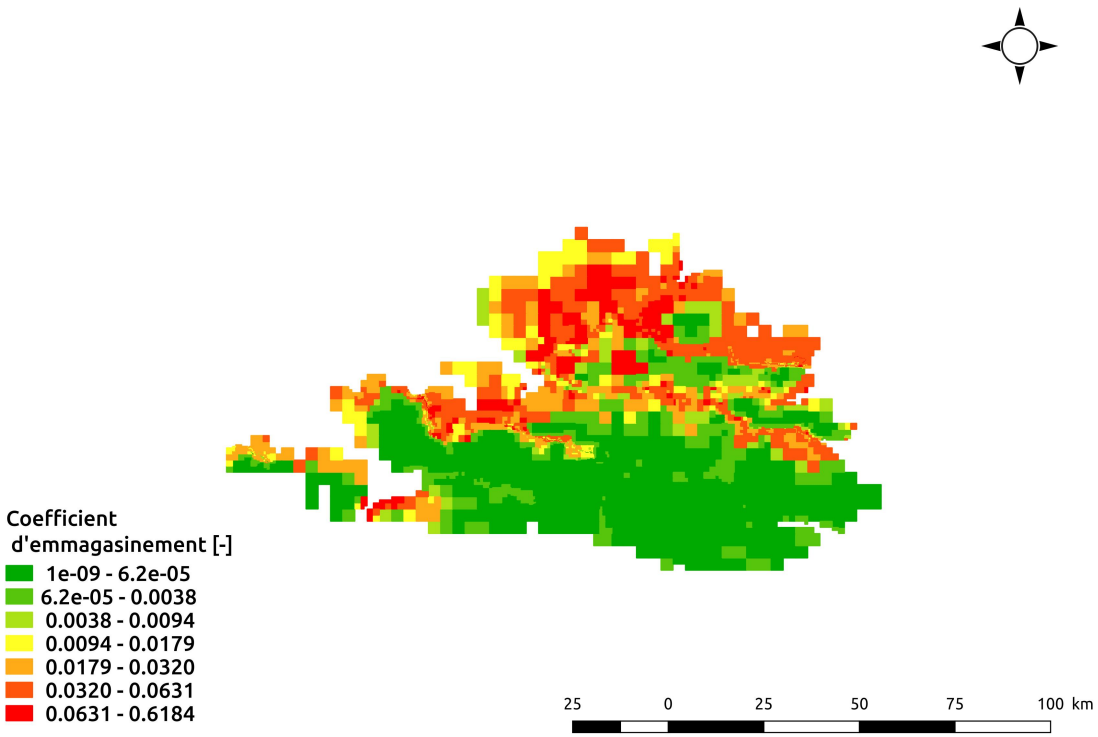



FIGURE C.19 – Coefficient d'emmagasinement de la couche thanetien

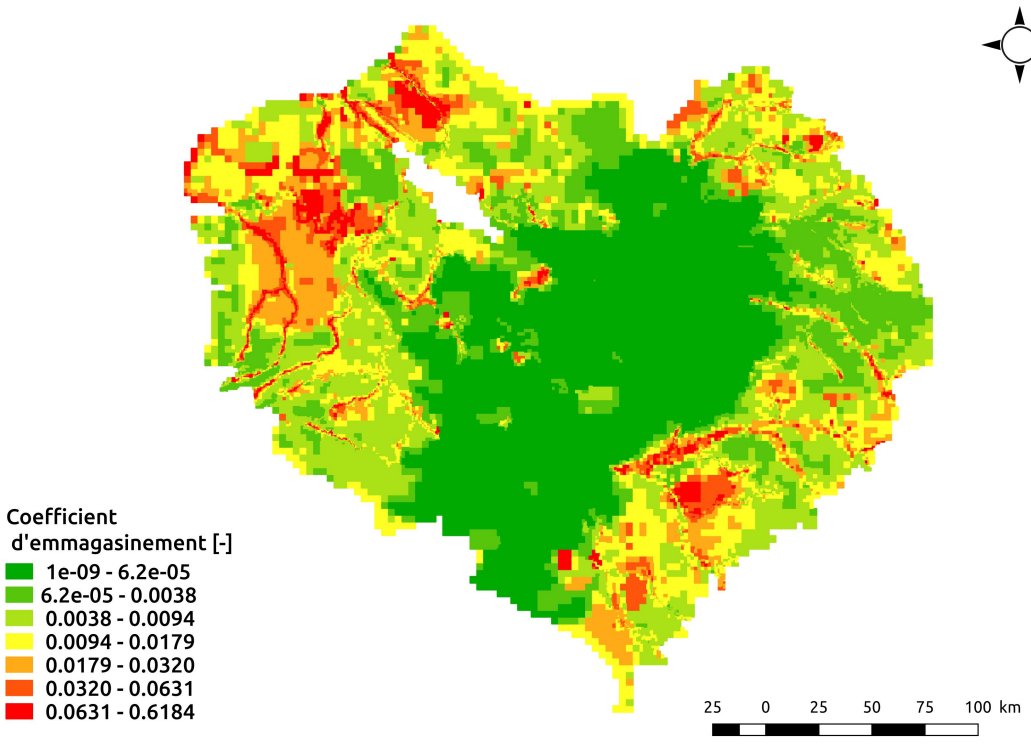



FIGURE C.20 – Coefficient d'emmagasinement de la couche craie

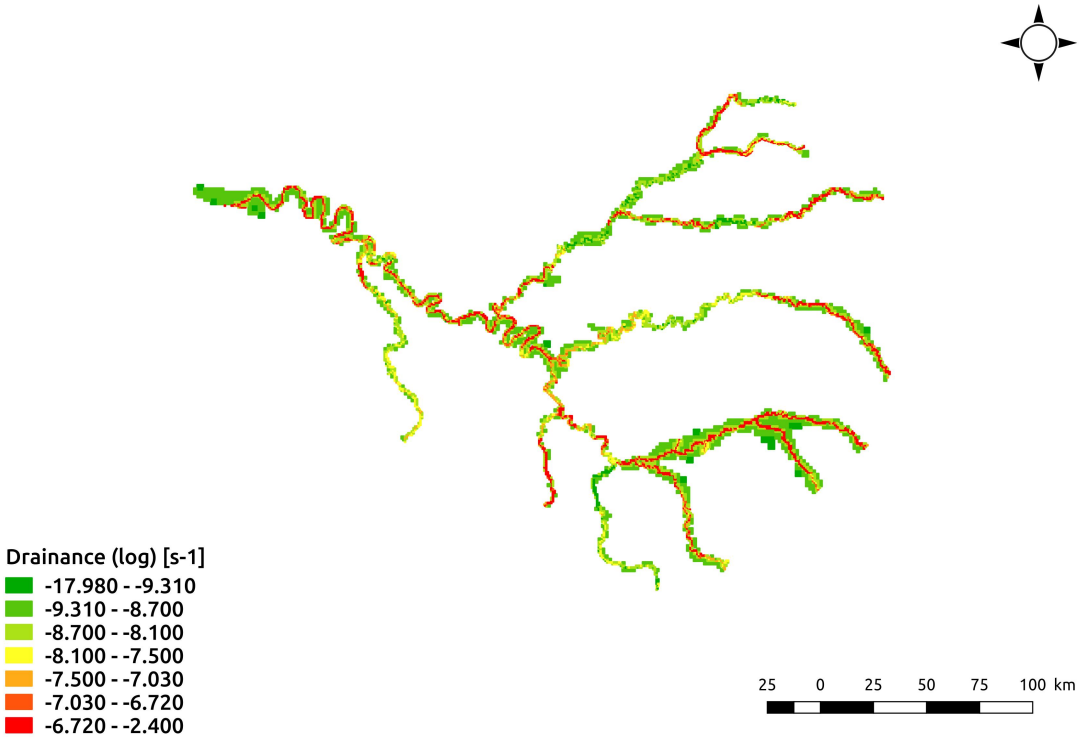



FIGURE C.21 – Logarithme de la drainance de la couche Alluvion. La drainance est exprimée en $s^{-1}$

### C.4.3 Drainance et conductance par couche

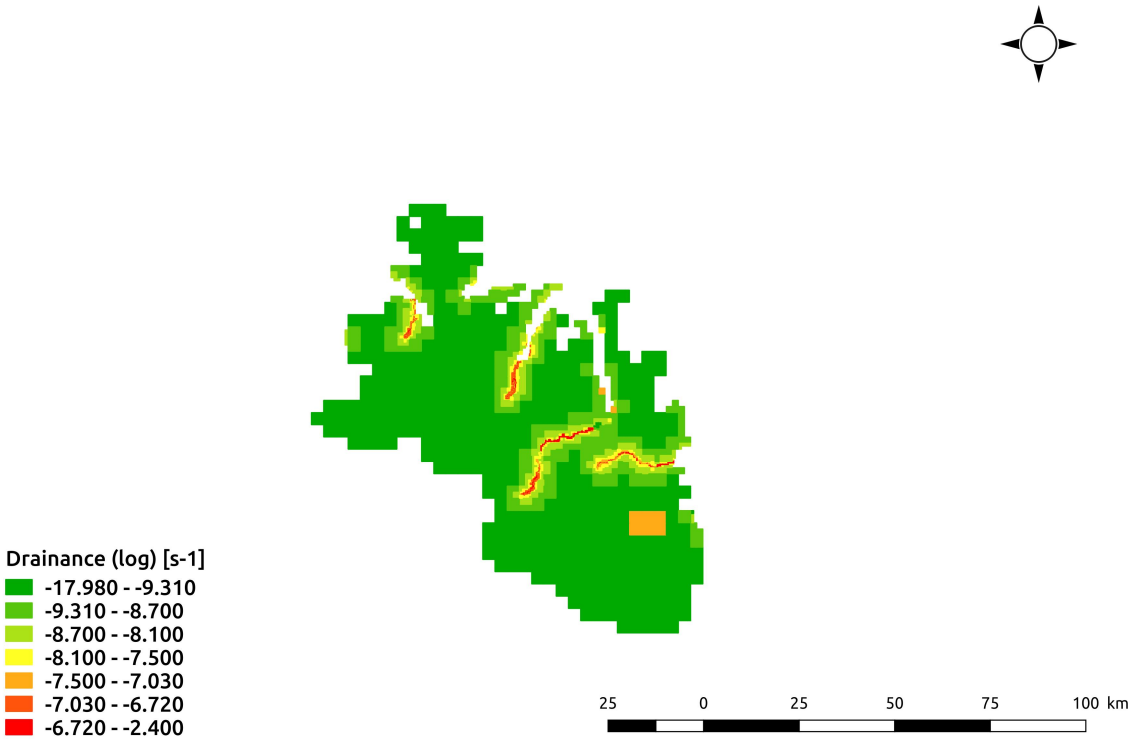



FIGURE C.22 – Logarithme de la drainance de la couche Beauce. La drainance est exprimée en $s^{-1}$

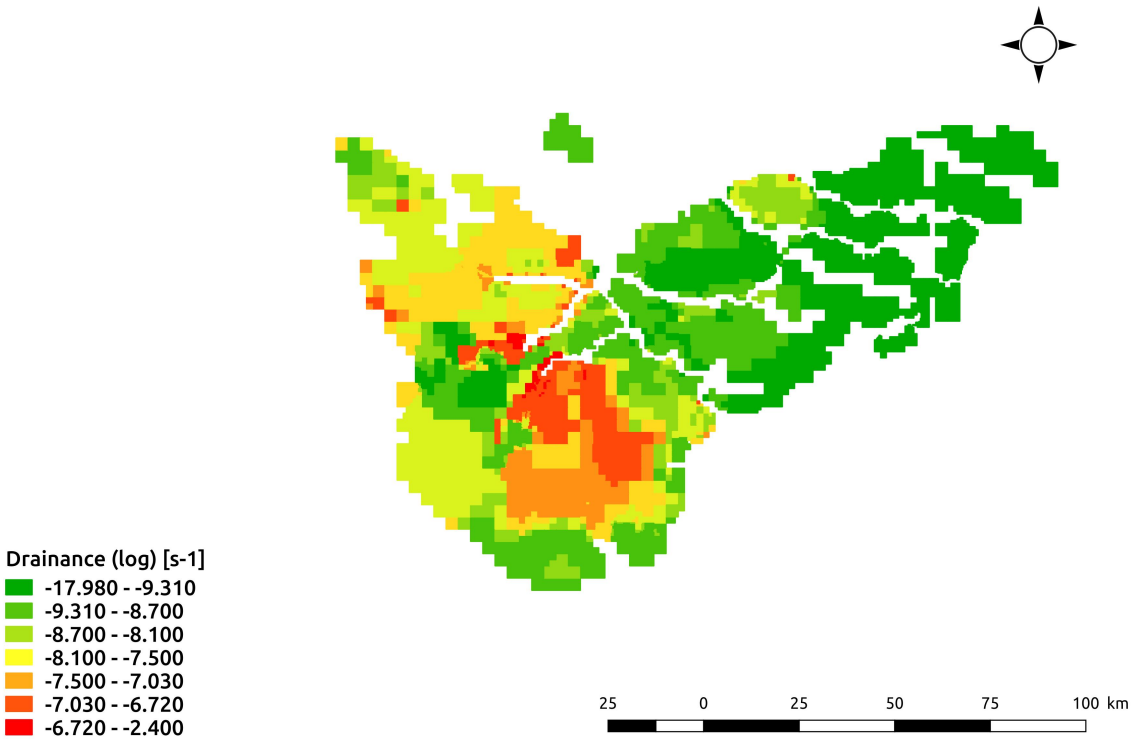



FIGURE C.23 – Logarithme de la drainance de la couche Brie. La drainance est exprimée en $s^{-1}$

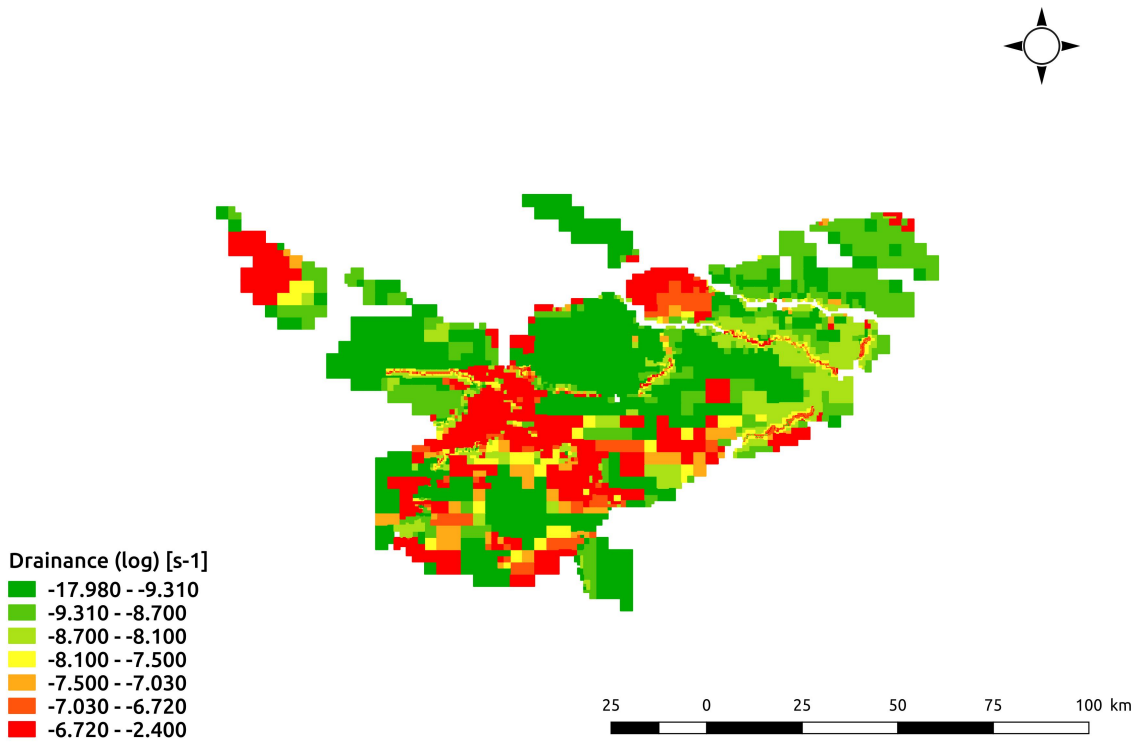



FIGURE C.24 – Logarithme de la drainance de la couche Champigny. La drainance est exprimée en $s^{-1}$

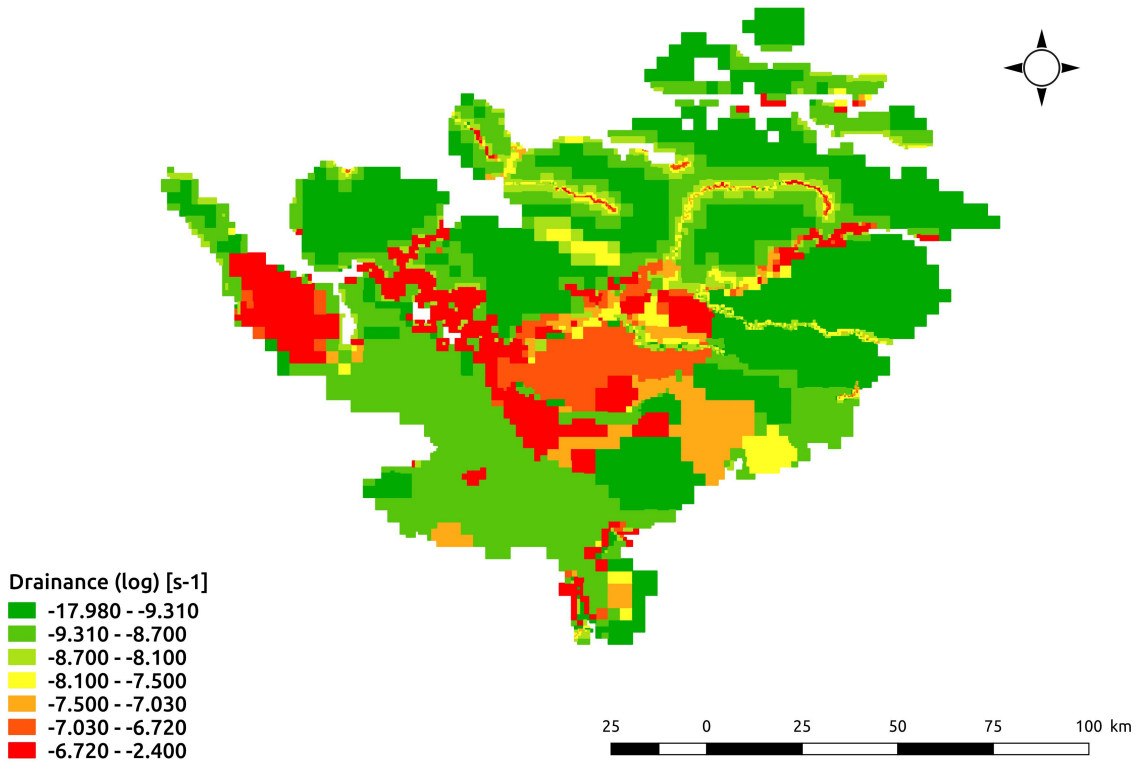



FIGURE C.25 – Logarithme de la drainance de la couche Lutetien. La drainance est exprimée en $s^{-1}$

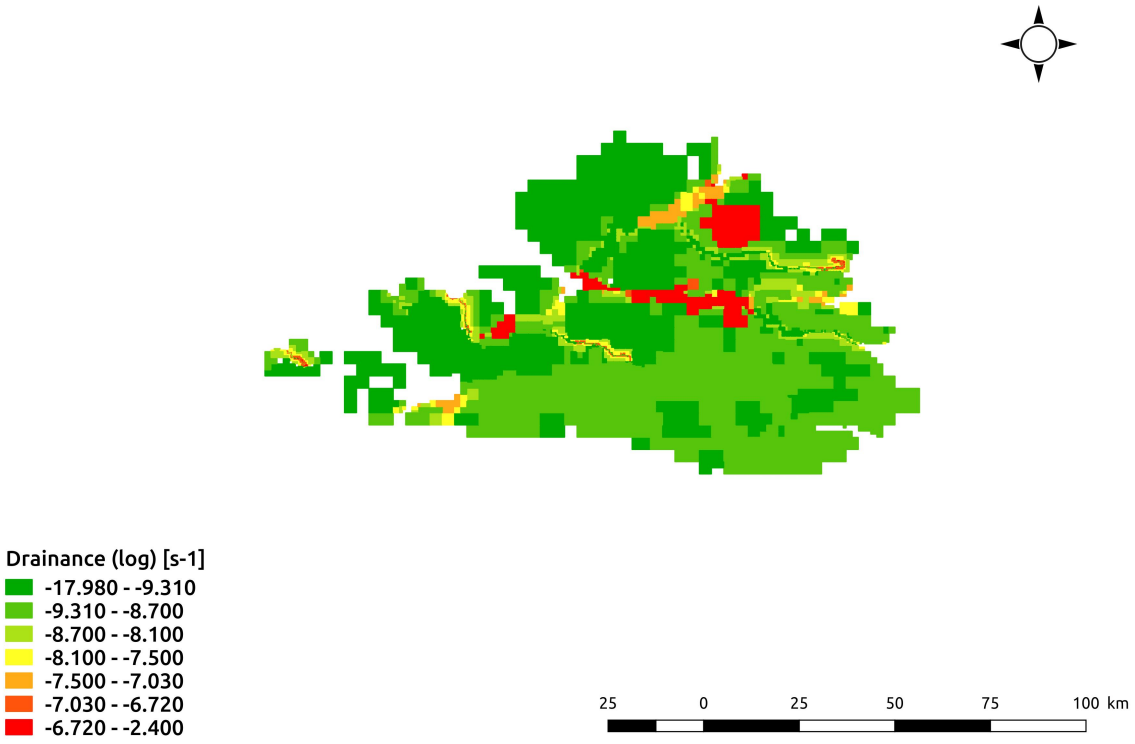



FIGURE C.26 – Logarithme de la drainance de la couche Thanetien. La drainance est exprimée en $s^{-1}$

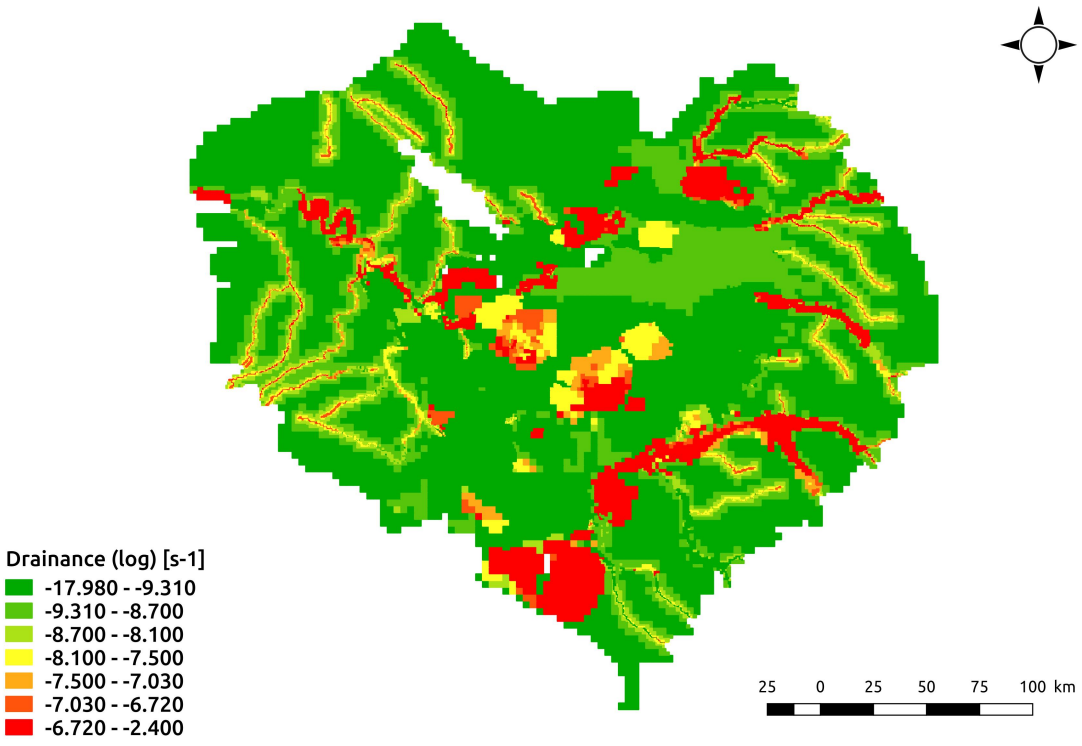



FIGURE C.27 – Logarithme de la drainance de la couche Craie. La drainance est exprimée en $s^{-1}$

# Annexe D

# Articles publiés en premier auteur

## D.1 Two-step calibration procedure for continental hydrosystem models (version provisoire)

# A two-step calibration procedure for integrated hydrosystem models

**B. Labarthe [1], N. Flipo [1], A. Pryet [2], F. Baratelli [1], and A. Rivière [1]**

[1]Geosciences Department, MINES ParisTech, PSL Research University, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau, France.

[2]EA 4592 Géoressources et Environnement, ENSEGID, Institut Polytechnique de Bordeaux, 1 allé Fernand Daguin, 33607 Pessac cedex, France

**Key Points:**

- integrated modelling
- calibration procedure
- hydrograph separation
- equifinality

Corresponding author: Baptiste Labarthe, baptiste.labarthe@mines-paristech.fr

## Abstract

This study aim at developing a 2-step calibration methodology for hydrosystem models, which ensures a consistent long term water balance estimation and an accurate simulation of surface and subsurface flow dynamics. Besides classical measurements (total river discharge and piezometric heads), the methodology relies on a proper hydrograph separation. It therefore opens a new way of posing model calibration issues, from blind trial error procedure to the decomposition of river discharge hydrographs. The first step consists in the calibration of surface parameters with a process-based multi-objective function, which accounts for cumulative total river discharge and runoff dynamics. The minimization of this objective function reduces the equifinality on parameter estimation, and leads to unbiased estimates of the surficial water cycle components: real evapotranspiration, runoff and infiltration rate. In a second step, subsurface parameters are calibrated given the infiltration rate calculated at the end of the first step. The efficiency and the robustness of the procedure is demonstrated on the Seine river basin (76 375 $km^2$). The simulation of the hydrosystem functioning with the optimised parameter set reproduces the contrasted hydrological properties of the Seine basin. The procedure is then compared to another calibration method based on trial-error. The comparison illustrates the equifinality issue in hydrosystem model calibration and proves the relevance of the 2-step procedure.


## 1 Introduction

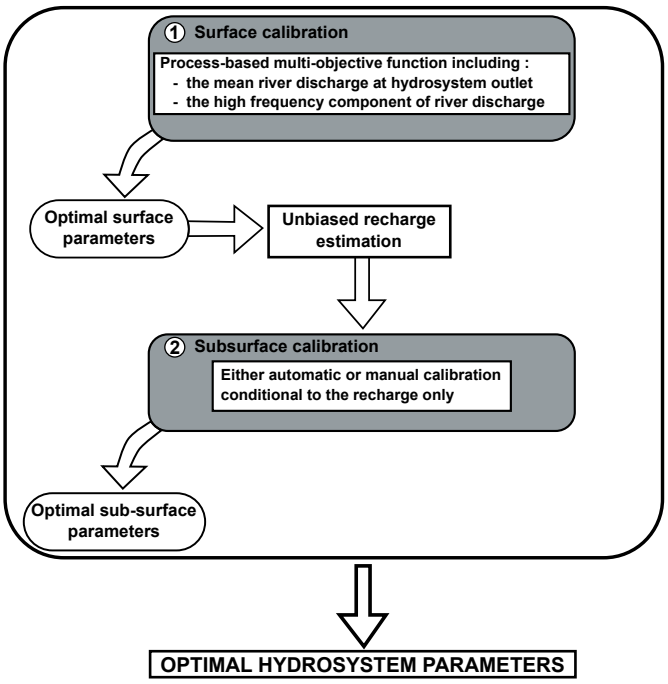
Given the current climate and anthropogenic evolutions, water management becomes one of the greatest challenges of the 21st century. Nowadays, less than 1% of the global water stock is easily available for human activities [de Marsily, 2008] and only 0.3% (12 000 $km^3$) constitutes a renewable water stock [Roche and Zimmer, 2006]. Despite the important progress of climate modelling, impacts of global warming on hydrological processes remain uncertain [Taylor et al, 2013]. Part of this uncertainty is due to difficulties in quantifying the hydrological feedbacks affecting climate regulation [Goderniaux et al, 2009; Jason et al, 2015]. Improvements in hydrological modelling are therefore needed to better estimate the spatial and temporal dynamics of the water fluxes involved in the terrestrial water cycle [Uniyal et al, 2015].

The terrestrial water budget is now considered as a single continuum. This integrated conceptualisation of the water cycle has led to the development of multiple fully coupled models simulating surface and subsurface flows from precipitation inputs. In these cou-

pled models, the surface processes considered include evapotranspiration, runoff, infiltration and river flow routing. As for the subsurface processes, they represent unsaturated and saturated flows in porous media. Three main types of fully integrated model can be distinguished: fully physically-based 3D models (e.g. Hydrogeosphere [Therrien et al, 2010], ParFlow [Kollet and Zlotnik, 2003], InHM [VanderKwaak and Loague, 2001; Loague et al, 2005],CatHy [Camporese et al, 2010]), fully physically-based pseudo 3D models (e.g. Mike-she [Abbott et al, 1986a,b], PAWS [Shen et al, 2013]) or coupled conceptual-physically based models (e.g. EauDyssée [Flipo et al, 2012; Pryet et al, 2015], GSFLOW [Markstrom et al, 2008]), for which the surface processes are simulated using conceptual reservoir models.

As integrated models implement all the hydrological processes of hydrosystems, they are particularly suited to report the spatial and temporal dynamics of water fluxes for water management purposes [Labarthe et al, 2014]. However, the results provided by such models can be uncertain [Wu et al, 2014]. This is mainly due to the important number of parameters involved in their calibration [Wu et al, 2014] and to the reliance of subsurface parameters to recharge rates estimated from surface parameters [Erdal and Cirpka, 2016]. Indeed, hydrosystem fluxes computed by surface-subsurface coupled models are highly sensitive to recharge estimation [Wu et al, 2014] and subsurface parameters are highly sensitive to baseflow estimates [Hunt et al, 2006; Yager, 1998], which are correlated to aquifer recharge [Brutsaert and Nieber, 1977; Arnold et al, 2000].

In order to reduce integrated models uncertainty, their parameters need to be defined more precisely, through specific calibration procedures. Madsen [2003] proposes a multi-objective automatic calibration procedure accounting for piezometric heads and river discharge, where the calibrated parameters amount is reduced by a simplification of the subsurface model. Flipo et al [2012] introduce a stepwise calibration strategy of hydrosystem models in which surface parameters and subsurface parameters of hydrosystem models are calibrated separately, to address their dependency. In this procedure, surface and sub-surface models are iteratively optimized until the calibrated parameter set reproduces both observed groundwater levels and river discharges. This procedure introduces the fluxes occurring at the surface/subsurface interface (aquifer recharge and SW/GW interactions) in the calibration procedure indirectly and accounts for the dependence of subsurface parameters on surface recharge. However, even if the stepwise calibration strategy has proven its efficiency in fully coupled model calibration [Flipo et al, 2012; Pryet et al, 2015], some drawbacks remain such




87 **Figure 1.** Two-step calibration procedure for hydrosystem models calibration

77 as the computational burden to conduct the iterative procedure and the potential bias in the
78 simulation of the water budget.

79 The objective of this paper is to present a new calibration procedure for integrated
80 models (Fig.1), which is based on an easily available observation set (piezometric heads and
81 river discharge), which limits the potential compensation , or equifinality Beven [1993], be-
82 tween surface and subsurface processes. To this aim the calibration procedure:

83 • introduces the long term hydrosystem water balance in the objective function of the
84 optimization methodology;
85 • manages the dependency of subsurface parameters to recharge estimates by calibrat-
86 ing separately surface and subsurface parameters.

88 The proposed method is a 2-step calibration procedure. The first step consists in the
89 calibration of the surface parameters, while the second step consists in the calibration of the
90 subsurface model, which is conditioned to the aquifer recharge estimated in the first step.
91 The present paper thus mainly focuses on the description of the first step of the methodology

which is of primary importance in the 2-step procedure. Details on the second step can be found in Flipo et al [2012]; Pryet et al [2015]; Hill [2000].

Numerous methodologies for surface model parameter estimation have been proposed in the literature. For instance, these approaches include maximum likelihood estimation [Beven and Binley, 1992], uncertainty likelihood estimation [Freer et al, 1996], multi-objective function minimization [Yapo et al, 1998], and regularization techniques [Pokhrel et al, 2008]. These parameter estimation procedures are applied to models focusing on river discharges restitution from pluviometric inputs. The subsurface flows representation of these models is simplified and modelled by conceptual reservoir models. Nevertheless, to reduce parameters uncertainties and improve the parameter estimation procedure, several studies highlight the importance of using ancillary data set which represent groundwater flows to conduct surface parameter estimation. This ancillary data can be either baseflow estimations [Lo et al, 2009], observed piezometric heads [Lamb et al, 1998].

The procedure proposed in this paper for the calibration of the surface parameters generalizes these latter methods. It is based on a process-based multi-objective function [Yilmaz et al, 2008] accounting for both runoff dynamics and the average water budget of the hydrosystem. A proper hydrograph separation technique is used to estimate the runoff from the total river discharge observations. The minimization of this multi-objective function leads to an unbiased estimate of the aquifer recharge, that is, the average difference between the observed and simulated recharge is negligible. In order to construct this process-based multi-objective function, we show that given a proper river discharge separation procedure, the time averaged aquifer recharge and evapotranspiration rate can be estimated from surface processes only. The 2-step parameter estimation approach is then applied to a regional surface/sub-surface distributed model of the Seine basin [Pryet et al, 2015]. The results of the optimized Seine basin model demonstrate the efficiency of the 2-step calibration procedure to reproduce the hydrosystem hydrological behaviours and to properly estimate the aquifer recharge. The 2-step calibration procedure is also compared to the results of a trial-error calibration method. This comparison illustrates the equifinality issues in hydrosystem calibration and shows the relevance of the proposed calibration procedure.

## 2 Theoretical background for the estimation of the hydrosystem water budget

The hydrosystem water balance over a given basin during a short time interval $dt$ can be expressed as follows:

$$p(t) - aet(t) = q_{out}(t) - q_{bound}(t) + \frac{ds_{riv}(t)}{dt} + \frac{ds_{sub}(t)}{dt} \tag{1}$$

where $p(t)$ [$m^3\ s^{-1}$] is the precipitation rate, $aet(t)$ [$m^3\ s^{-1}$] is the actual evapotranspiration rate, $q_{out}(t)$ [$m^3\ s^{-1}$] is the river discharge at the basin outlet, $q_{bound}(t)$ [$m^3\ s^{-1}$] is the incoming subsurface fluxes through the basin boundary, $\frac{ds_{riv}(t)}{dt}$ [$m^3\ s^{-1}$] is the water storage variation in the river network and $\frac{ds_{sub}(t)}{dt}$ [$m^3\ s^{-1}$] is the water storage variation in the subsurface, both considered over a time interval $dt$ [s].

The water balance restricted to subsurface flows reads as follows:

$$\frac{ds_{sub}(t)}{dt} = q_{bound}(t) + r(t) - bf(t) \tag{2}$$

where $r(t)$ [$m^3\ s^{-1}$] is the aquifer recharge rate and $bf(t)$ [$m^3\ s^{-1}$] is the baseflow discharge to the river network.

Assuming that the surface and subsurface watersheds overlap [Tóth, 1962], lateral subsurface fluxes at basin boundaries can be neglected. Assuming that the water fluxes at the bottom of the aquifer system is also negligible, then $q_{bound}(t) = 0$.

Furthermore, the decomposition of the river discharge at the basin outlet ($q_{out}(t)$ [$m^3\ s^{-1}$]) can be defined as follows:

$$q_{out}(t) = bf(t) + hf(t) \tag{3}$$

where, $hf(t)$ [$m^3\ s^{-1}$] represents the high frequency hydrological response corresponding to runoff in most of the land surface models [Getirana et al, 2013; Vergnes and Decharme, 2012; Zaitchik et al, 2008]

Combining Eq. 1, Eq. 2 and Eq. 3, the instantaneous surface water budget is defined as follows:

$$p(t) - aet(t) = hf(t) + r(t) + \frac{ds_{riv}(t)}{dt} \tag{4}$$

$hf(t)$ can be estimated (with hydrograph separation technique as presented in section 3.3). Eq. 4 presents three unknowns $\frac{ds_{riv}(t)}{dt}$, $aet(t)$ and $r(t)$ which cannot be uniquely estimated from $p(t)$ and $hf(t)$ observations. In other words, recharge, evapotranspiration and water storage in river system, can potentially compensate, so that different combinations of their values can reproduce a similar hydrological response. This is known as equifinality [Beven, 1989; Ebel and Loague, 2006; Polus et al, 2011]. This equifinality issue between $aet(t)$, $r(t)$

and $\frac{ds_{riv}(t)}{dt}$ is not restricted to surface processes estimation, but affects the whole hydrosystem since $r(t)$ also impacts the subsurface water budget (Eq. 2).

In order to reduce the uncertainty on $aet(t)$ and $r(t)$ simulation, it is possible to estimate the time averaged evapotranspiration ($\overline{AET}$) and recharge ($\overline{R}$) from surface observations only. Indeed, large scale climate oscillations induce large periodic variations of both surface and sub-surface water storage and fluxes [Flipo et al, 2012; Massei et al, 2010; Dickinson et al, 2003]. In the absence of long-term trends, these quantities are stationary over major pluri-annual hydro-climatic periods, such as the North Atlantic Oscillation [Flipo et al, 2012]. Integrated over the major climate period ($cp$), the stock variations in sub-surface and surface compartments can thus be neglected ($\int_0^{CP}(ds_{sub}(t)dt) \approx 0$ and $\int_0^{CP}(ds_{riv}(t)dt) \approx 0$).

Integrated over a major hydro-climatic period, Eq. 1 yields:

$$\overline{P} - \overline{AET} = \overline{Q_{out}} \tag{5}$$

where $\overline{P}$ [m$^3$ s$^{-1}$], $\overline{AET}$ [m$^3$ s$^{-1}$] and $\overline{Q_{out}}$ [m$^3$ s$^{-1}$] are the averaged precipitation rate, actual evapotranspiration and total discharge at the basin outlet, over a long term climatic preiod.

Similarly, the integration of Eq. 2 gives:

$$\overline{R} = \overline{BF} \tag{6}$$

where $\overline{R}$ [m$^3$ s$^{-1}$] and $\overline{BF}$ [m$^3$ s$^{-1}$] are the averaged aquifer recharge rate and baseflow discharge, respectively.

Using Eq. 2, the integration of Eq. 3 gives:

$$\overline{Q_{out}} = \overline{R} + \overline{HF}, \tag{7}$$

where $\overline{HF}$ [m$^3$ s$^{-1}$] is the averaged high frequency component of the river discharge.

The averaged hydrosystem water balance is hence simplified. It is described by only two equations (Eq. 5 and Eq. 7). Moreover, it should be noted that both the precipitation rate $p(t)$ and the outlet river discharge $q_{out}(t)$ can be measured. In fact, $p(t)$ is estimated interpolating the measurements at rainfall stations, and $q_{out}(t)$ is measured at gauging stations. The averaged actual evapotranspiration $\overline{AET}$ can thus be directly calculated from these averaged measurements (Eq. 5). Furthermore, $hf(t)$ can be estimated with a proper river discharge separation method. The averaged aquifer recharge rate $\overline{R}$ can hence be calculated through Eq.

7. The surface calibration procedure can thus be constrained by the averaged water balance, which guarantees the uniqueness of $\overline{AET}$ and $\overline{R}$.

This large scale hydrosystem water balance can then be spatially distributed over sub-hydrosystems, where surface and subsurface watersheds overlap. This hypothesis holds in sedimentary basins where fractured or karstified areas are not preponderant. Tóth [1962] shows that in sedimentary basins, most of the river water originate from shallow subsurface flows and that piezometric heads are strongly correlated with surface topography. The averaged water balance on gauged basins in sedimentary basins can thus be estimated over a long-term climate period.

## 3 The 2-step calibration procedure

### 3.1 Step 1 : surface parameter estimation with process-based multi-objective function minimization

In order to constrain the surface calibration with the average water balance, a process-based multi-objective function is defined. It includes both the high-frequency component of the river discharge, $hf(t)$, and the average total river discharge, $\overline{Q_{out}}$. This multi-objective function is designed to accounts for both surface runoff dynamics (Eq. 4) and the averaged water balance of hydrosystem (Eq. 7, Eq. 5).

It is defined as follows:

$$\Phi_{mlt} = \Phi_{hf} + \Phi_{discharge}, \tag{8}$$

where $\Phi_{hf}$ is the objective function that accounts for the high-frequency component of the river discharge and $\Phi_{discharge}$ accounts for the time averaged river discharge.

The two parts of the objective function are defined by the following expressions:

$$\Phi_{hf} = \sum_{i=1}^{N_{obs}} w_i^2 \sum_{j=1}^{N_i} \left(\log hf_{ij}^{sim} - \log hf_{ij}^{obs}\right)^2, \tag{9}$$

$$\Phi_{discharge} = \sum_{i=1}^{N_{obs}} N_i w_i^2 \left(\log \overline{Q_{out}}_i^{sim} - \log \overline{Q_{out}}_i^{obs}\right)^2, \tag{10}$$

where $N_{obs}$ is the number of gauging stations, $N_i$ is the number of discharge measurements at the $i^{th}$ gauging station and $w_i$ is its associated weighting factor. $hf_{ij}$ denotes the

high-flow component of the river discharge at the gauging station $i$ and time step $j$, while $\overline{Q_{out\,i}}$ denotes the average total river discharge at the $i^{th}$ station. The superscripts sim and obs indicate that the corresponding quantities are simulated and observed.

A log-transformation of $hf_{ij}$ has been applied to evaluate $\Phi_{hf}$ (Eq. 9), to avoid an over-weighting of high-flow periods. A log-transformation is then applied to the averaged river discharge as well (Eq. 10).

The weighting factor $w_i$ associated to each station $i$ is defined as the inverse of the logarithm of the average river discharge: $w_i = \left(\log \overline{Q_{out\,i}}^{obs}\right)^{-\frac{1}{2}}$. Applying this factor, the contribution to the objective function is of the same order of magnitude for the upstream stations, which have a lower discharge, and for the downstream stations, which have a higher discharge. Moreover, as $\Phi_{hf}$ is the sum of $N_{obs} \times N_i$ terms, while $\Phi_{discharge}$ is the sum of $N_{obs}$ terms, each element of $\Phi_{discharge}$ has been multiplied by $N_i$, so that $\Phi_{hf}$ and $\Phi_{discharge}$ contribute similarly to the multi-objective function $\Phi_{mlt}$.

In principle, the simulation of the averaged total river discharge would require a coupled surface-subsurface model accounting for SW/GW interactions in order to estimate the groundwater contribution to river discharge. However, (Eq. 6) shows that over a major climatic period the time averaged surface-subsurface interactions ($\overline{BF}$) are equivalent to the averaged aquifer recharge rate ($\overline{R}$). The latter corresponds to the infiltration rate simulated by the surface model. Therefore, the average total river discharge can be simulated using the surface model only (Eq. 7).

The minimisation of the process-based multi-objective function (Eq. 8), permits to accurately estimates both surface runoff dynamics and time averaged river discharge. As a consequence of Eq. 5 and Eq. 7, the time averaged evapotranspiration and aquifer recharge can be uniquely determine and thus the averaged hydrosystem water balance is respected. Consequently, the minimization of $\Phi_{mlt}$ also leads to an accurate estimation the entire time averaged hydrosystem water balance, and, in particular, to a proper estimation of aquifer recharge rates.

### 3.2 Step 2 : The subsurface parameter calibration

The first step of the calibration procedure gives an unbiased estimate of aquifer recharge. That is the difference between the time averaged simulated and observed aquifer recharge is

negligible. The subsurface parameters can then be estimated by either manual or automatic optimization procedure. Groundwater levels and river discharge observations are used to conduct the subsurface model calibration and to estimate hydraulic-conductivities, specific yields and stream-aquifer parameters. Subsurface parameters are conditioned by the estimation of the aquifer recharge performed in the first step.

### 3.3 Hydrograph separation

The high frequency component of the river discharge, $hf(t)$ can be obtained by subtracting baseflow to the observed total river discharge. Baseflow can be estimated by experimental, modelling or river discharge filtering methods.

Experimental methods for hydrograph separation aim at quantifying baseflow from measurements [Hooper and Shoemaker, 1986; Klaus and McDonnell, 2013]. These techniques mainly use geochemical [Miller et al, 2014] or isotopic tracers [Jasechko et al, 2016; Penna et al, 2014] to infer baseflow. Comparing to chemical hydrograph separation, this methodology appears to be more precise, stable isotope being truly conservative [Hooper and Shoemaker, 1986]. Nevertheless, experimental methods provide reference results to characterize baseflow [Gonzales et al, 2009] but require dense observation networks which may not be available for large watersheds [Cook, 2015].

Coupled hydrological-hydrogeological watershed modelling is another methodology to quantify baseflow [Furey and Gupta, 2003; Partington et al, 2012]. These studies are focused on the validation of hydrograph separation techniques applied on synthetic watersheds and their application to real case study still needs to be proved.

Among the observed discharge filtering techniques published in the literature, empirical filters are distinguished from physically-based filters. The empirical filters such as local minima filter, fixed interval, sliding interval [Pettyjohn and Henning, 1979], applied on synthetic watersheds, produce accurate baseflow estimations [Partington et al, 2012]. However, due to their unphysical set up, their application to complex watersheds is questionable [Gonzales et al, 2009].

The physically-based filters are built on the expression of hydrological processes. They are derived from the 1D Darcy equation assuming that the relation between storage and aquifer discharge is linear [Chapman, 1999; Eckhardt, 2008] or nonlinear [Wittenberg, 1999]. They can also be expressed from the Boussinesq equation [Huyck et al, 2005; Troch, 2003], or from watershed mass balance equations [Furey and Gupta, 2003]. The complexity of

some physically-based filters challenges their implementation for large watersheds. Indeed, the Huyck filter requires 11 parameters including porosity and permeability over the watershed [Huyck et al, 2005], while the Furey filter assumes that real evapotranspiration estimates are available [Furey and Gupta, 2003]. The application of these filters seems to be inappropriate for large basins, where the parameters are difficult to estimate.

Among the simpler physically-based filters, the two parameter Eckhardt filter depends on the maximum baseflow index which has to be calibrated and then requires experimental hydrograph separation [Eckhardt, 2008]. As for the two parameter Wittenberg filter, the parameters have to be calibrated by comparing estimated and observed discharges during the recession period [Wittenberg, 1994]. The Chapman filter [Chapman, 1999] allows the estimation of the high frequency component of the river discharge and does not require neither an experimental hydrograph separation nor measurements of hydraulic parameters and parameter calibration. Due to its simplicity, the Chapman filter was chosen to estimate the high frequency component of the river discharge ($hf(t)$).

The Chapman filter assumes a linear relation between aquifer storage and baseflow:

$$s_{sub}(t) = \frac{1}{\tau} q_{out}(t) \tag{11}$$

where $\tau$ is the turnover time of groundwater storage [$s^{-1}$] and $q_{out}(t)$ [$m^3\ s^{-1}$] is the river discharge during recession. This linear behaviour can be derived from the 1D Darcy equation in a confined aquifer of constant thickness [Chapman, 1999]. The integration of Eq. 11 during recession periods when the rainfalls and evapotranspiration rates are negligible with regards to river discharge leads to :

$$q_{out}(t) = q_0 e^{-\frac{1}{\tau}t} = q_0 \alpha^t \tag{12}$$

where $q_0$ [$m^3\ s^{-1}$] is the peak river discharge and $\alpha = e^{-\frac{1}{\tau}}$ is the Chapman recession parameter. The Chapman filter honors this equation during the recession period assuming that during this period the whole river discharge is supplied by the aquifer. During rainfall events, Chapman [1999] argues that a suitable formulation of baseflow is:

$$bf(t) = \alpha \times bf(t-1) + (1-\alpha) \times hf(t) \tag{13}$$

Finally, replacing $hf(t)$ by $q_{out}(t) - bf(t)$ (Eq. 3), the Chapman filter is written as follows:

$$bf(t) = \frac{\alpha}{2-\alpha} bf(t-1) + \frac{1-\alpha}{2-\alpha} q_{out}(t) \tag{14}$$

Eq. 12 shows that the recession parameter ($\alpha$) can be estimated by linear regression of the discharge logarithm during flow recession. Given the spatial variability of the hydrological behaviours over a regional hydrosystem, a single recession parameter is not suitable for hydrograph separation. Therefore, an algorithm was developed with R [R development Core Team, 2008], to select the recession curve of each flood event in a discharge time series and to compute its corresponding recession parameter. At each gauging station, a time series of $\alpha$ is then obtained and used to compute the hydrograph separation.

Despite the hypotheses of the Chapman filter construction, and its unphysical expression during rainfall events, the results obtained are assumed to be representative of baseflow in the remaining of the paper.

### 3.4 Optimisation method

The calibration of model parameters has been conducted with a stochastic evolutionary algorithm, the Covariance Matrix Adaptation Evolution Strategy (CMA-ES) [Hansen and Ostermeier, 2001; Hansen et al, 2003]. The population of parameter sets evolves from the a priori parameter distributions toward an optimum following the evolution principle. After each iteration, the $\mu$ best individuals serve as the basis for the sampling of $\lambda$ offsprings. This sampling is performed following the adaptative parameter covariance matrix and the center of mass of the $\mu$ best individuals from the previous iteration. This algorithm has been proven to be efficient with non-linear models and local insensitivity of model parameters [Bayer and Finkel, 2007]. The surface model used in this study is characterized by non-linear functions (min max), which can induce local insensitivity of surface model parameter. Therefore, this methodology is appropriate. We used CMAES_P, the implementation of CMA-ES distributed with the PEST Suite [Doherty, 2010, 2013]. Similarly to Bayer and Finkel [2007], we used the default values provided by Hansen et al [2003] for the strategy parameters of the CMA-ES algorithm. Following these recommandations, the population size $\lambda$ was fixed to $\lambda = 4 + 3\ln(n) = 13$, where $n = 32$ is the number of parameters adjusted. The size of parents with offsprings was fixed to $\mu = \lambda/2$.

## 4 Application of the optimisation framework to the Seine basin (France)

The relevance of the 2-step calibration procedure is investigated on the Seine river basin model [Pryet et al, 2015].

### 4.1 The Seine River basin

The Seine River basin (76 375 km$^2$), located in the north of France is the most urbanized and industrialized basin in France [Billen et al, 2007]. Given its large population and food production, water resources in the Seine River basin are of high strategic importance as about $1 \times 10^9$ m$^3$ of groundwater is extracted every year over the whole basin. A coupled surface-subsurface model covering the whole Seine river basin has been developed [Gomez et al, 2003; Pryet et al, 2015], using the EauDyssée platform [Baratelli et al, 2016; Flipo et al, 2012; Pryet et al, 2015; Saleh et al, 2011]. The surface component of the model has been set up relying on the surface elevation of the Seine basin (DEM 100 m resolution) and using soil texture, geological and land use databases covering the whole basin. The groundwater model has been constructed using previous geological and hydrogeological studies [Guillocheau et al, 2000]. The subsurface component is modelled by 7 layers interbedded by poorly permeable clayey units.

In the remaining, we mainly focus on the first step of the calibration procedure. More details on the subsurface model structure and on the calibration methodology applied in the second step of the calibration procedure, can be found in Pryet et al [2015].

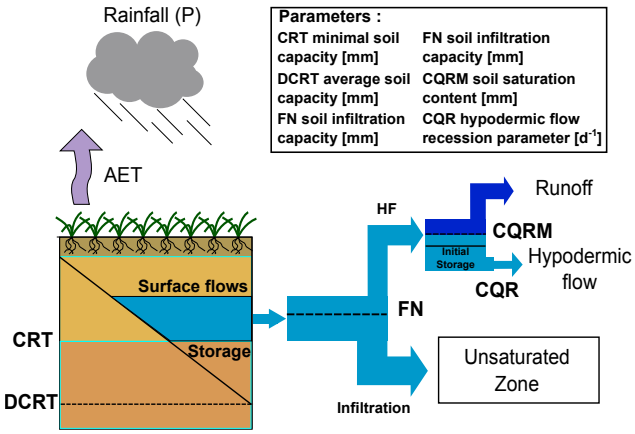
### 4.2 Implementation of the calibration framework for a conceptual surface model

The surface model of the EauDyssée platform is a semi-distributed conceptual model which computes each term of the surface water budget (actual evapotranspiration, runoff and groundwater recharge) [Girard et al, 1980; Gomez et al, 2003; Ledoux et al, 1989], from rainfall and potential evapotranspiration inputs. The modeled area is divided in surface units, called water balance units, on which the water mass balance is solved. The surface unit distribution is obtained from the intersection of land use, soil type, and geology databases.

#### *4.2.1 Definition of the water balance units*

The water balance units of the surface model are defined by the intersection of three distributed databases:

- the Corine Land Cover database from the European Environment Agency [Sousa et al, 2006], which defines the land use;




338 **Figure 2.** Main steps of surface water balance calculation

321 • the "Infosol" database developed by the French Agronomic National Institute [Ar-
322 rouays et al, 2014], which defines soil types;
323 • the Network Persistence and Development Index (IDPR) [Mardhel et al, 2007], which
324 defines the soil units characterised by high infiltration rate, possibly associated to
325 karst.

326 The intersection of these spatial databases in the simulated area of the Seine basin leads to
327 the definition of 16 water balance units. 8 of these units cover 90% of the simulated area.
328 In order to reduce the computational burden, only the parameters of these 8 main units are
329 calibrated.

330 ### *4.2.2 The surface model*

331 A water balance unit is characterised by five parameters which control the partitioning
332 of water at the soil surface (Fig. 2). These parameters are:

333 • The minimal soil capacity (DCRT) [mm].
334 • The averaged soil capacity (CRT) [mm].
335 • The soil infiltration capacity (FN) [mm].
336 • The soil saturation content (CQRM) [mm].
337 • The hypodermic flow recession parameter (CQR) [$d^{-1}$].

First the actual evapotranspiration, $aet(t)$, is calculated:

$$\begin{aligned} aet(t) = \min(S(t) + p(t) - \max(S(t) + p(t) - S_{max}, 0) \\ + dr(t) \times \frac{2rba(t) - dr(t)}{4(CRT - DCRT)}, pet(t)) \end{aligned} \tag{15}$$

where $pet(t)$ [mm] is the observed potential evapotranspiration, $S(t)$ [mm] is the total soil water storage, $S_{max}$ [mm] is the maximum soil storage capacity, $dr(t)$ [mm] represents the total available water and $rba(t)$ [mm] the stored water available to hypodermic flow. These quantities are defined as:

$$S_{max} = 2 \times (CRT - DCRT) + DCRT \tag{16}$$

$$dr(t) = \max(0, \min(S(t) + p(t), S_{max}) - rba(t)) \tag{17}$$

$$rba(t) = \max(DCRT, S(t)) - DCRT\ . \tag{18}$$

Once the actual evapotranspiration is calculated, the infiltration $r(t)$ and runoff $hf(t)$ are calculated as follows:

$$\begin{aligned} hf(t) = \max(0, (S(t) + \max(0, (p(t) - aet(t)) - FN)) - CQRM)) \\ + CQR \times \min(S(t) + \max(0, (p(t) - aet(t)) - FN)), CQRM) \end{aligned} \tag{19}$$

and

$$r(t) = \min(p(t) - aet(t), FN) \tag{20}$$

This model is run over each water balance unit.

### *4.2.3 Definition of the calibration parameters*

The CRT and DCRT parameters are involved in the calculation of evapotranspiration (Eq. 15). The FN parameter is used to compute the effective rainfall partition (Eq.20) in surface runoff and infiltration. The CQRM and CQR parameters characterize the high frequency dynamics of the surface water budget (Eq.19). As DCRT can be estimated through soil characteristics [Lagacherie et al, 2000; Cazemier et al, 2001; Martin-Clouaire et al, 2000], this parameter is not estimated during the calibration procedure. Therefore, only four parameters (CRT, FN, CQRM and CQR) for each of the 8 main water balance units, that is 32 parameters, were calibrated.

### *4.2.4 Choice of the gauging stations*

74 gauging stations are located in the simulated aquifer area. The averaged recession parameter is computed at each gauging station. The gauging stations have then been grouped

356 according to their contributing areas. The statistical properties of the recession parameters
are presented, for each group, in Tab 1.

350 **Table 1.** Statistical distribution of the Chapman recession parameter ($\alpha$) along the watershed. The variabil-
351 ity of the recession parameter value decreases with increasing drainage area. The minimal variability of $\alpha$ is
352 obtained for drainage area larger than 7000 $km^2$. Above this contributing area, the Chapman parameter are
353 near the mean value of 0.955.

| Drainage Area range | mean $\alpha$ | standard deviation | number of stations |
|---|---|---|---|
| 200-1000 $km^2$ | 0.943 | 0.030 | 36 |
| 1000-4000 $km^2$ | 0.937 | 0.025 | 19 |
| 4000-7000 $km^2$ | 0.945 | 0.010 | 8 |
| >7000 $km^2$ | 0.955 | 0.004 | 8 |

357

358 Small watersheds (between 200 km$^2$ and 1000 km$^2$) present a high variability of the re-
359 cession parameter. Larger basins (> 7 000 km$^2$), instead, display much more stable recession
360 coefficient values (around 0.955 d$^{-1}$) which characterise the smoothing effect of regional
361 basins. The value of 7 000 km$^2$ has been selected to distinguish upstream from downstream
362 stations in the remaining of the article. For optimization efficiency, at least 10 years of obser-
363 vations on the 17-year calibration period are expected. 30 stations were thus selected on the
364 Seine basin. Their watershed areas range between 200 km$^2$ and 50 000 km$^2$. The selected
365 gauging stations are located both upstream (23 stations) and downstream (all the 7 stations)
366 the Seine basin. This station distribution permits to account for general trend and local speci-
367 ficities of the surface water budget during the parameter estimation process.

368 ***4.2.5 Definition of the averaging and calibration period***

369 The climatic regime of the Seine River basin is pluvial oceanic, modulated by seasonal
370 variations in evapotranspiration. In addition to these seasonal variations, a 17-year cycle as-
371 sociated with the North Atlantic Oscillations (NAO) has been identified in climatic variables
372 and stream discharges [Massei et al, 2010]. Furthermore, variographic studies have shown
373 the stationarity of both groundwater and river water storage over this 17-year cycle [Flipo

et al, 2012]. A 17-year averaging period (1993-2010) has thus been used to conduct the first step of the optimization procedure.

## 5 Results: optimization efficiency

The process-based multi-objective function decreases by 81% in 200 iterations (from 1.36 $10^6$ $m^6 s^{-2}$ to 2.55 $10^5$ $m^6 s^{-2}$). The two components of the process-based multi-objective function are identically minimized during the optimization process, which validates the weighting procedure. Indeed, the time averaged discharge part of the process-based multi-objective function ($\Phi_{discharge}$) decreases by 80% and the high frequency part ($\Phi_{hf}$) decreases by 90%. Even if the objective function decreases significantly, the ability of the optimal parameter set to reproduce the estimated runoff discharge and observed time averaged discharge has to be verified. Such verification is the topic of the two incoming sections.

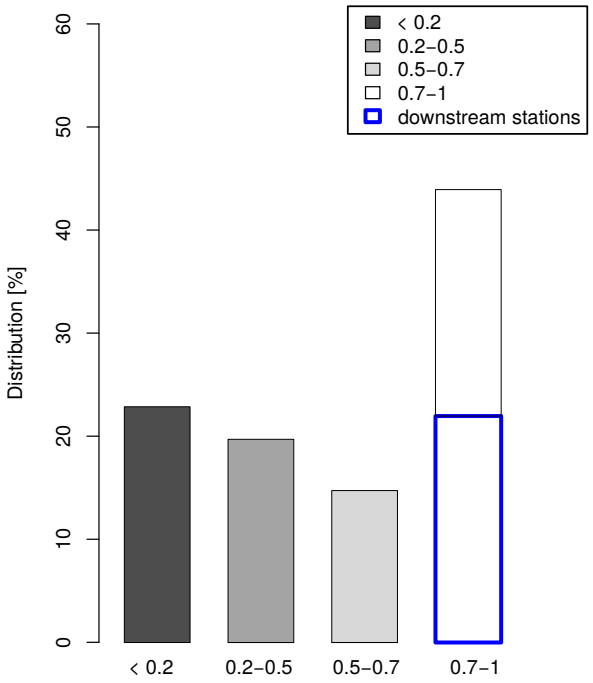
### 5.1 Dynamics of the high frequency component of river discharge

The optimal parameter set has been used to run a simulation of the surface flow over a 17-year period (1993-2010). In order to compare the runoff simulated at the gauging stations with the runoff estimated through the hydrograph separation, the Nash-Sutcliffe [Nash and Sutcliffe, 1970] criterion is calculated at each gauging station used in the optimization process. Over the Seine basin, 45% of the gauging stations has a Nash-Sutcliffe criterion higher than 0.7. All the downstream stations exhibit a Nash-Sutcliffe criterion higher than 0.7 and 50% of the upstream stations has a Nash-Sutcliffe criterion higher than 0.5 (Fig. 3).

The performance of the surface model at downstream stations shows that the model simulates the high frequency processes at the basin scale correctly. Moreover, as half of the upstream stations present Nash-Sutcliffe efficiency values higher than 0.5, the model is also able to describe the high frequency component of river discharge on most of the local watersheds, therefore describing the variability of the runoff processes over the basin.

### 5.2 Time averaged total discharge

The time averaged simulated (sim) and observed (obs) river discharges are compared (Tab. 2, $\overline{Q_{out}}^{sim}$ vs. $\overline{Q_{out}}^{obs}$). To compute the time averaged discharge from a surface model run (i.e. the baseflow is not simulated), the simulated time averaged HF signal and the infiltration rate have been added. Indeed, Eq. 6 shows that over a major climatic period the time




393 **Figure 3.** Performance criteria distribution (Nash-Sutcliffe) of the high frequency signal of river discharge
394 simulated by the surface model (no simulation of subsurface fluxes). The simulated HF discharge by the
395 surface model is compared to the estimated HF discharge using the Chapman filter at each gauging station
396 included in the objective function. All the downstream gauging stations presents values higher than 0.7 and a
397 majority of the upstream stations present Nash-Sutcliffe parameters values higher than 0.5

averaged baseflow is equivalent to the averaged aquifer recharge rate, which corresponds to the infiltration rate as $\Delta s_{sub}(t) \approx 0$. A model run using the optimal parameter set leads to an accurate simulation of the time averaged discharge at all the gauging stations. Indeed, the regression parameters between observed and simulated time averaged discharge are close to unit at both upstream and downstream stations (0.98 at upstream stations and 0.99 at downstream stations, Tab. 2, $\overline{\overline{Q_{out}}}^{sim}$ vs. $\overline{\overline{Q_{out}}}^{obs}$).

**Table 2.** Comparison between averaged simulated and observed terms of the hydrosystem water budget. The averaging period is 17-year long. The results are presented for upstream stations and downstream stations characterized by a drainage area higher than 7000km$^2$.

| | upstream | downstream |
|---|---|---|
| Comparison | regression parameter | regression parameter |
| $\overline{\overline{Q_{out}}}^{sim}$ vs. $\overline{\overline{Q_{out}}}^{obs}$ | 0.98 | 0.99 |
| $\overline{\overline{HF}}^{sim}$ vs. $\overline{\overline{HF}}^{obs}$ | 0.97 | 0.99 |
| $\overline{\overline{BF}}^{sim}$ vs. $\overline{R}^{sim}$ | 0.96 | 0.99 |
| $\overline{\overline{BF}}^{sim}$ vs. $\overline{\overline{BF}}^{obs}$ | 0.95 | 0.98 |

The superscripts sim and obs indicate that the corresponding quantities are, respectively, simulated and observed.

The joint minimization of the high frequency ($\Phi_{hf}$) and the averaged discharge ($\Phi_{discharge}$) components of the process-based multi-objective function leads to an adequate simulation of the runoff processes and the time averaged discharges over the system. These results highlight the efficiency of the first step of the calibration procedure.

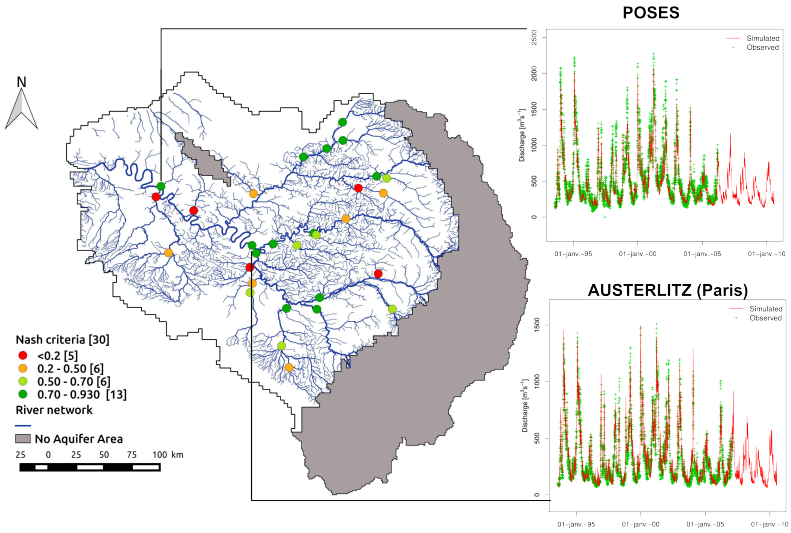
### 5.3 Total river discharge dynamics

The second step of the calibration procedure, that is subsurface model calibration, is then completed following a trial-error procedure. The calibrated coupled surface-subsurface model has similar performances than the model calibrated by Pryet et al [2015] (Tab. 3).

The Nash-Sutcliffe criterion at the basin outlet is 0.88 (Fig. 4). Moreover, more than 60% of the gauging stations present Nash criterion higher than 0.5 and less than 15% of the stations present a criterion smaller than 0.2. Most of these problematic stations are located

425 **Table 3.** Comparison of model criterias, between the 2-step and the stepwise calibration procedure, for
426 groundwater levels and river discharge at basin outlet. The root mean square errors (rmse) are calculated by
427 comparing simulated and observed goundwater levels at 186 piezometers. The Nash-Sutcliffe criteria and the
428 bias is calculated at Poses gauging station located at the outlet of the Seine basin.

| Period: 1996-2006 | Groundwater Levels | River Discharge at Basin Outlet | |
|---|---|---|---|
| Calibration procedure | rmse [m] | Nash [-] | bias [%] |
| 2-step | 3.60 | 0.88 | −8 |
| stepwise | 3.64 | 0.80 | −2 |




434 **Figure 4.** Performance criteria (Nash-Sutcliffe) for river discharge during the calibration period (17 year)
435 and comparison between simulated and observed river discharge at Austerlitz (Paris) and Poses (outlet of the
436 basin). The grey area represents the area where no aquifer are simulated in the Seine basin model

432 on karstic areas (Fig. 4). The two-step calibration procedure thus produces satisfactory re-
433 sults at regional scale.

437 ### 5.4 Validating the time averaged water budget

438 It has been shown in section 3.1 that minimizing the process-based multi-objective
439 function leads to an unbiased simulation of the hydrosystem water balance. In order to vali-

date this result, the accuracy of the estimates of each term of the average hydrosystem water budget ($\overline{AET}$, $\overline{HF}$, $\overline{BF}$ and $\overline{R}$) is verified.

As previously stated, the time averaged discharge is perfectly simulated by the model at both upstream and downstream stations (Tab. 2, $\overline{Q_{out}}^{sim}$ vs. $\overline{Q_{out}}^{obs}$). Given a proper rainfall estimation, Eq. 5 shows that the time averaged actual evapotranspiration is also well estimated by the model. Simulated and estimated averaged HF signals have been compared (Tab. 2, $\overline{HF}^{sim}$ vs. $\overline{HF}^{obs}$). The optimal parameter set leads to an accurate simulation of the time averaged HF signal at all the gauging stations (either upstream or downstream the basin) used during the optimization process. Indeed, the regression parameters between simulated and estimated averaged HF values are 0.99 at downstream stations and 0.97 at upstream stations.

The optimized coupled model fulfills the hypotheses established for the surface optimization procedure for : (1) the subsurface water storage is negligible and (2) surface and subsurface watersheds overlap. Indeed, the regression parameters between simulated time averaged baseflow and recharge are 0.99 for downstream stations and 0.97 for the upstream stations (Tab. 2, $\overline{R}^{sim}$ vs. $\overline{BF}^{sim}$). The subsurface storage variation is thus proven to be negligible (Eq. 6), and the aquifer recharge is equivalent to the baseflow over both local and large watersheds of the Seine basin. The time averaged aquifer recharge is thus properly simulated by the model if the baseflow is simulated properly.

A surface-subsurface coupled simulation is run to compare the time averaged estimated and simulated baseflow (Tab. 2, $\overline{BF}^{sim}$ vs. $\overline{BF}^{obs}$). The regression parameter between simulated and estimated time averaged baseflow is 0.99 at downstream stations. For smaller watersheds, the regression coefficient is 0.95. The baseflow is therefore accurately simulated over all the small watersheds.

These results prove that the two-step calibration procedure permits to reproduce the time averaged hydrosystem water budget and to simulate the runoff dynamics as well as the river discharge dynamics accurately.

## 6 Discussion

### 6.1 Validity of the optimization procedure

The proposed calibration procedure depends on baseflow estimation. In this work, the Chapman filter has been applied for hydrograph separation. One of the main hypotheses of

471 the Chapman filter is the linear dynamics of aquifer supply to river during the recession of
472 floods (Section 3.3, Eq. 11). However, this hypothesis is sometime arguable. Wittenberg
473 [1999] argues that, in most cases, the discharge during recession periods displays the non-
474 linearity of aquifer storage. In order to verify the validity of the hypothesis of linearity, the
475 aquifer storage behaviour has been studied at each gauging station of the Seine basin.

The general equation of the aquifer storage behaviour during recession periods [Brutsaert and Nieber, 1977] is given by :

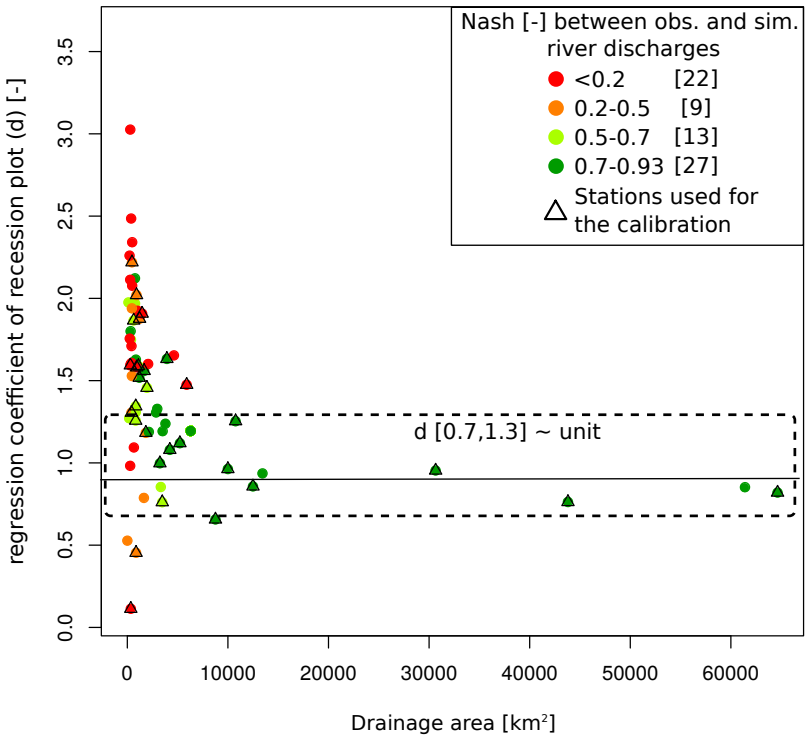
$$s_{sub}(t) = aq_{out}(t)^b \tag{21}$$

where $a$ has the dimension $[m^{3-3b}.s^b]$, $b$ is dimensionless and $s_{sub}(t)$ is the aquifer storage $[m^3]$. During recession period, while rainfalls and evapotranspiration rates are negligible compared to river discharge, Eq. 21 leads to :

$$-\frac{dq_{out}}{dt} = \frac{1}{ab} q_{out}(t)^{2-b} = cq_{out}(t)^d \tag{22}$$

476 The linear regression of recession plot comparing $log(-\frac{dq_{out}}{dt})$ to $log(q_{out}(t))$, pro-
477 vides information on rather or not the aquifer functioning is linear. Indeed, a regression pa-
478 rameter ($d$) near to the unit indicates a linear behaviour between aquifer storage and base-
479 flow.

486 Following the methodology proposed by Kirchner [2009], the parameter $d$ of Eq. 22,
487 has been computed at each gauging station and plotted against the drainage area (Fig. 5).
488 The small watersheds (200 km$^2$ to 1000 km$^2$) present a highly variable $d$ value which varies
489 from 0.11 to 3.02. Local watersheds therefore exhibit various hydrological behaviour, only
490 17% being almost linear (d ranging between 0.7 and 1.3). Larger basins (> 7 000 km$^2$) dis-
491 play much more stable $d$ value (around 0.9), indicating that for regional watersheds, the hy-
492 pothesis of aquifer storage linearity is valid. Moreover, the best fits between simulated and
493 observed river discharge are obtained at gauging stations for which the linear hypothesis of
494 the aquifer storage is verified. Indeed, 67% of the stations presenting Nash criterion greater
495 than 0.7 exhibit regression parameters ranging between 0.7 and 1.3. The lowest Nash crite-
496 rion are obtained at gauging stations presenting nonlinearities. Indeed, 74% of the stations
497 presenting Nash criterion lower than 0.5 exhibit regression parameters $d$ lower than 0.5 or
498 greater than 1.5. This results from the inability of the linear model to reproduce a complex
499 baseflow dynamics [Wittenberg and Sivaplan, 1999; Huyck et al, 2005]. Over these areas,
500 the unrealistic temporal dynamics of baseflow estimated by Chapman filter would affect




480 **Figure 5.** Aquifer storage behaviour during recession period with regards to the drainage area at gauging
481 station. Recession plots compare $log(\frac{dq_{out}(t)}{dt})$ to $log(q_{out}(t))$ at each gauging station. The regression pa-
482 rameters of these plots ($d$) are computed and plotted against the drainage area of the gauging stations. The
483 Nash parameters between observed (obs.) and simulated (sim.) river discharge at gauging stations are over-
484 printed. The best fits are mainly obtained at basins presenting a linear behaviour between aquifer storage and
485 baseflow ($d$ ranging between 0.7 and 1.3). This area is delimited by a dashed rectangle in the figure.

the efficiency of the calibration procedure. However, it has been proven that linear models [Stoelzle et al, 2015] and digital filter procedures [Arnold et al, 2000] (such as Chapman filter), are able to accurately estimate the time averaged baseflow measured in unlinear watersheds such as karstic and fractured watersheds [Fiorillo, 2014]. The usage of Chapman filter to perform hydrograph separation seems therefore relevant in the framework of an automated calibration procedure (first step of the proposed 2-step calibration). Indeed, despite issues on baseflow dynamics for rather small watersheds, the filter at least allows the estimation of the averaged baseflow.

### 6.2 The Seine basin time averaged water balance

The simulation of the hydrosystem water budget permits to investigate the hydrological functioning of the Seine basin (Fig. 6).

In the Seine basin, the infiltration rates represent 52% of the effective rainfall. The rainfall infiltrated over the area without aquifers (in gray on Fig 4) contributes to river discharge directly. Elsewhere, the aquifer recharge is distributed among the simulated aquifer units. The aquifer recharge rates vary from 2.40E-09 to 4.00E-09 m $s^{-1}$ over the Seine basin. Groundwater withdrawals represent 15% of the aquifer recharge. The aquifer storage is positive, and 6% of the recharge (13 $m^3$ $s^{-1}$) is stored in the subsurface system. The groundwater use appears to be sustainable in the Seine basin. In the center of the subsurface system, a vertical flow from the superficial aquifer formations to the Chalk aquifer, which is the deepest simulated aquifer layer, is observed (red arrows on the Aquifer part of Fig. 6). Meanwhile, on the border of the basin, the Chalk aquifer mainly supplies the alluvial system (black arrows on the Aquifer part of Fig. 6). Indeed 70% of the underground recharge of the alluvial plain originate from Chalk aquifer. The deep infiltration from the superficial aquifers to the Chalk aquifer simulated in the central area of the subsurface system, is redistributed to the alluvial plain at the border of the basin. The nested fluxes towards stream-aquifer interface, conceptualized by Tóth [1962] for small drainage area, is thus likely to set up at regional scale over large systems such as the Seine basin. At the stream aquifer interface, the aquifer system mainly supplies the stream network. Indeed, 137.5$m^3$ $s^{-1}$ flow from aquifer to the stream network, whereas 37.5 $m^3$ $s^{-1}$ infiltrate from stream to the aquifer system. The contribution of aquifer overflow to discharge constitutes 28% of the stream supply by aquifer. Finally, the averaged stream outflow is 500 $m^3$ $s^{-1}$ and the stream-aquifer exchanges and aquifer overflow represent 42% of the total river discharge.

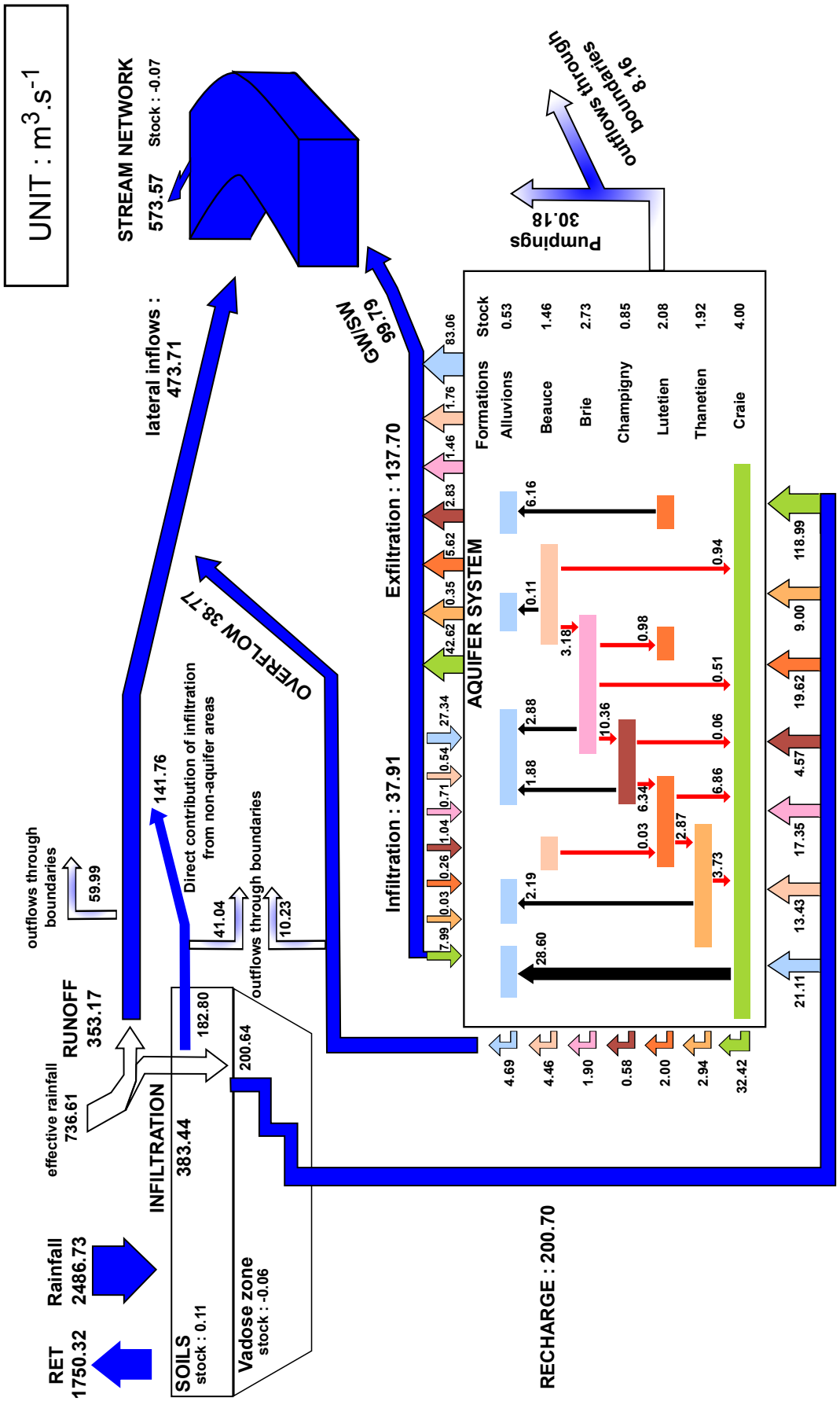



**Figure 6.** Seine basin water balance on 17-year period (1993-2010) [$m^3\ s^{-1}$]

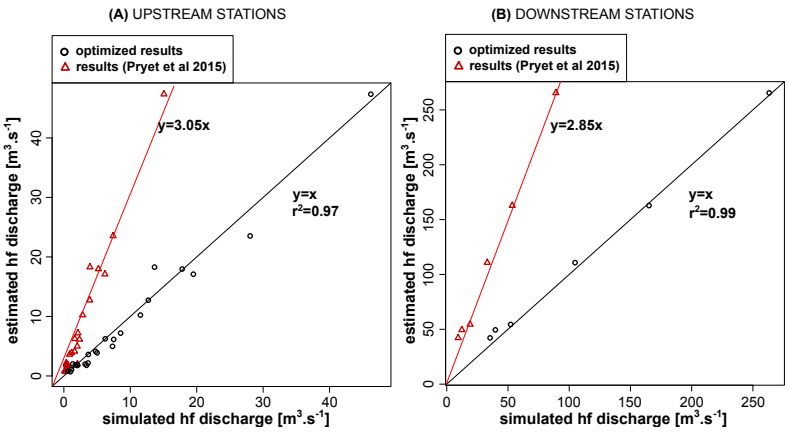



**Figure 7.** Comparison of the averaged simulated and the averaged estimated high frequency signal over a 17-year period of time at upstream (A) and downstream (B) gauging stations. The estimated high frequency signal has been obtained by applying a Chapman filter separation to the observed discharge values. The simulated high frequency signal has been obtained by simulating the surface model using Pryet et al [2015] parameter set (red triangles) and using the optimal parameter set (black circles). The averaged high frequency signal is significantly under-estimated by the model using Pryet et al [2015] parameter set.

### 6.3 Limitation of equifinality issues

In a previous study of the Seine hydrosystem functioning, Pryet et al [2015] conducted a stepwise calibration of a coupled hydrological/hydrogeological model following the methodology proposed by Flipo et al [2012]. This calibration procedure, accounting for piezometric heads and river discharge, yields to a correct estimation of both piezometric heads and river discharges over the basin. Indeed, over a 10-year period, the overall root mean square error of the simulated groundwater levels, calculated on 186 piezometers, was 3.64 m. The Nash-Sutcliffe criterion at the basin outlet was 0.8 while the bias represents less than 2% of the averaged river discharge (Tab 3). These results are comparable to that obtained using the 2-step calibration procedure as the RMSE obtained in this study is 3.60 m. The Nash-Sutcliffe criterion at the basin outlet is 0.88 and the bias is 8% of the averaged discharge (Tab 3).

Using the optimal surface parameter set obtained by Pryet et al [2015], a surface model run has been performed, over the 17-year period of time. The time averaged simulated runoff, has been compared to the high frequency signal estimated by hydrograph separation (Fig 7). The runoff computed by the model is under-estimated at both upstream and downstream stations. It is indeed three times lower than that obtained by hydrograph separation. Even

though the evapotranspiration is properly estimated by this parameter set [Pryet et al, 2015], the underestimation of runoff points out an issue with runoff-recharge partitioning of the effective rainfall. It does not impact the overall performance of the model, but it impacts the estimation of stream-aquifer exchanges significantly as well as the overall hydrosystem water budget. This comparison of model performances illustrates that even if piezometric heads and river discharges are adequately simulated by a model, the hydrosystem water budget estimation can still be precarious. Indeed, the runoff-recharge partitioning of effective rainfall cannot be uniquely determine from these two observations. The calibration of integrated models using piezometric heads and discharges observations only is thus quite delusive (see also Fenicia et al [2008]). In order to overcome this issue and reduce the equifinality problem, the 2-step calibration procedure introduces an additional set of informations, i.e., the estimations of high frequency components of river discharge. This approach allows calibrating not only the time evolution of piezometric heads and river discharge, but also the average hydrosystem water balance. Therefore, the equifinality and the possible compensation between runoff and recharge affecting the calibration of integrated hydrosystem model is reduced. A consistent quantification of stream-aquifer water exchanges is then possible.

The 2-step calibration methodology, is based on a decoupling procedure assuming that runoff observed in the high frequency component of river discharge (hf(t)) is induced by surface processes only. In other words, the groundwater incidence on runoff processes is neglected. This hypothesis only neglects deep-groundwater incidence on runoff generation. Indeed, runoff induced by saturation excess ( Hortonian flow Horton [1933]) or infiltration excess ( Dunne flow Dunne [1978] ) are simulated by surface models either physically based or conceptual. These processes are mainly controlled by atmospheric inputs (rainfall amount and intensity Pionke and Kunishi [1992]) and shallow underground properties (soil physical properties Pearce et al [1986]; Tanaka et al [1988] and antecedent soil wetness McDonnell [1990]; Penna et al [2011]; Pierini et al [2014]).

Nevertheless, the soil water content can be affected by the rise of the aquifer water table [Levine and Salvucci, 1999; Tanaka et al, 1988]. So groundwater can affect runoff generation indirectly by increasing the soil water content through capillarity rise of the satured zone [Jayatilaka et al, 1996] or directly through groundwater flooding [Bottomley et al, 1984]. However this influence of groundwater to runoff generation mainly occurs in the riparian zone in narrow stream corridors [Levine and Salvucci, 1999], where groundwater table is nearby the surface. The riparian runoff is a major contribution of the storm

runoff during dry periods [Sidle et al, 2000], and groundwater may be an important component of it in small watersheds [Burns et al, 2001]. On the contrary, during humid and large runoff events, surface contributions dominate the total storm runoff [McGlynn and McDonnell, 2003; Vivoni et al, 2007]. Moreover, surface contributions constitute the major part of runoff in most of hydrological conditions [Vivoni et al, 2007]. Furthermore, Langhans et al [2014] compare the performances of a runoff model accounting for groundwater incidence on runoff processes to a conventional model simulating Hortonian and Dunne flows. They indicate that at locale scale (observation site scale), the model accounting for groundwater depth performs better than conventional surface model. However at the watershed scale (0.4 ha) these two model types present similar results. Therefore, it appears that the decoupling operation sometimes induces a mis-estimation of the runoff-infiltration partitioning of effective rainfalls in the riparian zone, but respects the runoff generation processes in most of the hydrological cases at the watershed scale.

### 6.4 A calibration procedure at different scales

Flipo et al [2014] define the main scales at which hydrosystem processes are studied. These scales vary from local scale [10 cm - ~10 m], intermediate scale [100 m - ~10 km], watershed scale [10 $km^2$ - ~1 000 $km^2$], regional scale [ 10 000 $km^2$ - ~1 $Mkm^2$] to continent scale [ > 10 $Mkm^2$]. The relevance of the 2-step calibration procedure at these different scales is discussed.

As seen in the previous section, at local and intermediate scales, the underlying hypothesis of the 2-step calibration are not verified. At these scales, the application of the 2-step calibration methodology is not appropriate.

At the watershed scale, the decoupling procedure is convenient, but the Chapman filter hypotheses could be unfulfilled. Furthermore, given the high variability and the complexity of the hydrological behaviour (Fig 5), models fully expressing the spatial variability of the hydrological processes may be needed. Fully coupled physically based models could be preferred to simulate small watersheds. However, the more complex the model, the more data are required to constrain their calibration [Kikuchi et al, 2014]. As argued by Fenicia et al [2008], isotope data are of first interest for calibration procedure as they provide "an orthogonal view of catchment behaviour" contributing to a better understanding of watersheds hydrological behaviour. Indeed, isotope data are used to infer transfer time in sub-

surface [Weiler et al, 2003; Castro et al, 1998], to define the subsurface flow paths in watersheds [Boronina et al, 2005; Volkmann and Weiler, 2014] and are widely used to characterise runoff generation processes [McGlynn et al, 2004; Bazemore et al, 1994; Bottomley et al, 1984; Sklash et al, 1976]. Moreover, daily estimation of runoff can be obtained from measurement of stable isotope in streams water and rainfalls [Tweed et al, 2016]. The 2-step calibration procedure can include informations from isotope data in calibration procedure of fully coupled models at watershed scale. Indeed, if the present methodology depends on runoff estimation, it is totally independent on the technique chosen to estimate it. The application of this 2-step procedure to the fully-coupled models is even facilitated, as Partington et al [2011] propose a methodology to simulate the high frequency signal of river discharge.

At the regional scale, the present paper shows the potential of the application of the 2-step calibration procedure to a coupled conceptual-physically based model. At this scale, both the decoupling approach and the hypotheses of the chapman filter are validated.

At the continental scale, Lo et al [2009] show that including baseflow estimation in a calibration procedure of land surface model [Yeh and Eltahir, 2005] enhances significantly the model performances and limits the equifinality issues. The present methodology proposes an expression of a multi-objective function (Eq. 9 and Eq. 10) which introduces results of hydrograph separation in an optimisation procedure of a hydrological model. The first step of the 2-step calibration procedure is thus also suited for the calibration of land surface models and hydrological models commonly used in continental hydrological modelling [Trambauer et al, 2003].

The use of the 2-step calibration methodology at these different scales permits to constrain hydrosystem models calibration, whatever their structure (fully physically based, conceptual physically based model, fully conceptual and land surface models), so that a consistent hydrological water balance is simulated from watershed to continental scale. This may be the first step toward a multi-scale modelling of the spatial and temporal dynamics of the water fluxes involved in the terrestrial water cycle in order to better assess the hydrological feedbacks affecting climate regulation.

## 7 Conclusions

The calibration of integrated surface-subsurface hydrosystem models using piezometric heads and river discharge only is highly precarious. Indeed, these two observation

set cannot constraint runoff-infiltration partitioning of effective rainfalls. Such modelling practices can lead to erroneous water budget estimates. In order to reduce the equifinality inherent to hydrosystem modelling, a new 2-step calibration procedure has been proposed. This procedure depends on baseflow estimation in addition to piezometric heads and river discharge observations. The first step of the methodology is a surface parameter optimization guaranteeing the joint reproduction of runoff processes and an unbiased estimate of the aquifer recharge. The formal development of the procedure leads to the definition of a process-based multi-objective function accounting for both the averaged river discharge and the time variability of its high frequency component. Each term of the process-based multi-objective function controls one or several surface processes involved in the surface water cycle ($AET$, $R$, and $HF$). Once the surface processes are calibrated, the subsurface calibration can be conducted using the aquifer recharge estimated in the first step.

The 2-step calibration procedure has been successfully conducted for a regional conceptual-physical coupled model of the Seine River basin. Indeed, the surface and subsurface optimized parameters lead to the estimation of a consistent averaged hydrosystem water budget and to the adequate simulation of both piezometric heads and river discharge dynamics. The relevance of the 2-step procedure to accurately simulate river discharge, piezometric heads and the averaged hydrosystem water budget, is particularly significant for integrated modelling either fully physically based or conceptual-physical models. Furthermore, the adequate simulation of the water budget permits to more precisely investigate the hydrosystem functioning, to characterize groundwater withdrawal sustainability and to correctly estimate stream-aquifer exchanges.

Finally, the 2-step calibration procedure represents a major methodological shift in quantitative hydrology, since model calibration becomes now conditional to the estimation of baseflow. This major shift implies the reinforcement of interdisciplinarity in earth sciences, especially that geochemists are nowaday able to separate hydrographs over large and local watersheds based on isotopic measurements.

## Acknowledgments

This project developed on the request of the *Agence de l'Eau Seine Normandie* which participated substantially to the project funding. Funding was also supported by the SWOT project and the workpackage "Stream-Aquifer Interfaces" of the PIREN Seine research program. We

681 especially thank Maía Akopian, Selma Cherchali and Jean-Marie Mouchel for supporting
682 this work.

## 683 References

684 Abbott M, Bathurst J, Cunge J, O'Connell P, Rasmussen J (1986a) An introduction to the
685 European Hydrological System. 1. History and philosophy of a physically based dis-
686 tributed modelling system. Journal of Hydrology 87:45–59

687 Abbott M, Bathurst J, Cunge J, O'Connell P, Rasmussen J (1986b) An introduction to the
688 European Hydrological system. 2. Structure of a physically based distributed modelling
689 system. Journal of Hydrology 87:61–77

690 Arnold J, Muttiah R, Srinivasan R, Allen P (2000) Regional estimation of baseflow and
691 groundwater recharge in the upper mississippi river basin. Journal of Hydrology 227:21–
692 40

693 Arrouays D, Grungy M, Hartemink A, Hempel A, Heuvelink J, Lagacherie S, Lelyk P,
694 McBratney G, McKenzie A, Meudonca-Santos N, Minasny B, Montanarella L, Odeh
695 I, Sanchez P, Thomspson J, Zhang G (2014) Globalsoilmap : toward a fine-resolution
696 global grid of soil properties. Advances in Agronomy 125(D24):93–134, DOI DOI:
697 10.1016/B978-0-12-800137-0.00003-3

698 Baratelli F, Flipo N, Moatar F (2016) Quantification of distributed stream-aquifer exchanges
699 at the regional scale : sensitivity to in-stream water level fluctuation, riverbed elevation
700 and roughness. submitted to Journal of Hydrology

701 Bayer P, Finkel M (2007) Optimization of concentration control by evolution strategies: for-
702 mulation, application and assessment of remedial solutions. Water Resourses Research 43,
703 DOI 10.1029/2005WR004753

704 Bazemore D, Eshleman K, Hollenbeck K (1994) The role of soil water in stormflow gener-
705 ation in a forestes headwater catchment: synthesis of natural tracer and hydrometric evi-
706 dence. Journal of Hydrology 162:47–75

707 Beven K (1989) Changing ideas in hydrology. The case of physically-based model. Journal
708 of Hydrology 105:157–172

709 Beven K (1993) Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. Ad-
710 vances in Water Resources 16:41–51

711 Beven K, Binley A (1992) The future of distributed models: model calibration and uncer-
712 tainty prediction. Hydrological Processes 6(3):279–298

713 Billen G, Garnier J, Mouchel JM, Silvestre M (2007) The Seine system: Introduction to a
714 multidisciplinary approach of the functioning of a regional river system. Sciences of Total
715 Environment 375:1–12

716 Boronina A, Balderer W, Renard P, Stichler W (2005) Study of stable isotopes in the kouris
717 catchment (cyprus) for description of the regional groundwater flow. Journal of Hydrology
718 308:214–226

719 Bottomley D, Craig D, Johnston L (1984) Neutralization of acid runoff by groundwater dis-
720 charge to streams in canadian precambrian shield watersheds. Journal of Hydrology 75:1–
721 26

722 Brutsaert W, Nieber J (1977) Regionalized drought flow hydrographs from a mature
723 glaciated pateau. Water Resourses Research 13(3):637–343

724 Burns D, McDonnell J, Hooper R, Peters N, Freer J, Kendall C, Beven K (2001) Quantify-
725 ing contributions to storm runoff through end-member mixing analysis and hydrologic
726 measurements at the panola mountain research watershed (georgia usa). Hydrological Pro-
727 cesses 15:1923–1924, DOI 10.1002/hyp.246

728 Camporese M, Paniconi C, Putti M, Orlandini S (2010) Surface-subsurface flow model-
729 ing with path-based runoff routing, boundary condition-based coupling, and assimi-
730 lation of multisource observation data. Water Resourses Research 46:W02,512, DOI
731 10.1029/2008WR007536

732 Castro MC, Goblet P, Ledoux E, Violette S, de Marsily G (1998) Noble gases as natural trac-
733 ers of water circulation in the paris basin: Calibration of a groundwater flow model using
734 noble gas isotope data. Water Resourses Research 34(10):2467–2483

735 Cazemier D, Lagacherie P, Martin-Clouaire R (2001) A possibility theory approach for es-
736 timating available water capacity from imprecise information contained in soil databases.
737 Geoderma 103:113–132, DOI 10.1016/S0016-7061(01)00072-6

738 Chapman T (1999) A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow sepa-
739 ration. Hydrological Processes 13:701–714

740 Cook P (2015) Quantifying river gain and loss at regional scales. Journal of Hydrology
741 In Press, DOI 10.1016/j.jhydrol.2015.10.052

742 Dickinson J, Hanson R, Ferré T, Leake S (2003) Inferring time-varying recharge from in-
743 verse analysis of long-term waterlevels. Water Resourses Research 40:W07,403, DOI
744 10.1029/2003WR002650

Doherty J (2010) PEST : Model Independent Parameter Estimation, User Manual : 5th Edition. Watermark Numerical Computing

Doherty J (2013) Addendum to the PEST Manuel. Watermark Numerical Computing

Dunne T (1978) Hillslope Hydrology, Wiley, chap Field studies of hillslope flow processes, pp 227–293

Ebel B, Loague K (2006) Physics-based hydrologic-response simulation: Seeing through the fog of equifinality. Hydrol Process 20:2887–2900

Eckhardt N (2008) A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. Journal of Hydrology 352:168–173

Erdal D, Cirpka OA (2016) Joint inference of groundwater-recharge and hydraulic-conductivity fields from head data using the ensemble kalman filter. HESS 20(1):555–569, DOI 10.5194/hess-20-555-2016

Fenicia F, McDonnell J, Savenije H (2008) Learning from model improvement: On the contribution of complementary data to process understanding. Water Resourses Research 44, DOI 10.1029/2007WR006386

Fiorillo F (2014) The recession of spring hydrographs, focused on karst aquifers. Water Resources Management 28:1781–1805, DOI 10.1007/s11269-014-0597-z

Flipo N, Monteil C, Poulin M, de Fouquet C, Krimissa M (2012) Hybrid fitting of a hydrosystem model: long term insight into the Beauce aquifer functioning (France). Water Resourses Research 48:W05,509, DOI 10.1029/2011WR011092

Flipo N, Mouhri A, Labarthe B, Biancamaria S, Rivière A, Weill P (2014) Continental hydrosystem modelling : the concept of nested stream-aquifer interfaces. Hydrology and Earth System Sciences 18:3121–3149, DOI 10-5194/hess-18-3121-2014

Freer J, Beven K, Ambroise B (1996) Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data: An application of the glue approach. Water Resourses Research 32(7):2161–2173, DOI 10.1029/95WR03723

Furey P, Gupta V (2003) A phisically based filter for separing base flow from streamflow time series. Water Resourses Research 37:2709–2722, DOI 0043-1397/01/2001WRR00243$09.00

Getirana A, Boone A, Yamazaki D, Mognard N (2013) Automatic parametrization of a flow routing scheme driven by radar altimetry data: evaluation in the Amazon basin. Water Resourses Research 49:614–629, DOI 10.1002/wrcr.20077

Girard G, Ledoux E, Villeneuve JP (1980) An integrated rainfall, surface and underground runoff model. La Houille Blanche 4/5:315–320

Goderniaux P, Brouyère S, Fowler H, Blenkinsop S, Therrien R, Orban P, Dassargues A (2009) Large scale surface-subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves. Journal of Hydrology 373(1-2):122–138

Gomez E, Ledoux E, Viennot P, Mignolet C, Benoît M, Bornerand C, Schott C, Mary B, Billen G, Ducharne A, Brunstein D (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, Nonner J, Heijkers J, Uhlenbrook S (2009) Comparison of different base flow separation methods in a lowland catchment. Hydrology and Earth System Sciences 13:2055 –2068

Guillocheau F, Robin C, Allemand P, Bourquin S, Brault N, Dromart G, Friedenberg R, Garcia JP, Gaulier JM, Gaumet F, Grosdoy B, Hanot F, Strat PL, Mettraux M, Nalpas T, Prijac C, Rigollet C, Serrano O, Grandjean G (2000) Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodinamica Acta 13:189–246

Hansen N, Ostermeier A (2001) Completely derandomized self-adaptation in evolution strategies. Evol Comput 9:159–195

Hansen N, Muller S, Koumoutsakos P (2003) Reducing the time complexity of the derandomized evolution strategy with covariance matrix adaptation (cma-es). Evol Comput 9:159–195

Hill M (2000) Methods and guidelines for effective model calibration. ISBN 978-0-7844-0517-8

Hooper R, Shoemaker C (1986) A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation. Water Resourses Research 22(10):1444–1454, DOI 0043-1397/86/005W-4289505

Horton R (1933) The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans Am Geophys Union 14:446–460

Hunt R, Strand M, Walker J (2006) Measuring groundwater-surface water interaction and its effect on wetland stream benthic productivity, trout lake watershed, northern wisconsin, usa. Journal of Hydrology 320(3-4):370–384, DOI 10.1016/j.jhydrol.2005.07.029

Huyck A, Pauwels V, Verhoest N (2005) A base flow separation algorithm based on the linearized boussinesq equation for complex hillslopes. Water Resourses Research 41:W08,415, DOI 10.1029/2004WR003789

Jasechko S, Kirchner J, Welker J, McDonnel J (2016) Substantial proportion of global streamflow less than three months old. Nature Geosciences 9:126–129, DOI 10.1038/ngeo2636

Jason H, Hyon-Tae H, Sudicky E, Lin J (2015) Coupled atmospheric, land surface and subsurface modeling: exploring water and energy feedbacks in three-dimension. Advances in Water Resources DOI 10.1016/j.advwatres.2015.09.002

Jayatilaka C, Gillham R, Blowes D, Nathan R (1996) Coupled atmospheric, land surface and subsurface modeling: exploring water and energy feedbacks in three-dimension. Journal of Hydrology 184:317–336

Kikuchi C, Ferré T, Vrugt J (2014) On the optimal design of experiments for conceptual and predictive discrimination of hydrologix systems models. Water Resourses Research 51:4454–4481, DOI 10.1002/2014WR016795

Kirchner J (2009) Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. Water Resourses Research 45, DOI 10.1009/2008WR006912

Klaus J, McDonnell J (2013) Hydrograph separation using stable isotopes : Review and evaluation. Journal of Hydrology 505:47–64

Kollet SJ, Zlotnik VA (2003) Stream depletion predictions using pumping test data from a heterogeneous stream - aquifer system (a case study from the great plains, usa). Journal of Hydrology 281(1 - 2):96 – 114, DOI 10.1016/S0022-1694(03)00203-8

Labarthe B, Pryet A, Saleh F, Akopian M, Flipo N (2014) Engineering Geology for society and Territory-Vol 3, springer, chap Distributed simulation of daily stream-aquifer exchanged fluxes in the Seine river basin at regional scale. DOI 10.1007/978-3-319-09054-2_54

Lagacherie P, Cazemier D, Martin-Clouaire R, Wassenaar T (2000) A spatial approach using imprecise soil data for modelling crop yields over vast areas. Agriculture Ecosystems and Environment 81:5–16, DOI 10.1016/S0167-8809(00)00164-X

Lamb R, Beven K, Myrabo S (1998) Use of spatially distributed water table observations to constrain uncertainty in a rainfall-runoff model. Advances in Water Resources 22(4):305–317

Langhans C, Govers G, Diels J, Stone J, Nearing M (2014) Modeling scale-dependant runoff generation in small semi-arid watershed accounting for rainfall intensity and water depth. Advances in Water Resources 69:65–78, DOI 10.1016/j.advwatres.2014.03.005

Ledoux E, Girard G, de Marsily G, Villeneuve J, Deschenes J (1989) Unsaturated flow in hydrologic modeling - theory and practice, Springer, NATO ASI Ser. CNorwell, Massachussett : Kluwer Academicy, chap Spatially distributed modeling: conceptual approach, coupling surface water and groundwater., pp 435–454

Levine J, Salvucci G (1999) Equilibrium analysis of groundwater-vadose zone interactions and resulting spatial distribution of hydrologic fluxes across a canadian prairie. Water Resourses Research 35(5):1369–1383

Lo M, Famiglietti J, Yeh P, Syed T (2009) Improving parameter estimation and water table depth simulation in a land surface model using grace water storage and estimated base flow data. Water Resourses Research 46, DOI 10.1029/2009WR007855

Loague K, Heppner C, Abrams R, Carr A, VanderKwaak J, Ebel B (2005) Further testing of the Integrated Hydrology Model (inhm): event-based simulations for a small rangeland catchment located near Chickasha, Oklahoma. Hydrological Processes 19:1373–1398, DOI 10.1002/hyp.5566

Madsen H (2003) Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives. Advances in Water Resources 26:205–216

Mardhel V, Gravier A, Koch-Mathian JY, Nowak C, Terreyre JL, Raguet M, Garnier C (2007) Aquifer Systems Management, CRC Press, chap Simplified vulnerability mapping of groundwater in Seine-Normandy Basin. Application to the BASOL sites, pp 497–509. 37

Markstrom S, Niswonger R, Regan R, Prudic D, Barlow P (2008) GSFLOW - coupled ground-water and surface-water flow model based on the integration of the precipitation-runoff modeling system (PRMS) and the modular ground-water flow model (MODFLOW-2005). Tech. rep., U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-D1, 240 p.

de Marsily G (2008) Eau, changements climatiques, alimentation et évolution démographique. Revue des Sciences de l'Eau/Journal of Water Science 21(2):111–128

Martin-Clouaire R, Cazemier D, Lagacherie P (2000) Representing and processing uncertain soil information for mapping soil hydrological properties. Computers and electronics in agriculture 29:41–57, DOI 10.1016/S0168-1699(00)00135-6

Massei N, Laignel B, Deloffre J, Mesquita J, Motelay A, Lafite R, Durand A (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, DOI

876 10.1002/joc.2022

877 McDonnell J (1990) A rationale for old water discharge through macropores in a steep, hu-
878 mid catchment. Water Resourses Research 26:2821–2832

879 McGlynn B, McDonnell J (2003) Quantifying the relative contributions of riparian
880 and hillslope zones to catchment runoff. Water Resourses Research 39(11), DOI
881 10.1029/2003WR002091

882 McGlynn B, McDonnell J, Seibert J, Kendall C (2004) Scale effects on headwater catchment
883 runoff timing, flow sources, and groundwater-streamflow relations. Water Resourses Re-
884 search 40:W07,504, DOI 10.1029/2003WR002494

885 Miller M, Susong D, Shope C, Heilweil V, Stolp B (2014) Continuous estimation of baseflow
886 in snowmelt-dominated streams and rivers in the upper colorado river basin: A chem-
887 ical hydrograph separation approach. Water Resourses Research 50:6986–6999, DOI
888 10.1002/2013WR014939

889 Nash J, Sutcliffe J (1970) River flow forecasting through conceptual models. Part I, a discus-
890 sion of principles. Journal of Hydrology 10:282–290

891 Partington D, Brunner P, Simmons C, Therrien R, Werner A, Dandy G, Maier H (2011)
892 A hydraulic mixing-cell method to quantify the groundwater component of streamflow
893 within spatially distributed fully integrated surface water-groundwater flow models. Envi-
894 ronmental Modelling and Software 26(7):886–898, DOI 10.1016/j.envsoft.2011.02.007

895 Partington D, Brunner P, Simmons C, Therrien R, Werner A, RTherrien, Maier H, Dandy G
896 (2012) Evaluation of outputs from automated baseflow separation methods against simu-
897 lated baseflow from a physically based, surface water-groundwater flow model. Journal of
898 Hydrology 459:28–39

899 Pearce A.J., Stewart M.K., Sklash M.G. (1986) Storm runoff generation in humid headwater
900 catchment. 1. Where does water come from ? Water Resourses Research 22:1263–1272,
901 DOI 0043-1397/86/005W-4214505.0

902 Penna D, Meerveld H, Gobbi A, Borga M, Fontana G (2011) The influence of soil moisture
903 on threshold runoff generation process in an alpine headwater catchment. Hydrology and
904 Earth System Sciences 15:689–702, DOI 10.5194/hess-15-689-2011

905 Penna D, Engel M, Mao L, Dell'Agnese A, Bertoldi G, FComiti (2014) Tracer-based analysis
906 of spatial and temporal variations of water sources in a glacierized catchment. Hydrology
907 and Earth System Sciences 18:5271–5288, DOI 10.5194/hess-18-5271-2014

Pettyjohn W, Henning R (1979) Preliminary estimate of ground-water recharge rates, related streamflow and water quality in ohio. Tech. rep., State of Ohio, Water Resources Center, The Ohio State university

Pierini N, Vivoni E, Robles-Morua A, Scott R, Nearing M (2014) Using observation and distributed hydrologic model to explore runoff thresholds linked with mesquite encroachment in the sonoran desert. Water Resourses Research 50:8191–8215, DOI 10.1002/2014WR015781

Pionke HB, Kunishi HM (1992) Phosphorus status and content of suspended sediment in a pensylvania watershed. Soil Science 153:452–462

Pokhrel P, Gupta H, Wagener T (2008) A spatial regularization approach to parameter estimation for a distributed watershed model. Water Resourses Research 44, DOI 10.1029/2007WR006615

Polus E, Flipo N, de Fouquet C, Poulin M (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, DOI 10.1002/hyp.7838

Pryet A, Labarthe B, Saleh F, Akopian M, Flipo N (2015) Reporting of stream-aquifer flow distribution at the regional scale with a distributed process-based model. Water Resources Management 29:139–159, DOI 10.1007/s11269-014-0832-7

R development Core Team (2008) R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Satistical Computing, Vienna,Austria, URL http://www.R-project.org, ISBN 3-900051-07-0

Roche PA, Zimmer D (2006) Les eaux continentales, Institut de France - Académie des Sciences, chap Eau, aménagements et usages, pp 9–102

Saleh F, Flipo N, Habets F, Ducharne A, Oudin L, Viennot P, Ledoux E (2011) Modeling the impact of in stream water level fluctuations on stream aquifer interactions at the regional scale. Journal of Hydrology 400(3-4):490–500, DOI 10.1016/j.jhydrol.2011.02.001

Shen C, Niu J, Phanikumar M (2013) Evaluating controls on coupled hydrologic and vegetation dynamics in a humid continental climate watershed using a subsurface-land surface processes model. Water Resourses Research 49:2552–2572, DOI 10.1002/wrcr.20189

Sidle R, Tsuboyama Y, Noguchi S, Hosada I, Fujieda M, Shimizu T (2000) Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. Hydrological Processes 14:369–385

Sklash M, Farvolden R, Fritz P (1976) Conceptual-model of watershed response to rainfall, developed through use of oxygen-18 as a natural tracer. CANADIAN JOURNAL OF EARTH SCIENCES 13(2):271–283, DOI 10.1139/e76-029

Sousa A, Soukup T, Buttner G (2006) Clc2006 technical guidelines. Tech. rep., European Environment Agency

Stoelzle M, Weiler M, Stahl K, Morhard A, Schuetz T (2015) Is there a superior conceptual groundwater model structure for baseflow simulation ? Hydrological Processes 29:1301–1313, DOI 10.1002/hyp.10251

Tanaka T, Yasuhara M, Sakai H, Marui A (1988) The Hachioji experimental basin study - storm runoff processes and mechanism of its generation. Journal of Hydrology 102:139–164, DOI 10.1016/0022-1694(88)90095-9

Taylor R, Scanlon B, Doll P, Rodell M, van Beek R, Wada Y, Longuevergne L, Leblanc M, Famiglietti J, Konikow L, Green T, Chen J, Taniguchi M, Bierkens M, MacDonald A, Fan Y, Maxwell R, Yechieli Y, Gurdak J, Allen D, Shamsudduha M, Hiscock K, Holman I, Treidel H (2013) Ground water and climate change. Nature Climate Change 3:322–329, DOI 10.1038/NCLIMATE1744

Therrien R, McLaren R, Sudicky E, Panday S (2010) HydroGeoSphere: A three-dimensionnal numerical model describing fully-integrated subsurface and surface flow and solute transport. Tech. rep., Université Laval and University of Waterloo

Tóth J (1962) A Theory of Groundwater Motion in Small Drainage Basins in Central Alberta, Canada. Journal of Geophysical Research 67(11):4375–4387

Trambauer P, Maskey S, Winsemius H, Werner M, Uhlenbrook S (2003) A review of continental scale hydrological models and their suitability for drought forecasting in (sub-saharan) africa. Physics and Chemistry of the Earth 66:16–26, DOI 10.1016/j.pce.2013.07.003

Troch P (2003) Hillslope-storage boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes : 1.formulation and characteristic response. Water Resourses Research 39(11), DOI 10.1029/2002WR001728

Tweed S, Munksgaard N, Marc V, Rockett N, Brass A, Forsythe A, Bird M, Leblanc M (2016) Continuous monitoring of stream stable isotope and stormflow hydrograph separation using laser spectrometry in an agricultural catchment. Hydrological Processes 30:648–660, DOI 10.1002/hyp10689

Uniyal B, Jha M, Verma A (2015) Assessing climate change impact on water bakance component of a river basin using swat. Water Resourses Research 29:4767–4785, DOI 10.1007/s11269-015-1089-5

VanderKwaak JE, Loague K (2001) Hydrologic-response simulations for the R-5 catchment with a comprehensive physics-based model. Water Resourses Research 37:999–1013

Vergnes JP, Decharme B (2012) A simple groundwater scheme in the TRIP river routing model: global off-line evaluation against GRACE terrestrial water storage estimates and observed river discharges. Hydrology and Earth System Sciences 16:3889–3908, DOI 10.5194/hess-16-3889-2012

Vivoni E, Entekhabi D, Bras R, Ivanov V (2007) Controls on runoff generation and scale-dependence in a distributed hydrologic model. Hydrology and Earth System Sciences 11:1683–1701

Volkmann T, Weiler M (2014) Continual in situ monitoring of pore water stable isotope in the subsurface. Hydrology and Earth System Sciences 18:1819–1933, DOI 10.5194/hess-18-1819-2014

Weiler M, McGlynn B, McGuire K, McDonnell J (2003) How does rainfall become runoff? a combined tracer runoff transfer function approach. Water Resourses Research 39(11), DOI 10.1029/2003WR002331

Wittenberg H (1994) nonlinear analysis of flow recession curves. In: Seuna, P and Gustard, A and Arnell, NW and Cole, GA (ed) friend ; flow regimes from international experimental and network data, no. 221 in IAHS PUBLICATIONS, pp 61–67

Wittenberg H (1999) Journal of Hydrology 13:715–726, DOI 10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N

Wittenberg H, Sivaplan M (1999) Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. Journal of Hydrology 20-33:715

Wu B, Zheng Y, Tian Y, Wu X, Yao Y, Han F, Liu J, Zheng C (2014) Systematic assessment of the uncertainty in integrated surface water-groundwater modeling based on the probabilistic collocation method. Water Resourses Research 50(7):5848–5865, DOI 10.1002/2014WR015366

Yager RM (1998) Deftecting influential observations in nonlinear regression modelling of groundwater flow. Water Resourses Research 34:1623–1633

Yapo O, Gupta H, Sorooshian S (1998) Multi-objective global optimization for hydrologic models. Journal of Hydrology 204(2):83–97, DOI 10.1016/S0022-1694(97)00107-8

1005 Yeh P, Eltahir E (2005) Representation of water table dynamics in a land surface scheme.
1006 Part II: Subgrid variability. Journal of Climate 18:1881–1901
1007 Yilmaz K, Gupta H, Wagener T (2008) A process-based diagnostic approach to model evalu-
1008 ation : Application to the nws distributed hydrologic model. Water Resourses Research 44,
1009 DOI 10.1029/2007WR006716
1010 Zaitchik B, Rodell M, Reichle R (2008) Assimilation of GRACE terrestrial water storage
1011 data into a land surface model: results for the Mississippi River Basin. J Hydrometeorol
1012 9:535–548, DOI 10.1175/2007JHM951.1

## D.2 Distributed simulation of daily stream-aquifer exchanged fluxes in the Seine river basin at the regional scale

# Distributed Simulation of Daily Stream-Aquifer Exchanged Fluxes in the Seine River Basin at the Regional Scale

54

B. Labarthe, A. Pryet, F. Saleh, C. de Fouquet, M. Akopian, and N. Flipo

**Abstract**

The interaction between surface and groundwater is a complex process and depends on many physical factors that are directly related to topography, geology and climate. The description of those interactions in the simulation process is necessary to better assess hydraulic heads in near stream aquifer units and to improve the assessment of stream-aquifer water exchanged fluxes. This motivated researchers to focus on coupled models. Among the coupled models used by the scientific community, the EauDyssée modelling platform, jointly developed by Mines Paristech and UMR 7619 Sisyphe, couples existing specialized models to address water resources and quality in river basins. In the present study, we used 7 models based on the EauDyssée platform to quantify the daily spatially distributed water flow exchanged between aquifer units and surface water systems in the Seine river basin and Basse Normandie's coastal watersheds (France). The modelled domain covers an area of 69,000 km$^2$ and is composed of a 13,622 km-river network. Models simulations provide a description of the hydrosystem behaviour with regards to different anthropogenic (with and without pumpings) and climatic (dry, humid and pluri-annual) scenarios. Results of the simulation were synthesized in a database which provides a valuable tool to assess river water bodies [Water Framework Directive management units (E.U., Dir 2000)] vulnerability to potential groundwater contamination or groundwater resource depletion.

**Keywords**

Hydrosystem modelling • Stream-aquifer interactions • Seine basin

B. Labarthe (✉) · C. de Fouquet · N. Flipo
Geosciences Department, Mines ParisTech, 35 Rue Saint-Honoré, 77305, Fontainebleau, France
e-mail: baptiste.labarthe@mines-paristech.fr

A. Pryet
EA 4592 Géoressources and Environnement, ENSEGID, 1 Allée Fernand Daguin, 33607, Pessac Cedex, France

F. Saleh
Center for Natural Resources Development and Protection, New Jersey Institute of Technology, University Heights, Newark, NJ 07102, USA

M. Akopian
Seine Normandie Water Agency, 51 Rue Salvador Allende, 92027, Nanterre Cedex, France

## 54.1 Introduction

Given demographic and climatic evolutions, contemporary societies face critical issues regarding the quantity and quality of their water resources. It is crucial for water authorities to conduct an efficient management. This consists in setting appropriate groundwater abstraction and pollutant release licenses. Among the processes governing hydrosystem, the interactions between stream and aquifers play a critical role and entail scientific challenges (Krause 2009). In temperate regions, streams often remain in a gaining regime and groundwater seepage constituted the main contribution to river discharge. In addition to controlling the exchanged

G. Lollino et al. (eds.), *Engineering Geology for Society and Territory – Volume 3*,
DOI: 10.1007/978-3-319-09054-2_54, © Springer International Publishing Switzerland 2015

**Table 54.1** Coupled hydrological-hydrogeological model characteristics: model name, simulated area, number of layers, river mesh dimension, river levels, number of piezometers and model RMSE

| | Model | Simulated area ($km^{2)}$ | Layers | River mesh | River heads | Pz nb | RMSE |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Seine | 65,780 | 6 | 1 km | Variable | 183 | 3.77 |
| 2 | SM BN | 13,320 | 2 | 250 m | Fixed | 30 | 10.32 |
| 3 | SM Tertiaire | 23,150 | 14 | 125–500 m | Fixed | 117 | 7.88 |
| 4 | SM Craie 1 | 7,300 | 2 | 250 m | Fixed | 24 | 8.64 |
| 5 | SM Craie 2 | 10,870 | 4 | 250 m | Fixed | 36 | 4.87 |
| 6 | SM Craie 3 | 9,330 | 1 | 250 m | Fixed | 32 | 16.21 |
| 7 | SM Craie 4 | 16,680 | 4 | 250 m | Fixed | 93 | 8.49 |

flow rate between subsurface and surface, numerous biochemical processes take place in the hyporheic zone (Sophocleous 2002). For these reasons, a good understanding and consideration of the stream-aquifer interface is essential for the management of water resources in quantitative, qualitative, and ecological terms. In order to study the stream-aquifer interactions numerous coupled surface-subsurface models have been developed (Flipo 2014). The EauDyssée modelling platform, couples existing specialized models to simulate surface and subsurface process governing water quality and quantity. In the present study, we used 7 models based on the EauDyssée platform to quantify the daily spatially distributed water fluxes exchanged between aquifer units and surface water systems in the Seine river basin and Basse Normandie's coastal watersheds (France). The modelled domain covers an area of 69,000 $km^2$ and is composed of a 13,622 km-river network.

## 54.2 Modelling Procedure with the EauDyssée Platform

The core of the model is composed of four spatially distributed modules, corresponding to the four components of the terrestrial water cycle (Flipo 2012):

- The surface component computes the hydrological mass balance at the daily time step for each cell of the surface mesh, partitioning the rainfall into actual evapotranspiration, soil water stock, aquifer infiltration and surface runoff. Surface runoff is then routed to the river network with a simple approach based on isochronism.
- The unsaturated component which transfers the infiltrated water partitioned by the surface component to the water table vertically.
- The saturated zone or aquifer component computes the piezometric heads in multilayer aquifer units. This component also computes the stream-aquifer interactions with a conductance model (Ebel 2009).
- The river component routes the in-stream water using a model based on the *Muskingum* routing scheme (David 2011).

The simulations have been performed over the whole domain (69,000 $Km^2$) by 7 coupled hydrological-hydrogeological models established for different scales. First of all a regional scale model has been defined. It is characterized by a relatively coarse surface and underground meshes of 1–16 $Km^2$. The regional model only explicitly represents the main rivers (Strahler order ≥4) of the Seine river basin. This regional model is divided into six finer meshed models which are characterized by a surface and underground meshes of 0.016–0.25 $km^2$ (Table 54.1). The pumping rates have been taken into account in all models.

It has been shown recently that the river water level fluctuations of main river network partly drive stream-aquifer exchanged water fluxes at the regional scale (Saleh 2011). River water level fluctuations are therefore explicitly simulated in the Seine model. The stream-aquifer exchanges of the upstream river network (Strahler order <4) have been quantified using the finer models. For the downstream network (Strahler order ≥4), the exchanged water flux has been estimated using the Seine regional model with transient hydraulic river head. In order to quantify the models's performances, the root mean square error (RMSE) of the simulated piezometric heads have been calculated for all models at each piezometer location (Table 54.1).

Simulations have been performed, with the 7 coupled hydrological-hydrogeological models, over 17 years (1993–2010), for two anthropic scenarios (with and without pumping). Over the simulated period we have distinguished the driest period (1995–1996) and the wettest period (2000–2001). Finally, the exchanged fluxes between stream and

aquifer have been averaged monthly on each river management unit for each period (17 years, dry year and wet year).

## 54.3 Results

The simulations lead to the quantification of distributed stream-aquifer exchanged water fluxes over 83 % of the natural river network of the modelled area (that is 13 622 km). The mapping of the linear exchanged fluxes (Fig. 54.1) reveals infiltration area where, rivers mostly recharge aquifer units (maximum of 0.03 $m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$) and exfiltration area where the aquifer seepage supplies the river system (maximum of 0.160 $m^3\ km^{-1}$).

Globally the aquifer system supplies the stream base flow in the Seine basin. Indeed, the average aquifer seepage is estimated at 163 $m^3\ s^{-1}$ whereas the average river re-infiltration is estimated at 27 $m^3\ s^{-1}$. The contribution of the aquifer system to the stream base flow is therefore of 136 $m^3\ s^{-1}$ (Table 54.2), while the mean Seine river discharge at the basin outlet is 540 $m^3\ s^{-1}$. Thus, the aquifer system supplies in average 25 % of the Seine discharge. The comparison between the two anthropic scenarios points out the fact that pumpings directly increases the aquifer recharge by river re-infiltration (Table 54.2). It also reveals that half of the pumpings amount comes from regional aquifer units, the other half being almost pumped in the river system. The comparison of the exchanged fluxes between the humid period and the long term simulation shows that during the humid period the exfiltration rate increases by almost 40 % (62 $m^3\ s^{-1}$), while the infiltration rate increases by only 15 % (4 $m^3\ s^{-1}$). This indicates that, during humid periods, the aquifer units globally contribute to increase the river base flow, while the river system sometimes recharges the aquifer system but in a lesser extent. Furthermore, a finer study of the monthly stream-aquifer interactions for the different simulated periods (dry and wet) leads to the formulation of a hypothesis on hydrosystem functioning. Indeed, when a flood occurs, there is a threshold from which the direction of stream-aquifer exchanged fluxes reverses (Saleh 2011). It means that most of the times, during small

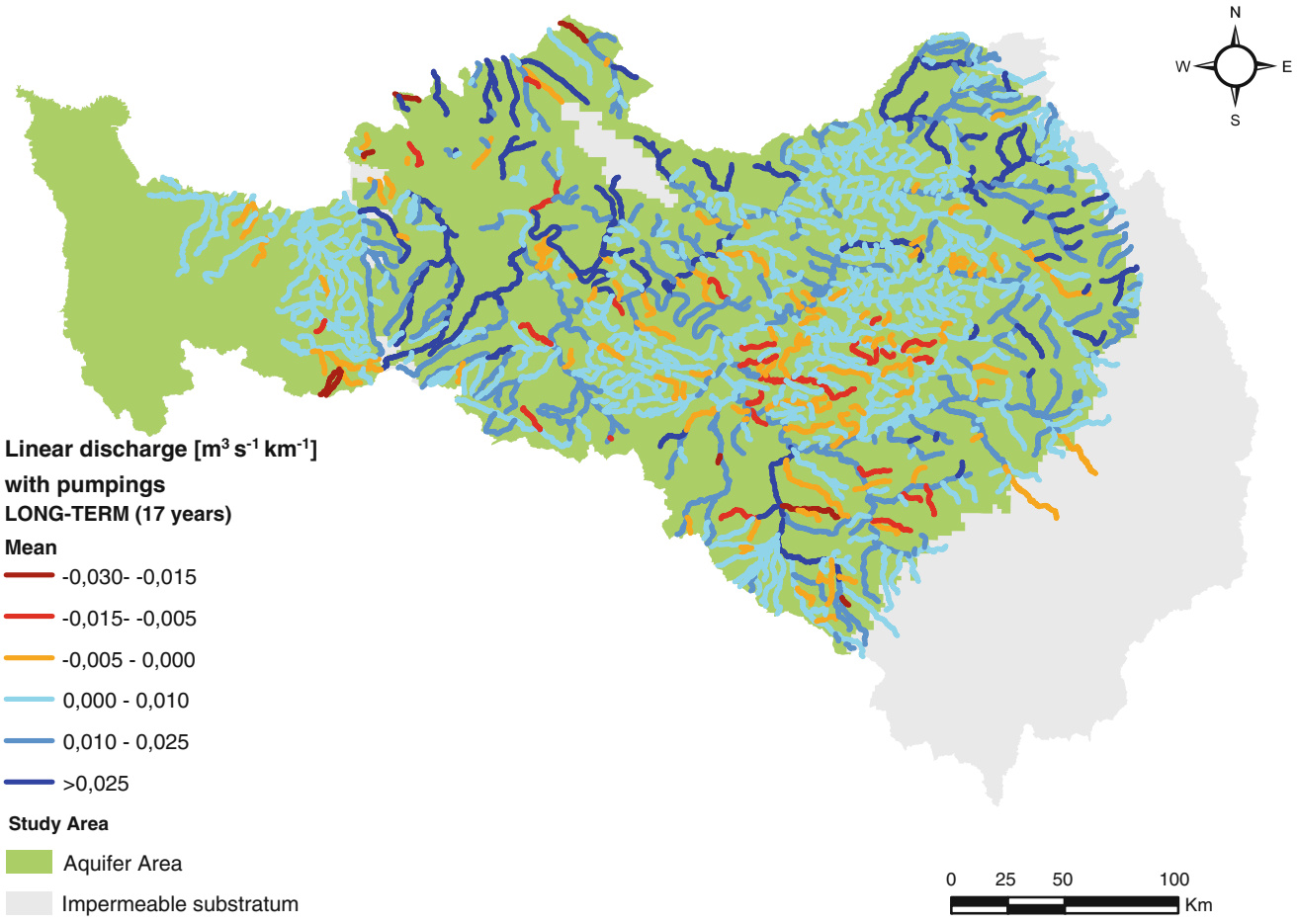



**Fig. 54.1** Exchanged water fluxes between river and aquifer in $m^3\ s^{-1}\ km^{-1}$

**Table 54.2** Stream-aquifer flow in the Seine river basin under the four scenarios (humid, dry, with and without pumpings) [$m^3$ $s^{-1}$]: *Exf.*, Exfiltration from the aquifer to the stream, *Inf.*, Infiltration from the stream to the aquifer, *Net*, $Q_{net} = Q_{inf} - Q_{exf}$

| | Pumpings | | | No pumpings | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Exf | Inf | Net | Exf | Inf | Net |
| Long term simulation (1993–2010) | 163.2 | –26.9 | 136.3 | 168.6 | –22.8 | 145.8 |
| Dry year (1995–1996) | 140.9 | –20.7 | 120.2 | 146.3 | –17.1 | 129.2 |
| Humid year (2000–2001) | 224.7 | –30.6 | 194.1 | 229.9 | –26.1 | 203.8 |

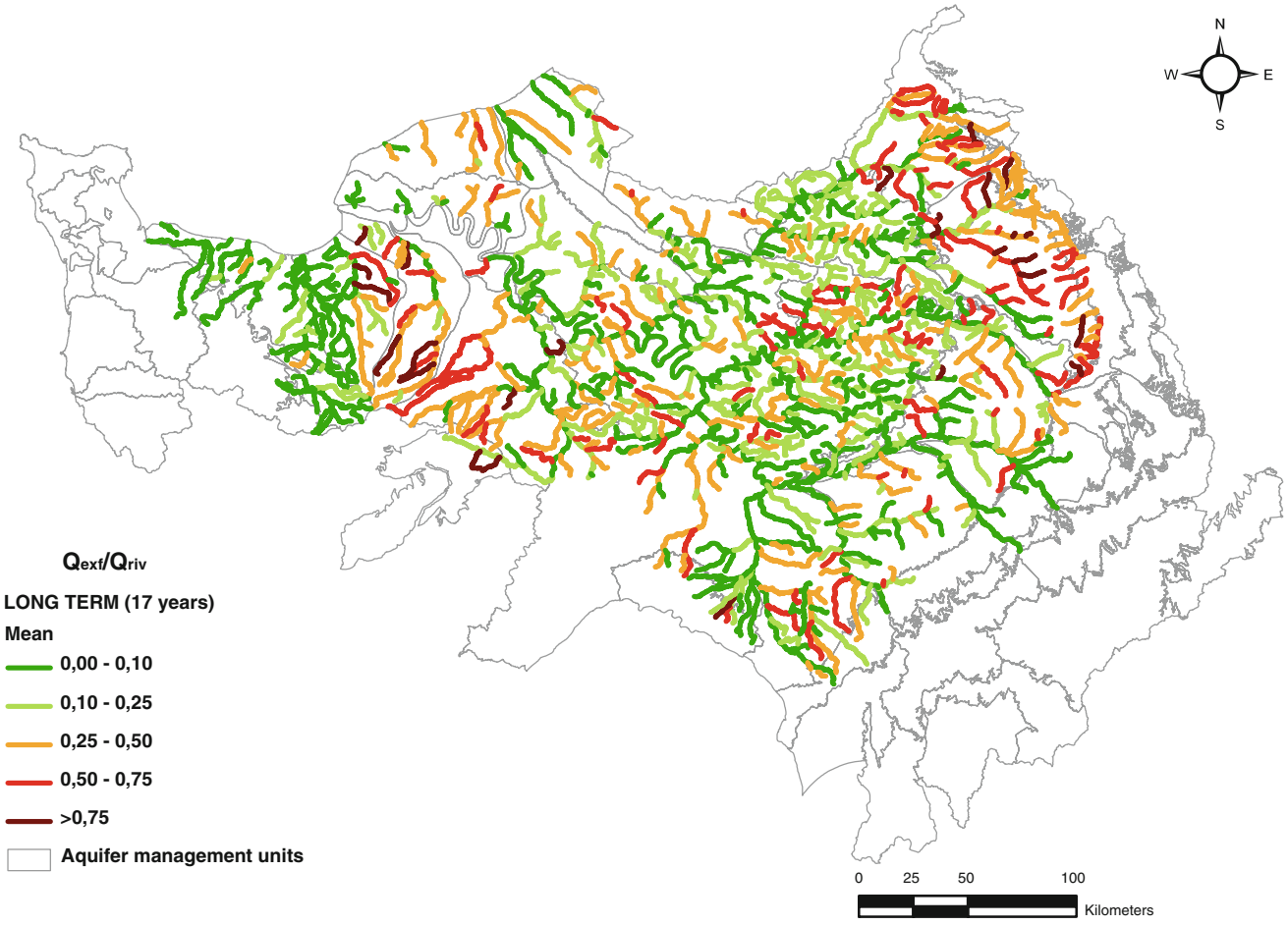



**Fig. 54.2** Map of the aquifer supply compared to the reach stream discharge. The high ratio define an important contribution of aquifer seepage to stream discharge

hydrological events, the near river piezometric head rise is due to an increase of the in-stream water level, which imposes a higher boundary condition to the aquifer system. It results from this process that the piezometric head rise is due to the regional flow. Only from a discharge threshold, the in-stream water level is much higher than the near river piezometric head, which results in river re-infiltration towards the aquifer and therefore to a contribution to the piezometric head rise.

Results of the simulation were synthesized in a database which provides a valuable tool to assess river water bodies (WFD management units) vulnerability to potential groundwater contamination or groundwater resource depletion. In that way, the ratio of aquifer supply by stream's discharge provides a river vulnerability index to aquifer conservative contamination and to decreasing groundwater resources (Fig. 54.2). The mapping of this vulnerability ratio (Fig. 54.2) shows that 23 % of the stream network of the Seine basin

present an important local vulnerability with regards to aquifer contamination or depleted groundwater resources. These vulnerable reaches are mostly located upstream the river system and/or in karstic region of the basin.

## 54.4 Conclusion

In this study, 7 models based on the EauDyssée platform were used to quantify the stream-aquifer exchanged water fluxes of 13,622 km of the Seine watershed river network. Models simulations provide a description of the hydrosystem behaviour with regards to different anthropogenic and climatic scenarios. This study shows that in average, the aquifer system of the Seine watershed supply 25 % of the river network base flow. This supply is increased during wet periods and decreased by pumpings. Finally, the results of the simulation were synthesized in a database which provides a valuable tool to assess river vulnerability to potential groundwater contamination or groundwater resource depletion.

**Acknowledgments** This research project was granted by both Seine Normandie Water Agency and PIREN Seine research program.

## References

E.U., Dir (2000) E.U., Dir. 2000/60/EC, establishing a framework for community action in the field of water policy. http://ec.europa.eu/environment/water/water-framework/

Krause S, Heathwaite L, Binley A, Keenan P (2009) Hydrol Process 23:2195. doi:10.1002/hyp.7213

Sophocleous M (2002) Hydrogeol J 10(2):52. doi:10.1007/s10040-002-0204-x

Flipo N, Mourhi A, Labarthe B, Biancamaria S (2014) Hydrology and earth system sciences. Discussion 11, p 451. doi:10.5194/hessd-11541-2014

Flipo N, Monteil C, Poulin M, de Fouquet C, Krimissa M (2012) Hybrid fitting of a hydrosystem model: Long term insight into the beauce aquifer functioning (France). Water Resour Res 48:W05509. doi:10.1029/2011WR011092

Ebel B, Mirus BB, Heppner CS, VanderKwaak JE, Loague K (2009) First-order exchange coefficient coupling for simulating surface water–groundwater interactions: parameter sensitivity and consistency with a physics-based approach. Hydrol Process 23:1949. doi:10.1002/hyp.7279

David C, Habets F, Maidment D, Yang ZL (2011) RAPID applied to the SIM-France model. Hydrol Process 25(22):3412. doi:10.1002/hyp.8070

Saleh F, Flipo N, Habets F, Ducharne A, Oudin L, Viennot P, Ledoux E (2011) Impact of in-stream water level fluctuations on interactions between streams and aquifier units at the regional scale. J Hydrol 400(3–4):490. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.02.001

## Résumé

Compte tenu de l'évolution démographique et climatique planétaire, la gestion de la ressource en eau constitue un défi majeur auquel la communauté internationale devra faire face au cours du XXIème siècle. A cet effet, l'identification de la continuité hydrique entre les eaux de surface et les eaux souterraines permet l'introduction de la notion de gestion intégrée de la ressource. L'application de ce principe de gestion au bassin de la Seine, à travers l'estimation des échanges nappe-rivière, est rendue possible par la mise en pratique du concept d'interface nappe-rivière emboîtées au sein de travaux de modélisation. Pour cela une procédure de modélisation multi-échelle peut être mise en place. Elle vise à intégrer des informations locales au sein de modélisation à une échelle supérieure. Dans ce mémoire, une procédure de modélisation multi-échelle est mise en œuvre. Ce protocole de modélisation est initié par une estimation des flux d'eau régionaux au sein de l'hydrosystème Seine. La cohérence globale de ces flux est garantie par le développement d'une méthodologie de calibration de modèles couplés en deux étapes. Ensuite les informations locales, que sont les hétérogénéités de la plaine alluviale de la Bassée et la représentation des interfaces nappe-rivière du réseau secondaire, sont intégrées au modèle régional par une procédure de modélisation emboîtée et de changement d'échelle des paramètres hydrauliques. La mise en place de cette procédure a finalement permis l'estimation fine des échanges nappe-rivière sur la quasi-totalité (83 %) du réseau hydrographique naturel du bassin de la Seine et ainsi de répondre aux recommandations de gestion intégrée de la ressource faites par la directive cadre sur l'eau.



## Mots Clés

Hydrologie, Hydrogéologie, Modélisation couplée, Echanges nappe-rivière, Interface nappe-rivière, Modélisation multi-échelle



## Abstract

Given the current climate and anthropogenic evolutions, water management becomes one of the greatest challenges of the 21st century. For that purpose, by identifying hydraulic continuity between surface and subsurface water, the concept of integrated water management can be introduced. In this work this management concept is applied on the Seine basin by quantizing hydrological processes occurring at the nested stream-aquifer interface. The implementation of the nested interface concept can be done through multi-scale modelling. This modelling procedure, aimed at embody the local characteristics of the interfaces (such as structural or hydrodynamic heterogeneities) in large scale models. A multi-scale modelling procedure is applied to the regional Seine basin model (70000 $km^2$) in order, to study the hydrodynamic behavior of the Bassée alluvial plain, and to quantify the stream-aquifer exchanged fluxes at the basin scale. The modelling protocol is initiated with regionals fluxes estimation over Seine hydrosystem. Regionals fluxes consistency are assured by a two-step calibration procedure of fully coupled models. Then, the local characteristics, of the Bassee alluvial plain, and of the secondary stream-aquifer interfaces are implemented in the regional model by nested modelling methodology associated with upscaling procedure of hydraulics properties. Finally, the multi-scale modelling procedure lead to quantify distributed stream-aquifer exchanged water fluxes over 83 % of the natural river network of the Seine basin, and thus, achieve to answer the integrated water resources management recommendations of the water framework directive.



## Keywords

Hydrology, Hydrogeology, Coupled modelling, Stream-aquifer interactions, Stream-aquifer interfaces, Multi-scale modelling