



HAL
open science

Analyse des signaux piezométriques et modélisation pour l'évaluation quantitative et la caractérisation des échanges hydrauliques entre aquifères alluviaux et rivières - Application au Rhône.

Eric Lalot

► **To cite this version:**

Eric Lalot. Analyse des signaux piezométriques et modélisation pour l'évaluation quantitative et la caractérisation des échanges hydrauliques entre aquifères alluviaux et rivières - Application au Rhône.. Sciences de la Terre. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne, 2014. Français. NNT : 2014EMSE0734 . tel-00993370

HAL Id: tel-00993370

<https://theses.hal.science/tel-00993370>

Submitted on 20 May 2014

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.



NNT : 2014 EMSE 0734

THÈSE

présentée par

Eric LALOT

Pour obtenir le grade de
Docteur de l'École Nationale Supérieure des Mines de Saint-Étienne

Spécialité : Science et Génie de l'Environnement

ANALYSE DES SIGNAUX PIEZOMETRIQUES ET MODELISATION POUR L'EVALUATION QUANTITATIVE ET LA CARACTERISATION DES ECHANGES HYDRAULIQUES ENTRE AQUIFERES ALLUVIAUX ET RIVIERES - APPLICATION AU RHÔNE

soutenue à Saint-Etienne, le 27 janvier 2014

Membres du jury

Président :	Véronique MERRIEN- SOUKATCHOFF	Professeur, CNAM, Paris
Rapporteurs :	Moumtaz RAZACK Sylvie BARRAUD	Professeur, Université, Poitiers Professeur, INSA, Villeurbanne
Examineur(s) :	Frédéric PARAN	Ingénieur, Ecole des Mines, Saint-Etienne
Directeurs de thèse :	Didier GRAILLOT Mireille BATTON- HUBERT	Directeur de recherche, Ecole des Mines, Saint- Etienne Professeur, Ecoles des Mines, Saint-Etienne
Invité:	Laurent CADILHAC	Ingénieur, Agence de l'eau Rhône Méditerranée et Corse, Lyon

EMSE : Enseignants-chercheurs et chercheurs autorisés à diriger des thèses de doctorat (titulaires d'un doctorat d'État ou d'une HDR)

AVRIL	Stéphane	PR2	Mécanique et ingénierie	CIS
BATTON-HUBERT	Mireille	PR2	Sciences et génie de l'environnement	FAYOL
BENABEN	Patrick	PR1	Sciences et génie des matériaux	CMP
BERNACHE-ASSOLLANT	Didier	PR0	Génie des Procédés	CIS
BIGOT	Jean Pierre	MR(DR2)	Génie des Procédés	SPIN
BILAL	Essaid	DR	Sciences de la Terre	SPIN
BOISSIER	Olivier	PR1	Informatique	FAYOL
BORBELY	Andras	MR(DR2)	Sciences et génie de l'environnement	SMS
BOUCHER	Xavier	PR2	Génie Industriel	FAYOL
BRODHAG	Christian	DR	Sciences et génie de l'environnement	FAYOL
BURLAT	Patrick	PR2	Génie Industriel	FAYOL
COURNIL	Michel	PR0	Génie des Procédés	DIR
DARRIEULAT	Michel	IGM	Sciences et génie des matériaux	SMS
DAUZERE-PERES	Stéphane	PR1	Génie Industriel	CMP
DEBAYLE	Johan	CRImage Vision Signal	CIS DELAFOSSE	David
	PR1	Sciences et génie des matériaux		SMS
DESRAYAUD	Christophe	PR2	Mécanique et ingénierie	SMS
DOLGUI	Alexandre	PR0	Génie Industriel	FAYOL
DRAPIER	Sylvain	PR1	Mécanique et ingénierie	SMS
FEILLET	Dominique	PR2	Génie Industriel	CMP
FOREST	Bernard	PR1	Sciences et génie des matériaux	CIS
FORMISYN	Pascal	PR0	Sciences et génie de l'environnement	DIR
FRACZKIEWICZ	Anna	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
GARCIA	Daniel	MR(DR2)	Génie des Procédés	SPIN
GERINGER	Jean	MA(MDC)	Sciences et génie des matériaux	CIS
GIRARDOT	Jean-jacques	MR(DR2)	Informatique	FAYOL
GOEURLOT	Dominique	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
GRAILLOT	Didier	DR	Sciences et génie de l'environnement	SPIN
GROSSEAU	Philippe	DR	Génie des Procédés	SPIN
GRUY	Frédéric	PR1	Génie des Procédés	SPIN
GUY	Bernard	DR	Sciences de la Terre	SPIN
GUYONNET	René	DR	Génie des Procédés	SPIN
HAN	Woo-Suck	CR	Mécanique et ingénierie	SMS
HERRI	Jean Michel	PR1	Génie des Procédés	SPIN
INAL	Karim	PR2	Microélectronique	CMP
KERMOUCHE	Guillaume	PR2	Mécanique et Ingénierie	SMS
KLOCKER	Helmut	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
LAFOREST	Valérie	MR(DR2)	Sciences et génie de l'environnement	FAYOL
LERICHE	Rodolphe	CR	Mécanique et ingénierie	FAYOL
LI	Jean Michel		Microélectronique	CMP
MALLIARAS	Georges	PR1	Microélectronique	CMP
MOLIMARD	Jérôme	PR2	Mécanique et ingénierie	CIS
MONTHEILLET	Franck	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
PERIER-CAMBY	Laurent	PR2	Génie des Procédés	DFG
PIJOLAT	Christophe	PR0Génie des Procédés	SPIN PIJOLAT	Michèle
			PR1 Génie des Procédés	SPIN
PINOLI	Jean Charles	PR0	Image Vision Signal	CIS
POURCHEZ	Jérémy	CR	Génie des Procédés	CIS
ROUSTANT	Olivier	MA(MDC)		FAYOL
STOLARZ	Jacques	CR	Sciences et génie des matériaux	SMS
SZAFNICKI	Konrad	MR(DR2)	Sciences et génie de l'environnement	CMP
TRIA	Assia		Microélectronique	CMP
VALDIVIESO	François	MA(MDC)	Sciences et génie des matériaux	SMS
VIRICELLE	Jean Paul	MR(DR2)	Génie des Procédés	SPIN
WOLSKI	Krzystof	DR	Sciences et génie des matériaux	SMS
XIE	Xiaolan	PR0	Génie industriel	CIS

ENISE : Enseignants-chercheurs et chercheurs autorisés à diriger des thèses de doctorat (titulaires d'un doctorat d'État ou d'une HDR)

BERGHEAU	Jean-Michel	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
BERTRAND	Philippe	MCF	Génie des procédés	ENISE
DUBUJET	Philippe	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
FORTUNIER	Roland	PR	Sciences et Génie des matériaux	ENISE
GUSSAROV	Andrey	Enseignant contractuel	Génie des procédés	ENISE
HAMDI	Hédi	MCF	Mécanique et Ingénierie	ENISE
LYONNET	Patrick	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
RECH	Joël	MCF	Mécanique et Ingénierie	ENISE
SMUROV	Igor	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE
TOSCANO	Rosario	MCF	Mécanique et Ingénierie	ENISE
ZAHOUANI	Hassan	PU	Mécanique et Ingénierie	ENISE

PR 0	Professeur classe exceptionnelle
PR 1	Professeur 1 ^{re} classe
PR 2	Professeur 2 ^{me} classe
PU	Professeur des Universités
MA (MDC)	Maître assistant
DR	Directeur de recherche

Ing.	Ingénieur
MCF	Maître de conférences
MR (DR2)	Maître de recherche
CR	Chargé de recherche
EC	Enseignant-chercheur
IGM	Ingénieur général des mines

SMS	Sciences des Matériaux et des Structures SPIN
FAYOL	Sciences des Processus Industriels et Naturels
CMP	Institut Henri Fayol
CIS	Centre de Microélectronique de Provence
	Centre Ingénierie et Santé

Remerciements

Toute ma reconnaissance va à ceux qui m'ont accompagné, de près ou de loin, durant l'accomplissement de ce travail de thèse.

Merci tout d'abord à mes encadrants de thèse, Didier Graillet, Mireille Batton-Hubert et Frédéric Paran pour la proposition de ce sujet de thèse et pour la grande autonomie qu'ils m'ont laissé durant l'accomplissement de ce travail. Vous m'avez tous apporté. Mireille, notamment pour m'avoir invité à dispenser des cours de méthodes numériques sous Matlab en compagnie de Eric Touboul. Ce fut très formateur. Didier, pour m'avoir, entre autre, fait participer aux projets transversaux de l'Agence de l'Eau et de l'ONEMA. Frédéric pour tes relectures très complètes de mes rapports et tes patientes explications.

Je tiens à remercier les membres de mon jury pour avoir pris de leurs temps afin de participer à l'évaluation de mes travaux de recherche. Merci à Moumtaz Razack, professeur à l'université de Poitiers, et à Sylvie Barraud, professeur à l'INSA de Lyon, d'avoir accepté d'endosser le rôle de rapporteur. Toute ma gratitude va à Véronique Merrien-Soukatchoff, du CNAM de Paris, pour avoir présidé mon jury de thèse, tout comme elle avait présidé le jury d'évaluation de mon stage de fin d'étude à l'Ecole des Mines de Nancy. Merci également à Laurent Cadilhac, de l'agence de l'eau Rhône-Méditerranée et Corse, pour sa participation au jury et pour les différents échanges que nous avons pu avoir au cours de la thèse sur les directions à insuffler au sujet.

Je remercie tout ceux qui m'ont fournis les données indispensables au travail de thèse.

Merci à Yann Taravel, Eric Doutriaux, Marc Zylberblatt, Philippe Laffont, David Ferry et Jean-Philippe Teyssier de la Compagnie Nationale du Rhône pour la mise à disposition de leurs données piézométriques et hydrologiques sur la plaine de Péage-de-Roussillon. Merci également à Pierre-François Delsouc, le président du SMIRCLAID, pour les données fournies et aussi pour l'invitation régulière aux comités de pilotages et aux comités techniques. Ces réunions étaient une bonne occasion pour moi de sortir un peu de mon sujet de thèse et d'observer l'étendue des problématiques rencontrées par les différents intervenants sur la plaine de Péage-de-Roussillon. Merci à Bernard Pont et à l'ensemble des amis de la réserve naturelle de l'île de la Platière pour les données reçues et pour l'invitation au comité scientifique de la réserve.

Merci également à tous les autres intervenants pour les données fournies et le temps passé à me recevoir: Bruno Eysseric du syndicat des eaux Annonay-Serrières, François Servonnat et Laurent Gouilloud du SIGEARPE, Frédéric Kress du groupe industriel OSIRIS, Frédéric Cotta du syndicat des eaux de Pélussin, Philippe Derosier hydrogéologue, Franck Bonnet du bureau d'étude CPGF-HORIZON.

Merci à tous ceux, et ils sont nombreux, qui m'ont accompagnés sur le terrain à leurs risques et périls. J'espère notamment, Frédéric et Florence, que vous ne garderez pas un trop mauvais souvenir de la boue et des moustiques, ou encore de certaines fourgonnettes garées en retrait.

Merci à la société DHI, pour avoir mis gratuitement à disposition le logiciel de modélisation FEFLOW pendant la durée du travail de thèse, et à Yvan Rossier, professeur à l'université de Grenoble, pour avoir facilité cette mise à disposition.

Merci à tous ceux qui m'ont accompagné pendant ces 3 ans à l'Ecole des Mines, pour l'aide reçue, l'accueil sympathique et les bons moments passés ensemble. Merci tout d'abord aux permanents de l'Ex centre SITE: Zahia Mazer, Hervé Vaillant, Alicia Tardy, Eric Piatyszek, Valérie Laforêt, Natasha Gondran. Merci également à tous ceux du centre GSE pour leur accueil chaleureux lorsque nous avons changé pour la troisième fois de structure (en 3 ans): Jean-Luc Bouchardon, Bernard Gui, Joëlle Verney, Olivier Faure, Cyril Conord, Essaid Billal, Jacques Moutte, Frédéric Gallice, Marc Doumas et Daniel Garcia. Je n'oublierai pas les entraînements quotidiens du midi à la résolution des mots croisés. Enfin, ceux qui ont suivi mon chemin en passant d'un laboratoire à l'autre, Jacques Bourgois, Djamel Mimoun et Florence Dujardin, ne sont pas oubliés. J'ai une pensée particulière envers Frédéric Gallice et Djamel Mimoun qui font face à une dure épreuve. La thèse n'est rien en comparaison.

Je n'oublie pas non plus les doctorants et post-doc avec qui j'ai pu partager de bons moments, notamment à l'extérieur des lieux de travaux: Sophie Grazilhon, Carine El-Hajj, Mariana Meave, George Karagianis, John Wise, Raquel Tavares, Johary Raveloson, Shishir Gaur.

Je tiens en particulier à remercier mes collègues de bureaux et amis Gaël Bouron et Jordan Re-Bahuaud, avec qui j'ai pu échanger au cours de la thèse, tant d'un point de vue technique que de part nos activités communes à l'extérieur de l'Ecole des Mines. Je n'oublierai pas les soirées passées autour d'un feu dans le Pilat, les sorties de skis de randonnées, ou encore les soirées jeux. Jonathan Villot et Valentine Moreau, vous n'êtes pas oublié non plus, même si je n'ai pas eu la chance de partager vos bureaux.

Une pensée également pour mes amis du club alpin de Saint-Etienne et les soirées passées, tant autour d'une Bière qu'à la falaise de Rochetaillée. Et, merci à tous les autres amis qui êtes venus me voir dans cette belle ville de Saint-Etienne.

Un dernier remerciement enfin à ma famille qui m'a accompagnée et soutenue dans les moments difficiles.

Table des matières

Remerciements	1
Table des matières	3
Liste des figures	6
Liste des tableaux	11
Introduction	12
Partie I .Présentation de la zone d'étude et méthodologie suivie	17
1 Intérêt de l'étude des interactions nappe-rivière et moyens d'analyses.....	18
2 Contexte anthropique	23
2.1 Enjeux autour de la ressource en eau	23
2.2 Gestion de la ressource en eau	27
3 Connaissances préalables sur les relations nappe-rivière.....	29
3.1 Principaux paramètres contrôlant les relations nappe-rivière.....	29
3.2 Principales variables permettant de caractériser les relations nappe-rivière.....	38
4 Objectifs généraux du travail de thèse	42
4.1 Objectifs scientifiques	42
4.2 Objectifs opérationnels.....	43
5 Description de la zone d'étude.....	45
5.1 Contextes géographique, climatique, hydrologique.....	45
5.2 Contexte géologique.....	56
5.3 Contexte hydrogéologique.....	64
5.4 Bilan - choix d'une zone d'étude principale plus restreinte	85
6 Méthodologie employée	86
Partie II .Caractérisation du comportement de l'hydrosystème – traitement des signaux piézométriques	89
1 Méthodes d'analyse des signaux piézométriques.....	90
1.1 Méthodes d'analyses employées – origines historique et utilité dans le cadre de l'étude	90
1.2 Analyse préliminaire des séries temporelles pour le choix de pas de temps pertinents.....	93
1.3 Détection des données aberrantes	94
1.4 Reconstitution des données manquantes.....	96

1.5 Analyse en composantes principales	98
1.6 Classification basée sur l'ACP	100
1.7 Analyse corrélatrice simple.....	102
1.8 Analyse de Fourier	104
1.9 Analyse en ondelettes	106
1.10 Interpolation	108
1.11 Bilan – schéma organisationnel des différentes méthodes employées pour la caractérisation de la relation entre hauteur d'eau en rivière et en nappe	109
2 Résultats – caractérisation du comportement de l'hydrosystème à partir d'une analyse des signaux piézométriques.....	111
2.1 Détection des données aberrantes dans les chroniques piézométriques.....	111
2.2 Reconstitution des plages de données manquantes dans les chroniques piézométriques.....	112
2.3 Analyse comportementale de la nappe alluviale à partir des niveaux d'eau et de la température....	113
2.4 Analyse corrélatrice et spectrales entre les séries temporelles de hauteur d'eau en nappe et en rivière	137
2.5 Etude détaillée du fonctionnement de l'hydrosystème	166
3 Bilan général - traitement de l'information contenue dans les signaux piézométriques.....	177
Partie III .Modélisation numériques des interactions nappe-rivière.....	179
1 Méthodes numériques de modélisation des échanges nappe-rivière	180
1.1 Equations de comportement des écoulements fluides en milieux souterrains et surfaciques	180
1.2 Techniques de résolution numérique des équations d'écoulements fluides	187
1.3 Méthode géomatique de calcul des échanges nappe-rivière	193
1.4 Calibration des paramètres utilisés dans les modèles	194
1.5 Génération d'un champ de perméabilité hétérogène.....	201
1.6 Bilan – schéma organisationnel de la démarche employée pour la modélisation numérique des échanges nappe – rivière.....	203
2 Résultats – modélisations du comportement de l'hydrosystème.....	205
2.1 Modélisations des écoulements surfaciques.....	205
2.2 Modélisation de phénomènes observés dans l'hydrosystème	212
2.3 Relation entre les résultats fournis par le traitement du signal, par l'analyse géomatique et par les modèles numériques.....	233
3 Bilan général sur les modélisations numériques	259
Conclusion générale.....	261
Démarche	262
Principaux résultats obtenus.....	263

Analyse des signaux temporels piézométriques et de température	263
Modélisation numérique des écoulements fluides	264
Intérêt des différentes approches et liens entre ces approches.....	266
Limites de l'étude et perspectives.....	270
Synthèse de la méthodologie et limites des méthodes.....	270
Validation du travail et perspectives d'instrumentation et de recherches	271
Bibliographie.....	273
Communications et publications réalisées dans le cadre de la thèse	307
Annexes	309
Partie 1.....	309
Partie 2.....	317
Exemples de reconstitutions des chroniques piézométriques – tests de sensibilité	323
Influence de la reconstruction des données manquantes sur le traitement des signaux.....	326
Conductivité électrique.....	330
Etude du gradient de nappe.....	335
Partie 3.....	337
Méthode.....	337
Modélisation des écoulements surfaciques.....	338
Modélisations de phénomènes observés dans l'hydrosystème.....	341
Relation entre les résultats fournis par le traitement du signal, par l'analyse géomatique et par les modèles numériques	345
Modélisations théoriques de l'interaction nappe-rivière	352
Lexique	366

Liste des figures

Figure 1: Echanges nappe-rivière à différentes échelles spatiales.	19
Figure 2: Zone d'étude – Localisation à l'échelle du bassin versant du Rhône.....	46
Figure 3: Schéma de la zone d'étude - Principales entités hydrauliques.....	48
Figure 4: Bassins versants des principaux affluents du Rhône sur la zone d'étude.....	53
Figure 5: Formations alluviales sur la zone d'étude.....	57
Figure 6: Coupe géologique simplifiée de la plaine alluviale selon un axe Ouest (gauche) - Est (droite).....	59
Figure 7: Géologie du substratum de la couche d'alluvion de la vallée du Rhône.	59
Figure 8: Cote du toit du substratum des alluvions du Rhône.	61
Figure 9: Log type de la couche d'alluvion récente - Tirée de la BSS.....	63
Figure 10: Epaisseur de la couche des alluvions du Rhône.....	64
Figure 11: Différence entre la cote de la base des limons et le toit de la nappe – Basses-eaux (Juin 2005).....	66
Figure 12: Différence entre la cote de la base des limons et le toit de la nappe – Hautes-eaux (Aout 2007)..	66
Figure 13: Volumes prélevés au sein de la nappe – Principaux usagers.....	71
Figure 14: Points de mesure des niveaux piézométriques en fonction des intervenants	73
Figure 15: Choix des points d'implantation des sondes de mesures des niveaux piézométriques.....	75
Figure 16: Carte piézométrique de la nappe des alluvions.	76
Figure 17: Profondeur de la nappe- En négatif (rouge) apparaissent les zones où la nappe affleure.	78
Figure 18: Points de mesure des niveaux des eaux superficielles.....	79
Figure 19: Lignes d'eau de la lône de la Platière pour différents débits du Vieux-Rhône.....	80
Figure 20: Les grandes catégories de méthodes pour étudier les interactions nappe-rivière.	88
Figure 21: Schéma représentant les grandes étapes de l'analyse comportementale.....	109
Figure 22: Schéma représentant les grandes étapes de l'analyse corrélatrice et spectrale.	110
Figure 23: Scores associés à la première composante principale (bleu) et niveau d'eau du Rhône	114
Figure 24: Coefficients de saturation associés à la première composante principale.....	115
Figure 25: Scores associés à la deuxième composante principale - Données quasi-horaires.....	116
Figure 26: Scores associés à la deuxième composante principale (bleu)	116
Figure 27: Coefficients de saturation associés à la seconde composante principale.	117
Figure 28: Coefficients de saturation associés à la première composante principale - Jeu de donnée n°1. ..	118
Figure 29: Coefficients de saturation associés à la première composante principale - Jeu de donnée n°2 ...	118
Figure 30: Coefficients de saturation associés à la première composante principale - Jeu de donnée n°3. ..	118
Figure 31: Coefficients de saturation associés à la deuxième composante principale - Jeu de donnée n°1..	119
Figure 32: Coefficients de saturation associés à la troisième composante principale - Jeu de donnée n°1...	120
Figure 33: Variation des coefficients de saturation associés à la première composante principale	122
Figure 34: Variation des coefficients de saturation associés à la première composante principale.	123
Figure 35: Variation de la variance des signaux expliquée par les différentes composantes principales.	124
Figure 36: Variation des coefficients de saturation associés à la première composante principale.	125
Figure 37: Classification basée sur les coefficients de saturation, deux premières composantes principales	126
Figure 38: Classification basée sur les coefficients de saturation, deux premières composantes principales	127
Figure 39: Classification basée sur les coefficients de saturation, cinq premières composantes principales.	127
Figure 40: classification basée sur les coefficients de saturation, deux premières composantes principales	128
Figure 41: Classification basée sur les coefficients de saturation, cinq premières composantes principales.	128

Figure 42: Niveaux piézométriques mesurés en certains points de la nappe.....	129
Figure 43: Coefficients de saturation associés aux différentes stations et à la première composante	131
Figure 44: Evolution de la variabilité de la température de la nappe.	132
Figure 45: Coefficients de saturation associés aux différentes stations et à la seconde composante.....	133
Figure 46: Temps de mémoire du système défini pour une autocorrélation de 0,5	138
Figure 47: Autocorrélation des signaux piézométrique aux différentes stations de la nappe	139
Figure 48: Coefficient de corrélation entre les niveaux piézométriques et le niveau du Rhône.....	140
Figure 49: Coefficient de corrélation entre les niveaux piézométriques et le niveau du Rhône.....	141
Figure 50: Temps de retard observé lors de la propagation des ondes de pression en nappe.....	142
Figure 51: Temps de retard observé lors de la propagation des ondes de pression en nappe.....	143
Figure 52: Temps de retard lors de la propagation des ondes de pression en fonction de la corrélation.....	144
Figure 53: Densité spectrale de puissance en fonction de la périodicité du signal	146
Figure 54: Cohérence spectrale entre les signaux piézométriques et les hauteurs d'eau du Vieux-Rhône.....	146
Figure 55: Cohérence spectrale entre les signaux piézométriques et les hauteurs d'eau du Vieux-Rhône.....	148
Figure 56: Périodicité en deçà de laquelle la corrélation entre le signal piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône n'est pas significative.....	150
Figure 57: Cohérence spectrale entre le niveau piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône.....	151
Figure 58: Déphasage observé entre le niveau piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône.	151
Figure 59: Déphasage observé entre le niveau piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône.	151
Figure 60: Déphasage observé entre le niveau piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône.	151
Figure 61: Temps de retard entre le signal piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône.....	153
Figure 62: Temps de retard entre le signal piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône.....	154
Figure 63: Temps de retard entre le signal piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône.....	155
Figure 64: Temps de retard entre le signal piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône.....	156
Figure 65: Gain entre le signal piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône	157
Figure 66: Gain entre le signal piézométrique de la nappe et le niveau d'eau du Vieux-Rhône.....	158
Figure 67: Gain entre le signal piézométrique de la nappe et le niveau d'eau du Vieux-Rhône.....	160
Figure 68: Gain entre le signal piézométrique de la nappe et le niveau d'eau du Vieux-Rhône.....	160
Figure 69: Cohérence entre le signal piézométrique au P108S et le niveau d'eau du Vieux-Rhône.	162
Figure 70: Cohérence entre le signal piézométrique au PH et le niveau d'eau du Vieux-Rhône.....	162
Figure 71: Temps de retard moyen entre le signal piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône.....	164
Figure 72: Température de l'eau de nappe et niveau piézométrique de la nappe au P302.....	166
Figure 73: Niveau d'eau dans la lône de la Platière et dans la nappe en son voisinage.....	167
Figure 74: Niveau piézométrique de la nappe et niveau d'eau du Vieux-Rhône.....	169
Figure 75: Amplitude de la fluctuation, causée par l'arrêt des prélèvements, sur les niveaux de nappe.....	169
Figure 76: Niveaux piézométrique de la nappe et niveau d'eau du Vieux-Rhône.....	171
Figure 77: Amplitude des fluctuations saisonnières de nappe aux différents points de suivi.....	174
Figure 78: Niveaux piézométriques de la nappe, niveau d'eau du Vieux-Rhône et débit de la Sanne.....	175
Figure 79 : Teneur en eau en fonction de la pression capillaire - Tirée de Ghoulí (2009), modifiée.....	181
Figure 80 : Courbe donnant la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau.....	182
Figure 81 : Conductivité hydraulique en fonction de la pression capillaire	183
Figure 82: Schéma de la grille numérique utilisée pour le calcul de la hauteur d'eau.....	190
Figure 83: Schéma de la grille numérique utilisée pour le calcul du débit	190
Figure 84: Principe de minimisation de la fonction objectif.....	199
Figure 85: Schéma représentant les grandes étapes de la modélisation numérique.....	204

Figure 86: Niveau d'eau observé et niveaux d'eau modélisé, à l'aval du barrage de Saint-Pierre de Bœuf	207
Figure 87: Lignes d'eau du Vieux-Rhône modélisées et observées pour différents débits	208
Figure 88: Lignes d'eau observées et modélisées pour différents débit (globaux) du Rhône.....	210
Figure 89: Niveau d'eau le long de la lône pour différents débits du Vieux-Rhône.	211
Figure 90: Débits d'échange nappe-rivière estimés à l'aide de la méthode géomatique	214
Figure 91: Niveaux piézométriques observés et modélisés sur la plaine de Limony	217
Figure 92: Relation entre le gradient hydraulique et le débit de perte de la lône.....	219
Figure 93: Niveau d'eau observé dans la lône et niveaux piézométriques observés et modélisés au P287...	220
Figure 94: Débit de perte de la lône en fonction de K_a et K_c	221
Figure 95: Niveaux piézométriques observés dans les piézomètres et niveaux piézométriques calculés.....	226
Figure 96: Débit échangé entre la nappe alluviale et le Vieux-Rhône.	226
Figure 97: NRMSE des résultats de modélisation observés aux différents points de suivi de la nappe.....	228
Figure 98: Niveau piézométrique modélisé en régime transitoire à la date du 29/04/2006.....	229
Figure 99: Propagation en nappe des particules fluides issues du Vieux-Rhône.....	230
Figure 100: Débit échangé entre la nappe et l'intégralité du Vieux-Rhône en fonction du temps.....	231
Figure 101: Distance maximale de propagation en nappe des particules fluides, issues du cours d'eau	235
Figure 102: Relation entre la distance de propagation des particules fluides et des ondes de pression.....	236
Figure 103: Atténuation d'un pic de crue en nappe en fonction de la fréquence de la crue.....	238
Figure 104: Evolution de la corrélation entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe.....	240
Figure 105: Cohérence spectrale entre les niveaux de nappe et de rivière, en fonction de la distance du point de suivi de la nappe au cours d'eau.....	241
Figure 106: Evolution de la corrélation entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe, en fonction de la distance au cours d'eau et du champ de perméabilité de l'aquifère.....	242
Figure 107: Evolution du gain entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe, en fonction de la distance au cours d'eau et du champ de perméabilité de l'aquifère.....	243
Figure 108: Evolution du temps de retard entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe, en fonction de la distance au cours d'eau et du champ de perméabilité de l'aquifère.	243
Figure 109: Evolution du gain entre le signal de hauteur d'eau à une extrémité du modèle et le signal de hauteur d'eau en nappe.	245
Figure 110: Evolution du temps de retard entre le signal de hauteur d'eau à une extrémité du modèle et le signal de hauteur d'eau en nappe.....	245
Figure 111: Evolution des niveaux de nappe en présence d'une variation sinusoïdale du niveau au bord. ..	246
Figure 112: Evolution du temps de retard entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe, en fonction de la distance au cours d'eau	247
Figure 113: Débit apporté par la nappe au fleuve Rhône, calculé à l'aide de la méthode géomatique	250
Figure 114: Schéma de différentes configurations d'échanges possibles au voisinage d'un cours d'eau.	251
Figure 115: Débit apporté par la nappe au fleuve Rhône, calculé à l'aide de la méthode géomatique	252
Figure 116: Débit apporté par la nappe au fleuve Rhône, calculé par modélisation.....	253
Figure 117: Débit apporté par la nappe au fleuve Rhône, calculé par modélisation.....	254
Figure 118: Gain et perte de la nappe le long du cours du Rhône.....	255
Figure 119: Débit apporté par la nappe à la rivière, modélisé à l'aide d'un modèle numérique	256
Figure 120: Débit échangé entre la nappe et le cours d'eau en fonction du rapport de perméabilité de l'aquifère superficiel sur l'aquifère profond.....	257
Figure 121: Schéma explicatif du fonctionnement de la zone et coupes en travers (est-ouest) explicatives du fonctionnement de la plaine alluviale dans 3 secteurs aux comportements différents.....	268

Figure 122: Carte schématique simplifiée du fonctionnement de l'hydrosystème de Péage-de-Roussillon...	269
Figure 123: Précipitations mensuelles sur la zone d'étude et débit mensuel moyen du Rhône.....	309
Figure 124: Chute d'eau sur le contre-canal situé en rive gauche du canal de dérivation.....	310
Figure 125: Lône de la platière sur sa partie centrale.....	310
Figure 126: Fréquence de dépassement de débit du Rhône à la station de Ternay	311
Figure 127: Débit de la lône de la Platière en fonction du débit du Vieux-Rhône.....	311
Figure 128: Débordement du Vieux-Rhône et alimentation de la lône de la Platière par l'amont.....	312
Figure 129: Evaporation potentielle décennale calculée par Météo-France à la station de mesures de Reventin (2006 et 2012) et en d'autres stations de mesures régionales (2006).....	312
Figure 130: Débouché de la Sanne en période estivale	313
Figure 131: Organisation des paléo-chenaux sur la plaine de Péage-de-Roussillon	314
Figure 132: Alluvions à proximité d'un bras restauré de la lône de la Platière	315
Figure 133: Comparaison des températures lues et des températures enregistrées par les sondes.....	315
Figure 134: Différence moyenne de niveau d'eau entre la nappe et les eaux de surface.....	316
Figure 135: Détection des sauts de valeurs au sein des chroniques piézométriques.....	317
Figure 136: Distribution des valeurs d'une chronique piézométrique sur deux périodes différentes.....	317
Figure 137: Détection des phénomènes d'écrêtage des séries piézométriques.....	318
Figure 138 Niveau de la nappe observé (noir) et reconstitué (vert et gris) – Point de mesure P94.....	318
Figure 139: Niveau piézométrique enregistré (vert) et reconstitué (rouge) – Point de mesure P126N.....	319
Figure 140: Pourcentage de la variance totale du système expliquée par les différentes composantes.....	319
Figure 141: Scores associés à la première composante principale issue des données trimestrielles (rouge) et niveau hebdomadaire moyen du Rhône.....	320
Figure 142: Température observée au P302 et niveau de la nappe au P302.....	321
Figure 143: Temps de retard de l'onde de crue lors de sa propagation en nappe.....	322
Figure 144: Fluctuations de niveau piézométrique observées au P179N et sur la plaine de Bièvre-Valloire.....	323
Figure 145: Volumes prélevés par OSIRIS sur le champ captant Sud et sur l'année 2010.....	323
Figure 146: Critère de Nash entre les données observées et modélisées, en fonction de la longueur de la période d'apprentissage et du type de modèle	324
Figure 147: Critère de Nash entre les données observées et modélisées, en fonction de la localisation de la période d'apprentissage.....	325
Figure 148: Critère de Nash entre les données observées et modélisées.....	326
Figure 149: Coefficients de saturation associés à la première composante principale	327
Figure 150: Intervalles de confiance à 95 % des coefficients de saturation associés à la première composante principale.....	328
Figure 151: Périodicité des signaux à partir de laquelle la cohérence en ondelettes, entre les signaux de hauteur de nappe et le signal de variation du niveau du Rhône au seuil de Peyraud, est significative.....	330
Figure 152: Variabilité de la conductivité électrique de la nappe en fonction de la distance Rhône.....	333
Figure 153: Conductivité électrique de l'eau de la nappe aux différents points de mesure.....	334
Figure 154: Conductivité électrique et niveau piézométrique de la nappe au P302.....	335
Figure 155: Pourcentage de temps pendant lequel les échanges s'effectuent dans un sens donné.....	336
Figure 156: Niveau d'eau observé du Vieux-Rhône à l'aval du barrage de Saint-Pierre de Bœuf en fonction du débit – Courbe de tarage.....	338
Figure 157: Le radier de Limony, vu depuis le Sud-Ouest.....	338
Figure 158: Niveau d'eau de la lône reconstitué pour l'année 2006.....	339
Figure 159: Evolution simultanée des niveaux d'eau du Rhône en différents points.....	339

Figure 160: Modèle MIKE 11 – Représentation de la ligne d'eau du Vieux-Rhône.	340
Figure 161: Modèle utilisé pour caractériser le comportement de la plaine de Limony.	341
Figure 162: Chemins d'écoulements sous la lône.	341
Figure 163: Valeur du coefficient α de l'aquifère pour lequel le modèle ne converge plus.	342
Figure 164: Niveaux piézométriques modélisés, au cours du temps, lorsque la variabilité thermique du cours d'eau est prise en considération.	344
Figure 165: Corrélation simple entre le signal de hauteur d'eau en nappe et en rivière.	345
Figure 166: Cohérence spectrale entre les niveaux de nappe et de rivière.	346
Figure 167: Gain entre les niveaux de nappe et de rivière.	346
Figure 168: Cohérence spectrale entre les niveaux de nappe et de rivière.	347
Figure 169: Gain entre les niveaux de nappe et de rivière.	347
Figure 170: Temps de retard entre l'évolution des niveaux de nappe et de rivière.	348
Figure 171: Evolution du gain entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe.	348
Figure 172: Evolution du temps de retard entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe.	349
Figure 173: Evolution du gain entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe.	349
Figure 174: Débit apporté par la nappe au fleuve Rhône calculé à partir de la méthode géomatique.	350
Figure 175: Débit apporté par la nappe au fleuve Rhône calculé à partir de la méthode géomatique.	350
Figure 176: Débit apporté par la nappe au fleuve Rhône calculé à partir d'une modélisation.	351
Figure 177: Résultat du modèle FEFLOW.	351
Figure 178: Estimation du gradient de la nappe en fonction de la distance à la rivière.	352
Figure 179: Lignes de courant des particules provenant de la rivière - Jour 107.	354
Figure 180: Lignes de courant des particules provenant de la rivière - Jour 108.	354
Figure 181: Lignes de courant des particules provenant de la rivière - Jour 273.	355
Figure 182: Propagation de la zone de creux piézométrique au cours du temps.	356
Figure 183: Cas n°1, niveau piézométrique modélisé en nappe en fonction de la distance au cours d'eau.	356
Figure 184: Débit infiltré dans la nappe, depuis le cours d'eau, en présence d'un niveau d'eau variable.	357
Figure 185: Débit qui s'infiltré dans le cours d'eau, en fonction de la distance au bord de la rivière.	358
Figure 186: Représentation de la propagation de différentes influences provenant du cours d'eau.	359
Figure 187: Chemins particuliers suivis par des particules fluides lors de leurs propagations en nappe.	360
Figure 188: Temps à partir duquel le niveau d'eau baisse en rivière et temps auquel les particules fluides provenant de la rivière rebroussement chemin.	361
Figure 189: Distance maximale de propagation en nappe des particules fluides, issues du cours d'eau, avant qu'elles ne rebroussement chemin.	362
Figure 190: Distance maximale de propagation en nappe des particules fluides, issues du cours d'eau, avant qu'elles ne rebroussement chemin.	362
Figure 191: Niveau piézométrique observé en nappe, au cours du temps, et en fonction de la distance au cours d'eau.	363
Figure 192: Débit maximum infiltré depuis le cours d'eau vers la nappe en fonction de la fréquence des oscillations du niveau d'eau en rivière.	364
Figure 193: Flux journalier moyen passant à l'interface nappe-rivière en fonction de la fréquence des fluctuations de niveau d'eau en rivière.	364
Figure 194: Flux journalier moyen traversant l'interface nappe-rivière en fonction de la fréquence des fluctuations de niveau d'eau en rivière.	365

Liste des tableaux

Tableau 1: Données employées dans le cadre de ce travail.	83
Tableau 2 : Pourcentage des valeurs des séries de données qui ont dû être reconstituées.	112
Tableau 3: Apports des différentes méthodes d'analyses corrélatoires et spectrales employées.	177
Tableau 4: Bornes de variation des paramètres utilisés lors de la modélisation – Les bornes sont issues d'une étude bibliographique (les résultats de cette étude sont fournis en annexe).	218
Tableau 5: Caractéristiques des résultats de modélisation obtenus sur l'année 2006.	227
Tableau 6: Classification en 2 groupes à partir des données brutes quasi – horaires.	320
Tableau 7: Valeurs communes des paramètres pour le modèle de Van-genuchten.	337

Introduction

Les nappes phréatiques et les cours d'eau ont longtemps été considérés comme des systèmes séparés, alors que ce sont souvent des entités connectées. Un fort pourcentage de l'eau potable qui provient des nappes alluviales est, en fait, issu des cours d'eau et qui a été filtrée à travers les berges. Suite à la prise de conscience croissante de l'importance des interactions nappe-rivière, de nombreuses études ont été lancées sur le sujet, surtout depuis le début des années 2000. La législation a accompagné cette prise de conscience. Ainsi, la Directive Cadre sur l'Eau (2000) requiert à présent la prise en compte de la dynamique des échanges entre eaux de surface et eaux souterraines, lors de l'évaluation de la qualité des masses d'eau : une masse d'eau (Annexe : lexique) ne peut être de bonne qualité si elle est connectée à une autre masse d'eau qui s'avère polluée. La question centrale est donc de déterminer comment les deux milieux interagissent.

Ce travail de thèse est consacré à l'étude des interactions hydrauliques entre le fleuve Rhône et sa nappe alluviale. Le fleuve Rhône est, de par son débit, le deuxième fleuve Français (après le Rhin). Il s'agit d'une voie de transport importante. De nombreux aménagements hydro-électriques régulent son cours, tandis qu'une population et une activité économique importante se sont installées en son voisinage. La ressource en eau est donc soumise à de multiples contraintes.

Des travaux sur les interactions entre le Rhône et sa nappe alluviale ont été lancés en 2006 par le biais de la Zone Atelier Bassin du Rhône. Dans ce cadre, de nouvelles méthodes d'analyses ont été développées (Graillet et al., 2008). Des questions ont également été soulevées, notamment en ce qui concerne l'évolution temporelle de l'interaction entre le fleuve et sa nappe alluviale. Le présent travail de thèse est à replacer dans la continuité de ces travaux.

L'hydrosystème (Annexe : lexique) étudié, choisi en accord avec l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée et Corse en raison de forts enjeux locaux, correspond à la couche d'alluvions de la vallée du Rhône située entre Condrieu, au Nord, et Andancette, au Sud (50 km au Sud de Lyon). L'hydrosystème comprend le fleuve Rhône, ses annexes hydrauliques, et l'aquifère alluvial. La zone d'étude mesure environ 27 km de long, selon un axe Nord-Sud, pour 2 à 5 km de largeur, soit une surface globale d'environ 120 km².

Sur cette zone, la plaine alluviale du Rhône constitue une unité homogène. Les alluvions disparaissent localement, au Nord et au Sud. A l'Ouest, le massif cristallin des monts du Pilat borde la plaine alluviale tandis qu'à l'Est les alluvions récentes cèdent la place à des complexes fluvio-glaciaires plus anciens. L'altitude de la plaine, comprise entre 130 et 180 m, varie peu.

L'épaisseur des alluvions est comprise entre 10 et 30 m. Le matériau alluvial est globalement très perméable. La conductivité hydraulique varie de 10^{-4} à 10^{-2} m/s. Le substratum est, par contre, constitué par une couche argilo-marneuse beaucoup moins perméable.

La zone d'étude, fortement anthropisée, est soumise à de forts enjeux socio-économiques. De nombreux aménagements hydro-électriques (Compagnie Nationale du Rhône) sont présents. Le Rhône est divisé en deux bras, le Vieux-Rhône et le canal de dérivation. Des bras secondaires du fleuve (lônes) et des contre-canaux complexifient le fonctionnement du système. On trouve également sur cette zone une centrale nucléaire ainsi qu'une forte concentration d'industries chimiques. Des enjeux agricoles, environnementaux (réserve naturelle) et d'alimentation en eau potable s'ajoutent localement.

La masse d'eau des alluvions du Rhône, sur la zone d'étude, est considérée en déficit quantitatif dans le cadre du Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SDAGE) du bassin du Rhône. La nappe alluviale est en effet soumise à une forte exploitation de la part des différents acteurs (syndicat des eaux,

industrie,...) et à des conflits d'usage. Le Syndicat Mixte du Rhône Court-circuité Loire Ardèche Isère Drôme (SMIRCLAID) a été créé en 2002 afin d'organiser la gestion de la ressource en eau sur le secteur.

L'évolution prévue de la population sur la zone (+ 1,5% /ans), l'aménagement en cours de la zone portuaire de Sablons et l'accroissement en cours des interconnexions entre les syndicats des eaux, vont conduire à un accroissement de la pression sur la ressource en eau. Un suivi de l'évolution temporelle des niveaux de la nappe phréatique s'impose donc, et a été prévu. Mais, la question de la localisation des points de suivi se pose.

Les niveaux d'eau du fleuve et de la nappe varient dans le temps. Il n'est donc pas suffisant de choisir l'emplacement des points de suivi. Il s'agit également de connaître l'évolution « ordinaire » des niveaux de nappe. Or, les niveaux piézométriques dépendent des fluctuations du niveau du cours d'eau. Il est donc nécessaire de caractériser l'évolution des niveaux de la nappe, surtout en fonction du niveau d'eau dans le fleuve Rhône et au sein de ses différentes annexes hydrauliques. A ces fins, des techniques de traitement des signaux piézométriques peuvent être employées.

La présence de forts prélèvements en nappe alluviale conduit à s'intéresser fortement aux échanges entre la nappe et le fleuve. En effet, les stations de pompage en nappe prélèvent soit de l'eau qui provient du fleuve, soit de l'eau qui, autrement, aurait alimenté le fleuve. Dans le premier cas, une pollution du cours d'eau se répercuterait à l'eau prélevée en nappe. Dans les deux cas, il s'agit d'un manque d'eau pour le fleuve, soit par diminution des apports, soit par prélèvements indirects dans le fleuve, ce qui peut être sensible à l'étiage. Il est donc nécessaire d'estimer le débit échangé, dans les deux sens, entre le fleuve et sa nappe alluviale, ainsi que d'identifier les chemins suivis par les particules fluides dans la nappe. D'autre part, le débit échangé dépend des propriétés physiques du système. Celles-ci doivent donc également être estimées. Dans ce but, une modélisation numérique déterministe, à base physique, du système s'avère nécessaire.

Indépendamment des considérations propres au site d'étude, il s'agit de déterminer l'influence de certains contextes (propriétés physiques de l'aquifère, types de fluctuations des niveaux d'eau,...) sur les interactions nappe-rivière. Ces interactions peuvent notamment être caractérisées à partir des flux échangés entre les entités surfaciques et souterraines, ou encore à partir des chemins suivis par les particules fluides à l'interface.

L'hydrosystème est particulièrement intéressant à étudier du fait de sa complexité (présence de prélèvements en nappe, aménagements hydrauliques complexes,...). Le sens et l'intensité des échanges entre la nappe et les cours d'eau ont en effet une forte probabilité de varier à la fois dans le temps et dans l'espace. D'autre part, de nombreuses données ont déjà été collectées sur le site en raison des aménagements présents et des suivis de leurs impacts, notamment sur les niveaux de la nappe.

Le présent mémoire est structuré en 3 parties.

Dans la première partie, les données existantes (niveaux piézométriques, perméabilités, prélèvements en nappe,...), qui ont été identifiées, collectées, ou recueillies sur le terrain, sont présentées. Les enjeux attachés à la zone d'étude sont exposés. Une étude bibliographique des différents contextes et facteurs étudiés jusqu'à présent, dans le cadre des interactions nappe-rivière, est également réalisée. Les objectifs de gestion et scientifiques en sont déduits. Enfin, la méthodologie employée est définie. Celle-ci dépend en effet du site d'étude, des enjeux et objectifs et, également, des données disponibles.

Dans la deuxième partie, les chroniques piézométriques disponibles sont analysées, à l'aide de techniques de traitement du signal. Les méthodes employées sont tout d'abord présentées. Les résultats sont ensuite exposés et discutés.

Dans un premier temps, les chroniques piézométriques incomplètes, et présentant des anomalies, font l'objet d'études spécifiques, afin de détecter et d'écarter les données aberrantes. Les lacunes présentes au sein des séries temporelles sont ensuite complétées, afin de rendre possible l'analyse ultérieure des signaux. Cette reconstitution est effectuée par apprentissage à l'aide de modèles de comportement de type « boîte noire » linéaires et non-linéaires.

Différents tests, utilisant des techniques de traitement du signal, sont ensuite implémentés sous le logiciel MATLAB, afin de caractériser le comportement de la nappe phréatique alluviale :

- des Analyses en Composantes Principales (ACP) des séries temporelles de niveaux piézométriques, suivie d'une classification, afin de déterminer des zones de comportements homogènes au sein de la nappe et d'identifier les principaux facteurs explicatifs de la variabilité des niveaux de nappe. Une analyse en composantes principales est également conduite sur les signaux de température de nappe pour identifier les zones d'apport des eaux surfaciques à la nappe.
- des analyses corrélatoires et spectrales servent à la caractérisation de la relation entre le niveau des cours d'eau et les niveaux de nappe. L'atténuation et la vitesse de propagation des ondes de crues, lors de leurs transferts dans la nappe, sont calculées. L'analyse corrélatoire simple est complétée par une analyse de Fourier afin d'explicitier la réponse de l'hydrosystème en fonction du contenu fréquentiel des perturbations. L'analyse en ondelettes est également employée dans le but d'observer d'éventuelles modifications du comportement de l'hydrosystème au cours du temps.

Le biais potentiel introduit par la reconstitution partielle des signaux de niveaux de nappe, est étudié à l'aide de tests de robustesse des différentes méthodes employées. Les différents traitements employés permettent de préparer la modélisation.

Dans la troisième partie, une modélisation numérique déterministe, à base physique, des écoulements fluides (surfiques et souterrains) est mise en œuvre. Dans un premier temps, les méthodes employées sont présentées.

Un modèle d'écoulements surfacique, fondé sur la résolution des équations de Barré Saint-Venant (logiciel MIKE 11 - schéma de calcul aux différences finies), est mis en place, afin de reproduire le niveau du Rhône en tous points de la zone d'étude et en fonction du temps. Les résultats obtenus sont ensuite introduits, en tant que conditions aux limites, dans un modèle hydrodynamique de la nappe (logiciel FEFLOW – schéma de calcul aux éléments finis) qui résout l'équation de la diffusivité en zone saturée et l'équation de Richards en zone non-saturée. Enfin, les flux échangés entre la nappe alluviale et le fleuve sont étudiés à l'aide d'outils géomatiques et à partir de cartes piézométriques interpolées.

La modélisation du système est conduite afin de quantifier les flux échangés entre la nappe et le cours d'eau et pour déterminer les caractéristiques physiques de l'hydrosystème. La modélisation est également utilisée pour expliquer certains phénomènes particuliers observés lors de l'analyse préalable des signaux piézométriques.

Les techniques de traitement du signal sont ensuite appliquées aux signaux piézométriques modélisés, dans le but d'expliquer certaines observations effectuées dans la seconde partie. L'objectif, d'une portée plus générale, consiste à déterminer si les analyses des signaux piézométriques ne permettent pas d'obtenir plus d'information sur le comportement du système qu'il n'en est d'ordinaire attendu. En effet, ces analyses sont

parfois plus faciles à mettre en œuvre que les modélisations numériques. Il en est de même pour la méthode géomatique.

D'une manière générale, les résultats obtenus à partir des différentes approches employées sont analysés du point de vue de leurs complémentarités.

Partie I .Présentation de la zone d'étude et méthodologie suivie

Dans un premier temps, l'intérêt de l'étude des interactions nappe-rivière, ainsi que les différentes méthodes existantes pour étudier ces interactions, sont rappelés. Le contexte anthropique de la zone étudiée - enjeux autour de la ressource en eau et gestion de cette ressource - est ensuite exposé. Une partie des études conduites antérieurement sur les interactions nappe-rivière, ainsi que les résultats obtenus lors de ces études, sont alors présentés.

Dans un deuxième temps, le contexte anthropique permet la définition des objectifs opérationnels du travail de thèse, tandis que la synthèse des études scientifiques indique où se situent les objectifs scientifiques. Les objectifs scientifiques et opérationnels de l'étude sont donc présentés.

Dans un troisième temps, une description de la zone d'étude est réalisée. Les données disponibles sont exposées.

Enfin, la méthodologie employée dans le cadre du présent travail est définie. Cette méthodologie dépend en effet à la fois des objectifs de l'étude, mais également des caractéristiques de la zone d'étude et des données disponibles.

1 Intérêt de l'étude des interactions nappe-rivière et moyens d'analyses

Rivières et aquifères ont longtemps été considérés comme des systèmes séparés. Cependant, ce sont souvent des systèmes connectés. La prise en compte des interactions nappe-rivière date seulement des années 1960 (Cooper et Rorabaugh, 1963 ; Pinder et Jones, 1969), même si la prise de conscience de l'importance de ces interactions est beaucoup plus ancienne, notamment dans le cas du karst (Martel, 1894). Depuis le début des années 2000, de nombreuses études ont été relancées sur le sujet à la suite d'une plus grande prise de conscience de l'importance de l'interaction entre les deux milieux (Winter et al., 1998) et d'avancées conjointes de la législation. En effet, en France, près de 50% de l'eau potable est de l'eau issue des cours d'eau qui a été filtrée à travers les berges (Tufenkji et al., 2002). La situation est similaire dans de nombreux autres pays. L'eau prélevée en nappe alluviale présente l'avantage d'être partiellement épurée par rapport à l'eau superficielle. D'autre part, la productivité des captages en nappe alluviale est en général assez élevée en raison de la présence de matériaux relativement perméables (sable, graviers,...).

L'interaction entre les cours d'eau et les nappes associées est un phénomène complexe (Sophocleous, 2002). Une même rivière peut être décomposée en tronçons où la nappe est drainée et en tronçons où la nappe se recharge. Ces différentes zones sont parfois éloignées de quelques mètres et sont contrôlées par la géologie, la topographie et les hauteurs d'eau relatives dans la nappe et dans la rivière. Ces zones peuvent évoluer dans le temps, tant en raison de changements géomorphologiques (déplacement des sédiments) que de variations temporelles des niveaux de la nappe et du cours d'eau (Winter et al., 1998). En étiage les cours d'eau sont souvent alimentés par la nappe souterraine tandis que l'inverse se produit en période (Annexe : lexique) de crue. Mais certains secteurs du cours d'eau perdent, ou gagnent, continuellement de l'eau sans que le sens d'échange ne soit modifié lors des crues. Bien souvent, le sens des échanges est double. De l'eau du cours d'eau s'infiltre

en nappe avant de revenir dans la rivière. Ces phénomènes d'échanges se déroulent à différentes échelles d'espace et de temps (Dahl et al., 2007 ; Smith, 2005) (Figure 1). A l'échelle locale, les dépôts de sédiments jouent un rôle important sur les échanges nappe-rivière. Les différences de perméabilités au sein des sédiments engendrent ainsi des zones d'infiltration et des zones d'exfiltration. L'eau du cours d'eau a également tendance à s'infiltrer en partie haute des bancs de graviers pour rejoindre à nouveau le cours d'eau à l'aval. Un phénomène similaire s'observe au niveau des seuils. A une plus grande échelle, la géologie du bassin va jouer un rôle dans l'établissement de flux régionaux. Ces différents phénomènes se superposent. Il peut ainsi y avoir une infiltration d'eau locale de la rivière vers la nappe au sein d'une zone où, globalement, la nappe se décharge dans le cours d'eau (Winter et al., 1998).

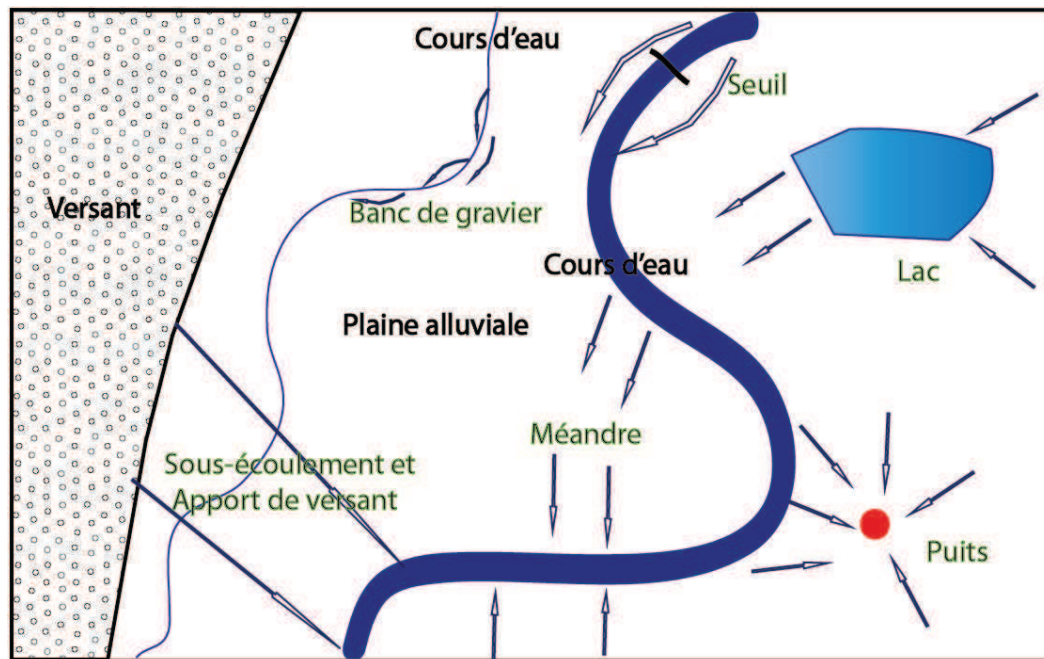


Figure 1: Echanges nappe-rivière à différentes échelles spatiales.

La plupart des études sur les relations nappe-rivière se sont intéressées à la zone hyporhéique. Certains auteurs la délimitent comme étant la zone de la nappe où un certain pourcentage de l'eau possède une origine surfacique (Triska et al., 1989). C'est dans cette zone, d'une extension allant de quelques centimètres à quelques kilomètres (Collin et Daum, 1996 ; Stanford et Ward, 1988), que l'eau de surface et l'eau souterraine se mélangent. D'autres définitions reposent sur des bases biologiques (Smith, 2005). La zone hyporhéique a une grande importance, tant du point de vue du maintien de la qualité écologique des eaux de surface (refuge pour la faune aquatique) que pour le maintien de la qualité des eaux souterraines (BRIDGE, 2005 ; Smith, 2005). Une filtration, ou une dégradation, de certaines substances nutritives ou polluantes y a parfois été observée, due à l'activité accrue des micro-organismes (Bosma et al., 1996 ; Triska et al., 1993 ; Feris et al., 2004). La zone hyporhéique est sensible à toute dégradation de la qualité des eaux de surface.

Il semble donc délicat de proposer une définition trop rigide de la zone hyporhéique. Une définition plus souple revient à définir la zone hyporhéique comme étant une zone qui partage des caractéristiques à la fois avec le reste de l'aquifère et le cours d'eau (Brunke et Gonser, 1997). L'influence du cours d'eau sur la nappe peut se traduire non seulement au niveau écologique, chimique ou thermique mais aussi en termes de variabilité des niveaux piézométriques. Or, la connaissance de l'impact des fluctuations de niveaux d'eau du fleuve sur les niveaux de la nappe est une information intéressante pour le suivi des risques d'étiages et d'inondation. Il paraît

donc important dans le cadre de ce travail d'élargir la définition de la zone hyporhéique à l'ensemble de la nappe qui est influencée par le fleuve Rhône, y compris en termes d'évolution des niveaux d'eau.

Les méthodes employées pour étudier les relations nappe-rivière sont très variées, mais elles peuvent être regroupées au sein de 4 grandes catégories.

La première catégorie de méthode consiste à mesurer certains paramètres de manière uniquement locale. La connaissance des variations spatiales de ces paramètres, en nappe et, ou, en rivière, peut donner accès à une information qualitative sur la nature des échanges: présence ou absence, sens et éventuellement intensité. Ces diverses mesures ont notamment été utilisées par le passé afin de délimiter la zone hyporhéique (Smith, 2005) : utilisation de traceurs chimiques (Boulton, 1993 ; Jonsson et al., 2003 ; Wagner et Harvey, 1997), profils de température (Becker et al., 2004; Conant, 2004 ; USGS, 2013), campagnes de mesures géophysiques (Conant et al., 2004 ; Harvey et al., 1997), étude des communautés écologiques (Danielopol, 1989 ; Dole-Olivier et Marmonier, 1997). D'autres techniques ont été développées qui permettent, soit une estimation directe du flux, dans le cas des poches extensibles (Burnett et al., 2001 ; Greswell, 2005), soit une estimation indirecte de ce dernier, dans le cas des potentiomètres (Rosenberry et al., 2007).

Ces méthodes présentent toutes des limites. Elles ont généralement des portées très locales. Mais elles permettent de distinguer la grande variabilité spatiale et temporelle des flux échangés.

Les études écologiques demandent un long travail de collecte, de comptage et d'identification des communautés présentes. Elles ne permettent pas vraiment de quantifier les échanges. Certaines espèces sont encore très mal connues et ont des aires de répartitions très limitées, ce qui rend les méthodes difficilement extrapolables d'un site d'étude à un autre (Bornette et Amoros, 1991).

Les campagnes de mesure géophysique (résistivité électrique) offrent une solution pour localiser les zones de fortes, et de basses, conductivités hydrauliques. Il est également possible de déterminer des pourcentages de mélange au sein de la nappe, lorsque la conductivité électrique de la nappe diffère sensiblement de celle de la rivière (Conant et al., 2004 ; Andersen et Acworth, 2007), notamment en présence de pollution ou d'une nappe saline. Mais ces techniques ne sont pas utilisables pour tous les sites et ne permettent pas de quantifier les échanges. D'autre part ces méthodes sont difficilement applicables à très grandes échelles.

L'utilisation de traceurs chimique est délicate. En effet ceux-ci sont régulièrement soumis à de très nombreux processus difficiles à prendre en compte, comme la sorption-désorption. Des sources extérieures peuvent également modifier la concentration de certaines substances (apports anthropiques, précipitations).

La température peut être mesurée à de nombreuses échelles. Ainsi, l'établissement d'un réseau de fibres optiques (Vogt et al., 2010), pour cartographier les anomalies thermiques au sein des sédiments des cours d'eau (et déterminer le sens des échanges), n'est envisageable qu'à de petites échelles. En revanche certaines mesures peuvent s'effectuer à plus grandes échelle, comme la thermie par images satellitaires ou vues aériennes (Bobba et al., 1992, Wawrzyniak, 2013). Toutefois, seuls les gros apports de la nappe au cours d'eau peuvent, sous certaines réserves, être identifiés.

Certaines de ces mesures locales peuvent être complétées à l'aide de bilans, ou d'analyses avancées. Ainsi, la détermination des variations du flux, ou de la quantité d'une espèce chimique, entre deux sections du cours d'eau peut permettre une estimation de la quantité d'eau échangée entre la nappe et la rivière (Danneville, 1995). Des analyses des flux échangés peuvent également être réalisées à partir de la connaissance des seules cartes piézométriques et des niveaux du cours d'eau (Graillot et al., 2008).

Des techniques de traitement du signal (analyse corrélatoire et spectrale) sont parfois employées, afin de séparer différentes composantes du débit du cours d'eau (apport phréatique et superficiel) (Bailly-Comte, 2008). Certaines techniques de traitement du signal peuvent également permettre de distinguer l'influence du cours d'eau sur la nappe phréatique. De cette manière Longuevergne et al. (2007) procèdent à une analyse en composantes principales sur les séries temporelles de hauteurs de nappe, ce qui permet de déterminer la zone de la nappe influencée par les fluctuations du niveau du cours d'eau (Rhin).

De manière plus fréquente, des modèles conceptuels à réservoirs sont utilisés afin de séparer les sources d'apport aux cours d'eau : eau souterraine et ruissèlement (Mougin et al., 2002 ; Dewandel et al., 2003).

Des modèles de types « boîte noire » ou « boîte grise » (modèles neuronaux, fonctions de transfert plus classiques,...) permettent de simuler des relations de cause à effet entre variables, comme l'impact d'une modification des niveaux de nappe sur les débits des cours d'eau (Dorflinger et al., 2004). Ces simulations qui ne reposent pas sur des bases physiques sont souvent employées dans le cas du karst ou de systèmes complexes, quand une description physique du système devient trop difficile.

Les deux dernières catégories de méthodes mentionnées précédemment se classent dans la liste des modèles dits empiriques ou conceptuels.

L'ensemble de ces méthodes présente l'inconvénient d'être difficilement applicables à l'échelle d'un tronçon limité du cours d'eau sur lequel les arrivées phréatiques, ou les pertes, sont limitées par rapport au débit global du cours d'eau. D'autre part, en présence de mesures de débit espacées, ces méthodes ne permettent pas nécessairement d'identifier les zones où l'eau de la nappe rejoint celle du cours d'eau de celles où le phénomène inverse se produit. En effet, les deux sens d'échanges peuvent co-exister entre 2 stations de mesure.

Afin de quantifier les échanges, et en présence de configurations relativement simples, de nombreux modèles analytiques, à base physique, ont également été développés. Ces modèles se distinguent selon les équations considérées, les méthodes de résolution de ces équations, le système géométrique étudié et la prise en compte, ou non, du régime transitoire.

Les équations qui régissent les écoulements de nappe et de rivière sont issues du principe de conservation de la quantité de mouvement, de l'énergie et du moment cinétique. Des simplifications à ces équations ont été apportées dans des cas de régimes d'écoulement spécifiques et à des fins de simplification des calculs. Le choix des équations est donc basé sur la complexité des phénomènes que l'étude désire prendre en compte. Différentes équations d'écoulements en nappe ont ainsi été résolues de manière analytique, comme l'équation de Boussinescq (Hantush, 2005), ou encore l'équation de Forsheimer (Moutsopoulos, 2009). Les équations d'écoulements en nappe et en rivière ont également été couplées au sein d'un modèle analytique (Hantush, 2005). Toutefois le couplage reste rare et les équations d'écoulements fluides sont généralement résolues avec une condition à l'interface nappe-rivière de type potentiel imposé.

Les méthodes de résolution des équations différentielles sont également diverses : transformation de Laplace (Barlow et al., 2000), linéarisation (Rai et al., 2006), décomposition (Serrano et Workman, 1998), et transformation conforme (Strack, 1989 ; Bakker, 2010). Cette dernière technique se base sur l'utilisation du potentiel complexe et peut-être utilisée dans des situations relativement compliquées, par superposition des potentiels complexes des différents éléments du système (méthode des éléments analytiques).

Les équations ont été résolues pour différentes géométries de système : aquifères en pente (Akylas et al., 2007), perméabilités non homogènes (Srivastava et al., 2006), aquifères confinés (Barlow et al., 2000) ou non (Serrano et Workman, 1998).

Ces modèles analytiques ne peuvent s'adapter, en général, qu'à des configurations simples (rivière droite, aquifère semi-infini,...). Cependant ils restent intéressants d'un point de vue conceptuel. Certaines méthodes, entre autre celle des éléments analytiques, ont néanmoins pu être adaptées à des situations plus complexes. Ce type de méthode a notamment pu être utilisé afin d'estimer des conditions aux limites pour des modèles hydrodynamiques maillés (Hunt et al., 2003) car le temps de calcul est relativement rapide.

La méthode géomatique développée à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne, qui calcule les flux échangés à partir des cartes piézométriques (Graillot et al., 2008), est également une méthode de modélisation simplifiée. Elle permet d'estimer les échanges nappe-rivière en présence de données limitées.

Enfin, lorsque les configurations étudiées se complexifient, mais que des données sont néanmoins disponibles, des modèles numériques déterministes à base physique sont usuellement utilisés. Ils permettent, grâce à un maillage du système, une résolution des équations qui régissent les écoulements fluides, notamment lorsque le milieu possède une géométrie complexe. Le cas du karst avec des écoulements torrentiels, et une géométrie de réseau souvent peu connue, est toutefois délicat à prendre en compte avec ce type de modèle.

Ce type de modèle permet une représentation de ce qui se passe en tous points du système et rend possible des simulations de scénarios (ajout d'un puits de pompage, modification des propriétés physiques du système,...). Comme pour les modèles analytiques, les principales différences entre les modèles numériques se situent au niveau des équations considérées, des techniques de résolutions, de la dimension spatiale du système (1D, 2D ou 3D), et, également, de la technique de couplage utilisée entre les écoulements souterrains et surfaciques.

En ce qui concerne les équations qui régissent l'écoulement en nappe, on peut citer l'utilisation de l'équation de Richards en milieu non-saturé (Panday et Huyakorn, 2004), de Forsheimer en régime turbulent (Moustopoulos et Tsihrintzis, 2004), ou de Dupuit en régime saturé laminaire (De Lange, 1999). Pour le module de calcul des écoulements en rivière, les principales équations utilisées sont celles de Saint-Venant (Gunduz et Aral, 2005), et de l'onde cinématique (Hussein et Schwartz, 2003). Différents modèles, plus empiriques, ont également pu être utilisés comme les modèles à réservoir de Muskingum (Birkhead et James, 2002). L'équation de Navier Stokes en 3D peut également être employée directement mais son utilisation requiert une grande puissance de calcul (Ma et Sikorski, 1993).

Ces équations peuvent être résolues numériquement avec différents schémas de calculs, comme la technique des éléments finis ou des différences finies implicites ou explicites. Les éléments finis autorisent en général un maillage plus fin de la géométrie (Konikow et Reilly, 1998). Mais les différences finies sont d'utilisation plus aisée pour des géométries d'aquifères simples, car mathématiquement plus simples. Cependant il n'existe pas de méthode numérique qui soit optimale pour l'ensemble des situations rencontrées.

Le système peut être étudié selon différentes dimensions spatiales avec une modélisation en 1D pour la rivière et 2D pour la nappe (Gunduz et Aral, 2005), 1D pour la rivière et 3D pour la nappe (Hussein et Schwartz, 2003), 2D pour les deux (Liang et al., 2007), 2D pour la rivière et 3D pour la nappe (Panday et al., 2004), 3D pour les deux (Spanoudaki et al., 2009). Plus la dimension prise en compte est importante meilleur sera a priori le résultat, mais la complexité de la mise en œuvre du modèle augmente également.

Le couplage entre le module de nappe et de rivière, lorsqu'il existe, peut être itératif (Gunduz et al., 2005), méthode lente mais précise, ou non itératifs (Sokrut, 2006), avec un pas de temps utilisé différent entre les deux résolutions d'équations ou simultanée (Spanoudaki et al., 2009). Le modèle d'écoulement souterrain peut, lui-même, être couplé à d'autres modules, comme un module qui transforme les précipitations en recharge dans la nappe ou encore un module de transport réactif.

Plusieurs logiciels, qui permettent de résoudre les équations d'écoulement dans le milieu souterrain, sont dorénavant présents sur le marché (FEFLOW, MODFLOW,...). D'autres logiciels peuvent être utilisés pour calculer les fluctuations des lignes d'eau et des débits des cours d'eau (HEC-RAS, MIKE 11,...). L'intérêt de ces logiciels qui ne nécessitent pas de programmer directement, réside notamment dans l'interface graphique qui permet de représenter facilement des géométries compliquées et d'exporter aisément les résultats.

Les modèles numériques présentent l'inconvénient de nécessiter une connaissance préalable suffisamment approfondie du système. Il est ainsi nécessaire de connaître l'état initial du système et de disposer de suffisamment de mesures afin de pouvoir calibrer le modèle (Beven et Binley, 1992). Différents jeux de paramètres peuvent produire des résultats similaires (Beven et Freer, 2006), ce qui pose des problèmes d'équifinalité. La validité du modèle dépend de l'échelle spatiale et temporelle (Kollet et Maxwell, 2006 ; Loague et Corwin, 2007) et, par conséquent, de la densité des points de mesures disponibles. Les modèles numériques peuvent de fait n'être pas satisfaisants à la fois à grande échelle, comme celle de bassins versants, (Liang et al., 2007) et à petite échelle (Etchevers et al., 2001), à cause de problèmes de calage et, ou, d'un nombre de mailles trop élevé. Enfin, la mise en œuvre de modélisations numériques demande, outre de nombreuses données, une durée importante.

2 Contexte anthropique

Le site de la plaine alluviale de Péage-de-Roussillon, situé à la hauteur de l'aménagement hydro-électrique de la Compagnie Nationale du Rhône (CNR), a été retenu pour cette étude. Ce choix s'est fait sous l'impulsion de l'Agence de l'eau Rhône Méditerranée et Corse (AERMC) en raison des forts enjeux locaux. La présence de nombreuses données sur la zone ont également permis d'envisager ce travail de thèse. Enfin, cet hydrosystème est intéressant d'un point de vue scientifique, du fait de la variété des configurations rencontrées liée à la forte anthropisation du milieu. Il ne s'agit pas non plus d'un milieu unique. Il existe en effet 18 tronçons où le Rhône est semblablement court-circuité sur la partie française de son cours. Des aménagements similaires existent également de par le monde. D'autre part, des résultats obtenus sur une partie, même anthropisée, de la plaine alluviale, peuvent être généralisables ailleurs.

2.1 Enjeux autour de la ressource en eau

La législation actuelle conduit de plus en plus vers une gestion intégrée de la ressource en eau.

En France, la première loi sur l'eau date du 16 décembre 1964. Elle a institué la gestion de l'eau par bassins versants et créé les agences de l'eau.

La loi sur l'eau du 3 janvier 1992 (site internet de Légifrance : <http://www.legifrance.gouv.fr/>) a, par la suite, permis d'inscrire dans la législation la notion de gestion globale de la ressource en eau en prenant en compte ses nombreuses facettes : préservation des écosystèmes aquatiques, ressource économique (agriculture, pêche, énergie, industrie, transports, loisirs,...), protection de la ressource et restauration de la qualité.

La Directive Cadre Européenne sur l'eau (DCE), adoptée le 23 octobre 2000 au niveau européen (et transposée le 21 avril 2004 en droit français), stipule qu'une eau souterraine « est de qualité si elle ne perturbe pas la qualité chimique ou écologique des milieux superficiels qui lui sont associés ». Ainsi la définition de la qualité de l'eau intègre la prise en compte des échanges entre milieux superficiels et souterrains (Vernoux et al., 2010). Il s'agit donc de gérer les masses d'eau de manière intégrée.

Une nouvelle loi sur l'eau, le 30 décembre 2006, a permis de se donner des outils afin d'atteindre les objectifs de la DCE. Celle-ci vise en effet l'atteinte du bon état des masses d'eau d'ici 2015.

L'ensemble des alluvions du Rhône de la plaine de Péage-de-Roussillon constitue une masse d'eau souterraine identifiée et indépendante (FRDG325C). Cette masse d'eau est considérée comme étant en déficit quantitatif et présente des substances dangereuses, hors pesticides. Par conséquent, cette masse d'eau doit être étudiée, et des actions doivent être entreprises, afin de revenir à un bon état de la masse d'eau.

La démarche de gestion intégrée de la ressource est également menée à un niveau plus local. Au sein de la vallée du Rhône, de nombreuses démarches ont été engagées par des collectivités locales. Ces approches particulières ont peu à peu été unifiées au travers du plan Rhône (2005). Le plan Rhône (site internet : www.planrhone.fr) vise différents objectifs : concilier la prévention des inondations avec l'implantation d'activités humaines en zones inondables, respecter et améliorer la qualité de vie des habitants (valorisation du patrimoine, préservation de la qualité des eaux,...) et assurer un développement économique de long terme. De tels objectifs ne peuvent être atteints que si les interactions entre eaux de surfaces et eaux souterraines sont prises en compte.

Sur le territoire de Péage-de-Roussillon, la gestion des ressources en eau est soumise à de multiples enjeux.

La Compagnie Nationale du Rhône exploite l'énergie hydraulique du Rhône avec une productivité moyenne théorique de 880 GWh en année moyenne (CNR, 1999). La CNR contrôle donc en partie les variations de la ligne d'eau du Rhône. La ligne d'eau fluctue légèrement en fonction de la demande en électricité. Mais la ligne d'eau du Rhône doit également être régulée en fonction d'autres enjeux. A l'amont des barrages de Péage-de-Roussillon et de Saint-Pierre de Bœuf celle-ci doit rester relativement constante afin de faciliter l'approvisionnement en eau de la centrale nucléaire de Saint-Alban. D'autre part, cette centrale contribue à modifier la température du fleuve Rhône. En période d'été, lorsque le débit du Rhône est faible et la température élevée, des restrictions de rejets des eaux chaudes de la centrale peuvent être décrétées.

Le Rhône est également une voie de transport importante. Plus de 5 millions de tonnes de marchandises transitent par voie fluviale sur le bassin Rhône-Saône. Le dépôt progressif actuel de sédiments au fond du Rhône risque, à termes, de compromettre cette activité, car aucune chasse n'est à ce jour envisagée (depuis 2003) afin de ne pas remettre en suspension les couches de sédiments contaminées par les polychlorobiphényles (PCB) (site internet de l'IRSTEA : <http://www.irstea.fr/toutes-les-actualites/departement-eaux/la-chasse-aux-sediments-est-ouverte-sur-le-rhone>). D'autres marchandises transitent par les routes et les voies de chemin de fer. Ce transport de marchandise peut aussi être une source de pollution du milieu. Ainsi, l'accident de train de

Chavanay en 1990 (Ministère de l'Écologie, du développement durable et de l'Énergie) a vu 250 à 300 m³ d'essence s'infiltrer dans le sol et menacer des captages d'eau potable voisins.

Face aux menaces de pollution du milieu, un programme décennal de restauration écologique et hydraulique du Fleuve Rhône a été mis en place (www.planrhone.fr), à partir de 1998. Il s'agissait, entre autre, de ré-ouvrir des circulations biologiques entre l'amont et l'aval du Fleuve. Les enjeux écologiques à proximité de Péage-de-Roussillon sont forts : la réserve naturelle de l'île de la Platière créée en 1986 fait également partie du réseau Natura 2000. Ce site figure à ce titre dans la liste des 87 zones humides d'importance majeure en France. La principale menace pour le fonctionnement écologique du site Natura 2000 de l'île de la Platière a été identifiée comme étant « la perte du caractère spécifique alluvial par diminution des apports en eau (pression sur la nappe phréatique, aménagements du Rhône) » (Inventaire National du Patrimoine Naturel : <http://inpn.mnhn.fr/site/natura2000/FR8212012>). Cette volonté de maintenir une nappe phréatique élevée, et surtout garantir l'inondabilité de la plaine alluviale, a amené à une concertation avec la CNR et l'agence de l'eau pour augmenter et moduler le débit réservé du Vieux-Rhône.

L'ampleur des crues du Rhône de 1993, 1994 (avec un débit estimé à Beaucaire de, respectivement, 9800 et 11000 m³/s) a entraîné la mise en place d'une étude globale des crues du Rhône (Picon et Allard, 2007). Les grosses crues de 2002, 2003 ont à leur tour entraîné la mise en place d'un plan global de prévention des risques inondations. C'est pourquoi, le Schéma de COhérence Territoriale (SCOT) de la vallée du Rhône préconise pour limiter les risques d'inondation de : « préserver les milieux ayant des capacités de rétention des eaux (zones d'expansion de crues (ZEC), zones humides, etc.) ». Or, l'accroissement de la pression anthropique dans la plaine alluviale, qui est déjà assez densément peuplée, et certaines modifications de l'épaisseur de la sédimentation du fond des cours d'eau, contribuent à augmenter ce risque d'inondation.

Les enjeux touristiques sont aussi de plus en plus importants. Un vaste plan d'eau a été aménagé sur la commune de Saint-Pierre de Bœuf, tandis qu'une rivière artificialisée permet la pratique du kayak à l'amont du barrage de Saint-Pierre de Bœuf. Le débit est régulé par la CNR pour permettre la pratique de l'activité. Un port de plaisance a été aménagé aux Roches de Condrieu et des sentiers de découverte de la forêt alluviale sont aménagés au sein de la réserve naturelle de l'île de la Platière et en bordure des cours d'eau.

L'eau souterraine est, elle-même, exploitée pour différents usages : industrie, agriculture, alimentation en eau potable. Chaque intervenant a des besoins différents. Ainsi, dans le cas des captages d'alimentation en eau potable le besoin principal est celui d'une eau de bonne qualité. Les industriels n'ont pas nécessairement besoin de la même qualité d'eau, mais ils peuvent être intéressés par une eau fraîche lorsque celle-ci est utilisée à des fins de refroidissement de processus industriels. Ils procèdent néanmoins régulièrement à des contrôles de la qualité de l'eau dans une optique réglementaire, afin de surveiller d'éventuelles pollutions de la nappe phréatique. Les industries du groupe OSIRIS réalisent à ce sujet des prélèvements d'eau au sein de la nappe afin d'éviter que la pollution « historique » présente sous l'usine ne se répande en périphérie. Dans tous les cas, ceux qui prélèvent de l'eau sont intéressés par les débits qu'il est possible d'extraire. Des zones d'intérêts futurs et actuels ont été délimitées afin de classer les zones à protéger actuellement et les zones actuellement non protégées mais à fortes potentialités pour l'alimentation en eau potable. La zone de Péage-de-Roussillon fait partie de ces zones stratégiques d'intérêt actuel (Anus et al., 2010).

Plusieurs phénomènes vont contribuer à accroître cette pression sur la ressource en eau souterraine, dans le secteur de Péage-de-Roussillon, dans le futur.

Il est prévu une augmentation de la population comprise entre 1,2 et 1,5 % par ans sur le secteur. Cette augmentation de la population va conduire à une augmentation de la demande en eau potable. Cette augmentation de la population sera facilitée par la diminution prévue de certains prélèvements en nappe : « l'arrêt d'un prélèvement industriel, l'engagement de la plateforme chimique OSIRIS à ne pas augmenter ses prélèvements et l'autorisation d'augmenter le débit des captages des puits des îles à 1 000 m³/h (au lieu des 750 m³/h actuels, projet d'arrêté préfectoral du 3 novembre 2009) rendent envisageable l'augmentation de population prévue sur ce secteur. » (Scot de la vallée du Rhône). Le site de prélèvement pour l'alimentation en eau potable du Syndicat Intercommunal de Gestion de l'Eau et de l'Assainissement de Roussillon - Péage-de-Roussillon et Environs (SIGEARPE) a été défini comme un site de captage prioritaire au titre du Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SDAGE) (SDAGE, 2009). L'accroissement de la population n'entraînera cependant pas nécessairement un accroissement des prélèvements d'eau. Il a ainsi été noté une baisse des prélèvements d'eau potable de près de 20% à l'échelle de la plaine alluviale du Rhône. Cette baisse a été attribuée à une diminution de la consommation de la part des usagers (Anus et al., 2010).

Des études ont montré que le réchauffement climatique en cours va probablement avoir comme conséquence une diminution du débit moyen du fleuve Rhône et une recrudescence des étiages sévères (Etchevers et al., 2002). Les conséquences réelles du changement climatique restent toutefois délicates à prévoir.

L'accroissement des interconnexions entre syndicats d'eau pour une gestion équilibrée de la ressource en eau à l'échelle de grands territoires est également susceptible de provoquer une augmentation des prélèvements d'eau potable au sein de la couche des alluvions du Rhône. De fait le syndicat des eaux Annonay-Serrières alimente déjà 24 communes, dont certaines sont situées sur les contreforts du massif cristallin du Pilat. Mais il partage également de l'eau avec d'autres syndicats des eaux en Ardèche. Dans ce département, l'interconnexion entre syndicats des eaux concerne 1/3 des habitants. Le SIGEARPE va également créer une intercollectivité avec les Roches de Condrieu.

Enfin, l'aménagement de la zone portuaire de Salaise-sur-Sanne/Sablons va se poursuivre dans un futur proche. De nouveaux besoins en eau souterraine se feront donc sentir. Ce site est l'un des plus importants sites de la vallée du Rhône en termes de surface et de potentiel de développement.

D'un autre côté une réduction des prélèvements d'eau du groupe OSIRIS est prévue dans le futur, suite à la diminution de l'activité industrielle et à une meilleure gestion de l'eau. Une diminution notable des prélèvements a déjà eu lieu depuis quelques années. Néanmoins les prélèvements vont toujours continuer.

Les différents exploitants de la ressource en eau souterraine peuvent entrer en conflits, à la fois entre eux, car la ressource globale est limitée, mais également avec les usagers des eaux superficielles. En effet, les eaux superficielles sont connectées à la nappe et des échanges ont lieu entre les deux entités. Ce qui impacte un milieu est donc susceptible d'impacter l'autre. A titre d'illustration les prélèvements industriels du groupe OSIRIS ont été implantés à proximité d'une lône afin de profiter de l'eau de cette dernière.

Face aux nombreux enjeux attachés à l'eau, tant souterraine que superficielle, et dans l'optique de pouvoir gérer la ressource de manière intégrée, il est donc tout d'abord nécessaire de mieux comprendre la manière dont les deux milieux interagissent.

2.2 Gestion de la ressource en eau

La masse d'eau des alluvions du Rhône sur la plaine de Péage-de-Roussillon et l'île de la Platière (masse d'eau FRDG325C), est classée en déficit quantitatif par le SDAGE du bassin du Rhône. Conséquemment, un certain nombre de mesures ont été envisagées (site Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse : <http://www.eaurmc.fr/>).

Les niveaux piézométriques vont tout d'abord être contrôlés, au sein de l'aquifère des alluvions du Rhône, afin de déterminer les périodes pendant lesquelles il sera éventuellement nécessaire de procéder à une diminution des prélèvements sur la zone. Ainsi, le Scot de la vallée du Rhône stipule que : « Le niveau piézométrique des nappes (en particulier celles des alluvions rive gauche du Rhône des Roches-de-Condrieu au Dolon et des vallées Gère - Vésonne) pourra être une alerte sur l'impact des prélèvements par rapport à la capacité de renouvellement des nappes. »

Des points de suivi du niveau de la nappe ainsi que des niveaux piézométriques de référence seront déterminés (mesure 3A10). Le SDAGE envisage la création de deux points de suivi du niveau de la nappe (SDAGE, 2009). Ces points de suivi peuvent eux-mêmes être la synthèse (moyenne par exemple) de plusieurs points de mesure (Seguin et al., 2009). Plusieurs niveaux seuils doivent ensuite être définis : niveaux piézométriques d'alerte et niveaux piézométriques de crise renforcée (Seguin et al., 2009).

Or, cette détermination des points de suivi peut être problématique. Elle dépend à la fois de ce que l'on veut suivre (aspect décisionnel), des piézomètres dont on dispose (ou du budget disponible pour les implanter et suivre l'évolution ultérieure de la nappe dans le temps) et de l'hétérogénéité des comportements observés au sein de la nappe (représentativité du point de mesure).

Un paramètre qui a été pressenti pour définir les valeurs seuils est la différence entre la hauteur de la nappe et la couche surfacique de limon. Si le niveau de la nappe descend sous la couche limoneuse, cela peut avoir des conséquences importantes pour les plantes (Pont, 2008). En effet, l'eau peut remonter par capillarité au sein de la couche limoneuse mais cette remontée est plus difficile dans la couche de sable et gravier sous-jacente. Les niveaux seuils peuvent également être définis à l'aide de considérations statistiques directes (par exemple lorsque le niveau d'eau atteint un niveau bas observé avec une période de retour particulièrement faible) ou indirectes, s'il existe un lien entre le niveau de la nappe et les débits observés sur le cours d'eau adjacent (Seguin et al., 2009).

L'état de déficit quantitatif de la ressource en eau entraîne également la nécessité d'estimer les volumes prélevables globaux, afin d'adopter des protocoles de partage de l'eau (mesure 3A11).

La zone d'étude souffre aussi de problèmes de qualité des eaux en un certain nombre de points (substances dangereuses hors pesticides). A ce titre, des suivis de certaines substances chimiques sont en cours.

Enfin, une dernière mesure concerne la gestion des sols en vue de limiter l'évaporation de l'eau de la nappe (gravière) ou l'imperméabilisation des sols (routes, maisons,...) (mesure 3A17).

Sur l'ensemble de la zone d'étude, la rive gauche du Rhône fait partie des « milieux prioritaires pour la mise en place d'une démarche de gestion concerté » identifiés par le SDAGE (2009). De manière plus locale, la

plaine de Bièvre-Valloire a déjà fait l'objet d'un Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux (SAGE) en 2010. Un SAGE n'est pas prévu dans le cas de la plaine alluviale du Rhône. Néanmoins une démarche de gestion concertée de la nappe est actuellement en cours.

A partir de 2002 le Syndicat MIXte du Rhône Court-circuité Loire Ardèche, Isère, Drôme (SMIRCLAID) a été constitué dans le cadre du « programme décennal de restauration hydraulique et écologique du Rhône (1998-2008) ». Le comité de suivi regroupait la CNR, l'agence de l'eau, la région Rhône-Alpes, les départements, les services de l'état (Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement - DREAL, et la Direction Départementale du Territoire - DDT), la Réserve Naturelle de l'île de la Platière et le groupement d'intérêt économique OSIRIS (SMIRCLAID, 2012). Le SMIRCLAID s'occupe de la gestion concertée de la nappe et organise régulièrement des comités de concertation avec les différents intervenants.

Plusieurs études ont déjà été conduites sur le secteur depuis la création du SMIRCLAID. Elles avaient pour objectif de:

- Déterminer l'impact de différents scénarios de débits réservés du Vieux-Rhône sur les niveaux de nappe (BURGEAP, 2007) ;
- Etudier l'effet de différents scénarios de réduction des volumes prélevés (BURGEAP, 2007) ;
- Observer l'effet de restaurations d'annexes fluviales (casiers Girardons, lônes) (CNR, 2010) ;
- Etudier la faisabilité d'un rétablissement de la continuité piscicole.

Il est en effet prévu une augmentation du débit réservé du Rhône avec une modulation annuelle afin de respecter la nouvelle législation qui stipule que les tronçons court-circuités doivent conserver un débit supérieur ou égal à 1/20^{ième} du module interannuel du débit (loi sur l'eau de 2006).

A l'échelle du bassin du Rhône des équipes de recherche venant d'horizons différents se sont mises en réseau dans le cadre de la Zone Atelier Bassin du Rhône (ZABR) depuis 2001. Depuis 2006, dans ce cadre, et à l'instigation de l'Agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse, des travaux ont notamment été lancés (projet « Eau Sout ») afin de mieux comprendre les interactions entre le Rhône et sa nappe alluviale (sens des échanges, flux échangés). Ces travaux ont porté sur différents secteurs du Rhône (aménagement CNR de Brégnier-Cordon, Beauchastel et Donzère-Mondragon).

Les objectifs de ce travail de thèse se placent dans la continuité de ces différentes démarches.

3 Connaissances préalables sur les relations nappe-rivière

Les échanges nappe-rivière ont été étudiés dans de nombreux contextes, tant en Europe qu'à l'étranger : Rhin (Longuevergne et al., 2007), Danube (Derx et al., 2010), Mississippi (Hunt et al., 2003), Columbia (McCarthy et al., 1992), Murray (Lamontagne et al., 2002), Jourdain (Holtzman et al., 2005),... Mais toutes ces études ne se sont pas intéressées aux mêmes aspects.

Dans cette section, les principaux paramètres contrôlant les interactions nappe-rivière, ainsi que les principales variables permettant de caractériser ces interactions sont rappelés.

3.1 Principaux paramètres contrôlant les relations nappe-rivière

De nombreux facteurs contrôlent les échanges nappe-rivière. Il s'agit ici de rappeler les principaux paramètres qui ont été étudiés antérieurement, c'est-à-dire, entre autre, les propriétés physiques de l'aquifère, le type de variation des niveaux d'eau en rivière, et l'effet de la zone non-saturée. Le rôle joué par ces différents paramètres sur les interactions nappe-rivière est explicité. Les manques sont ensuite identifiés. Les paramètres chimiques et biologiques ne sont pas pris en compte.

3.1.1 Propriétés physiques de l'aquifère

La perméabilité de l'aquifère, et des matériaux situés à l'interface avec la rivière, joue un rôle important par rapport aux échanges nappe-rivière. Craig (2005) a effectivement montré, lors de tests sur le terrain, que l'un des facteurs clé contrôlant le flux échangé était la taille du matériau granulaire. Cette taille peut être reliée à la perméabilité. En moyenne, les cours d'eau qui s'écoulent sur des substratums peu perméables (argiles et limons) sont moins alimentés par les eaux souterraines que ceux qui s'écoulent sur des substratums plus perméables (sables et graviers). Dans ce dernier type de cours d'eau la contribution des eaux souterraines aux eaux de surface peut atteindre 90 %, tandis que dans le premier type la contribution est souvent très faible (Winter et al., 1998).

La perméabilité des sédiments du fond des cours d'eau est habituellement plusieurs ordres de grandeur plus faible que celle de l'aquifère (Calver, 2001 ; Larkin et Sharp, 1992, Intaraprasong et Zhan, 2009, Levy et al., 2011). Levy et al. (2011) mesurent sur les sédiments de la rivière Miami des perméabilités comprises entre 10^{-5} m/s et 10^{-7} m/s, soit un ordre de grandeur plus faible que pour la couche sous-jacente. Or, Conrad et Beljin

(1996) postulent que, si les sédiments possèdent une conductivité hydraulique dix fois plus faible que celle de l'aquifère environnant, leur effet ne peut être négligé.

Calver (2001) et Smith (2005) montrent, à travers une analyse bibliographique, que les conductivités de cette couche de sédiments varient entre 10^{-2} m/s (peu colmaté) et 10^{-9} m/s (très colmaté), avec une plus grande concentration entre 10^{-3} et 10^{-7} m/s. Cette fourchette est plus large que celle généralement utilisée pour caler des modèles numériques car ces derniers utilisent une valeur moyenne. La conductivité hydraulique a en effet tendance à augmenter en relation avec l'échelle de l'étude. Ce phénomène est causé par les hétérogénéités présentes au sein de l'aquifère (Fallico et al., 2012).

Il apparaît néanmoins que la couche de plus faible perméabilité n'est pas nécessairement celle qui se situe directement sous le cours d'eau (Song et al., 2010). Il semble en effet que les processus hyporhéiques et l'activité biologique puissent, dans certains cas, augmenter la conductivité hydraulique de la partie supérieure des sédiments (bien que le contraire soit également souvent observé). D'autre part, toutes les rivières ne disposent pas d'une couche de faible perméabilité au fond de leurs lits (Chen et al., 2008). Et, lorsque ces couches existent, elles peuvent être entrecoupées de couches de conductivités beaucoup plus élevées. Frei et al. (2009) établissent ainsi que la variabilité de la conductivité hydraulique de l'aquifère peut avoir plus d'impact sur les débits échangés que la couche de sédiments située au fond de la rivière.

Le colmatage, lorsqu'il existe, peut varier en fonction du temps (Lange, 2005). Les grosses crues sont ainsi capables de provoquer un dé-colmatage significatif (Springer et al., 1999 ; Wett et al., 2002). Mutiti et Levy (2010) montrent que la conductivité hydraulique des sédiments peut doubler lors d'un épisode de crues.

Les purges de sédiments fins opérées lors des crues ne provoquent cependant pas nécessairement de dé-colmatage significatif (Levy et al., 2011). Sur la rivière Miami il a été montré que seule la partie supérieure, mobile, des sédiments est affectée par les crues. Il semble que sur cette rivière, une purge, même complète, de la couche colmatante ne fasse pas augmenter la conductivité hydraulique de plus d'un facteur 1,5.

Le sens des échanges a également une influence sur le degré de colmatage du fond du cours d'eau. Lorsque l'eau turbide de la rivière s'infiltré, le colmatage peut ainsi augmenter avec le temps. Dans ce cas, une inversion du sens des échanges est susceptible de provoquer un dé-colmatage (Hatch et al., 2010). Le colmatage dépend également de la pression appliquée (Dikinya et al., 2008). Une diminution de la charge hydraulique est en effet capable d'entraîner un plus grand dépôt de particules fines et par conséquent une augmentation du colmatage. Une diminution de la conductivité hydraulique d'un facteur 10 a été observée, le long de la rivière Pajaro (US), en relation avec une diminution saisonnière du débit du cours d'eau (Hatch et al., 2010).

Dans tous les cas, il existe des zones de dépôt préférentiel des particules fines au fond des cours d'eau, tandis que d'autres zones sont au contraire érodées (Nowinski et al., 2011). Il s'agit de phénomènes dynamiques qui entraînent un déplacement des principaux points d'infiltration et d'exfiltration (Matheswaran et al., 2012).

Il a également été montré que les plantes pouvaient contribuer à limiter la diminution, au cours du temps, de la conductivité hydraulique observée au fond de bassins d'infiltration (Le Coustumer, 2008). Enfin, des processus chimiques (parfois saisonniers) sont capables d'influer sur la perméabilité des sédiments, comme des phénomènes de précipitation d'hydroxydes métalliques (Schultz et Ruppel, 2002).

D'une manière générale, une perméabilité importante et un coefficient d'emmagasinement faible, de l'aquifère, permettent une propagation dans l'aquifère rapide, et avec une faible atténuation, des ondes de crues provenant du cours d'eau. Les ondes de pressions se propagent donc plus vite dans les parties confinées de l'aquifère que dans les zones non-confinées (Larocque et al., 1998). Une vitesse de propagation des ondes de

pression, venant du Danube, de plusieurs kilomètres par jour a été observée dans des parties confinées de son aquifère alluvial (Vekerdy et Mejerink, 1998). La vitesse est beaucoup plus faible en zone non-confinée. Une vitesse de 50 m par jours a été observée au voisinage de la rivière Enns en Autriche (Wett et al., 2002), dans une nappe libre.

De la même manière, la présence d'un colmatage provoque une augmentation du temps de retard lors de la propagation des ondes de pression (depuis la rivière vers la nappe). L'onde de pression est également amortie en présence de colmatage (Intrapasong et al., 2009 ; Wett et al., 2002). Vekerdy et Mejerink (1998) invoquent la présence d'une couche de faible perméabilité à l'interface nappe-rivière pour expliquer pourquoi les fluctuations de faibles amplitudes du Danube ne se propagent pas en nappe, ou alors sont très amorties.

Les aquifères alluviaux, ainsi que les sédiments du fond des cours d'eau, sont des milieux souvent très hétérogènes. Cette hétérogénéité affecte la propagation des ondes de crue en nappe. Alden et al. (1997) dévoilent que la réponse d'un aquifère alluvial (rivière Brazos) à une variation du niveau d'eau en rivière dépend assez fortement de la profondeur à laquelle on s'intéresse : le temps de réponse augmente avec la profondeur. Ce même accroissement du temps de réponse avec la profondeur a été constaté par rapport à la pluie, souvent accru par des variations verticale de la perméabilité (Lee et Lee, 2000).

Slooten et al. (2010) étudient l'effet d'une perturbation locale du champ de perméabilité d'un aquifère côtier sur la propagation de l'onde de pression issue des phénomènes de marée. Ils montrent qu'une diminution locale de la perméabilité entraîne une diminution de l'amplitude de l'onde après la perturbation et une augmentation de l'amplitude de celle-ci avant la perturbation. Une diminution locale du coefficient d'emmagasinement (milieu non-confiné par exemple) provoque une nette diminution de l'amplitude des fluctuations, tandis qu'une augmentation du coefficient d'emmagasinement a, elle, très peu d'influence. La propagation des ondes de pression est un phénomène complexe : au sein d'un milieu hétérogène, l'onde de pression est ressentie d'abord dans les zones de plus fortes perméabilités, mais le pic de pression peut apparaître en premier au sein des zones peu perméables (Cheng et al., 2009). L'onde de pression se déplace en effet latéralement entre les zones de hautes et de basses conductivités. Guo et al. (2007) montrent que l'infiltration d'eau dans des couches semi-perméables latérales a pour effet de provoquer une atténuation de l'onde de pression dans l'aquifère principal. Les hétérogénéités présentes au sein de l'aquifère peuvent donc expliquer la modification de la forme de l'onde de pression lors de sa propagation en nappe (Carol et al., 2011).

Les niveaux piézométriques dans la nappe sont potentiellement affectés par les hétérogénéités locales. Des études ont montré qu'un réseau bien placé de piézomètres peut permettre de localiser des zones de faibles conductivités hydrauliques. Slooten et al. (2010) évaluent l'emplacement des points de mesure qui permettent de se faire la meilleur idée des paramètres physiques moyens de l'aquifère. Dans le cas d'un aquifère homogène ils estiment que le meilleur point de suivi du niveau de nappe se situe à une distance d de la source de fluctuation des niveaux d'eau (mer, rivière,...) d'environ :

$$d = \sqrt{\frac{K}{S \cdot f \cdot \pi}}$$

Où K est la perméabilité (m/s), S le coefficient d'emmagasinement et f la fréquence du signal d'entrée (s⁻¹). Mais, lorsque l'aquifère est hétérogène, ils estiment que cette distance d est réduite environ de moitié.

Les hétérogénéités de l'aquifère et des sédiments du cours d'eau n'affectent pas que la propagation des ondes de pression, mais également les flux échangés et les chemins suivis par les particules. Afin d'étudier l'influence de l'hétérogénéité du milieu, des champs de perméabilités hétérogènes et auto-corrélés ont également

être générés automatiquement (lors d'études antérieures) et intégrés au sein de modélisations. L'effet de la variabilité des propriétés du milieu sur les flux échangés, et les chemins particuliers, a ensuite été estimé.

De cette manière, Kalbus et al. (2009) ont étudié l'influence de l'hétérogénéité des sédiments et de l'aquifère sur la distribution des écoulements, ainsi que les sur les flux, entre le cours d'eau et l'aquifère. Il apparaît que la distribution des écoulements, en présence d'un colmatage hétérogène, est semblable à celle observée en considérant un colmatage homogène mais de perméabilité moyenne plus élevée. En revanche, la prise en compte d'une couche de colmatage de perméabilité variable au fond de la rivière, en plus d'un aquifère hétérogène, entraîne une diminution du flux moyen échangé, même si l'on considère que cette couche possède les mêmes propriétés (statistiques) que l'aquifère (Cho, 2012). En effet, la probabilité d'existence d'une grande zone de perméabilité élevée est alors plus faible.

Kollet et Maxwell (2006) établissent, de manière similaire, que la prise en compte d'un aquifère homogène, de perméabilité égale à celle de la moyenne d'un aquifère hétérogène, provoque une sous-estimation de l'infiltration. Fleckenstein et al. (2006) ont, au contraire, montré que les hétérogénéités impactaient peu le flux moyen échangé. Les modèles comportant un milieu hétérogène suggèrent même que le flux de perte du cours d'eau peut parfois être réduit par des effets de reconnections locales, même lorsque le sommet de la nappe alluviale reste sous le cours d'eau.

Krause et al. (2007) suggèrent également que l'observation de flux entrant et sortant sur une même section de sédiment peut s'expliquer par la seule présence d'un milieu hétérogène. Le pourcentage de la surface du cours d'eau responsable de 50 % des échanges hydrauliques varie de 10 à 26 % selon les différents cas étudiés. Il est de 23 % pour le cas du milieu homogène. Cette surface d'échange limitée s'explique par un flux préférentiel aux limites latérales (berges) du cours d'eau. Ainsi, Frei et al. (2009) estiment que 98 % du débit échangé peut provenir de seulement 50 % de la surface d'échange. Vogt et al. (2010) établissent, à l'aide de mesures de flux de chaleur dans les sédiments, que la très forte hétérogénéité des sédiments entraîne de fortes variations locales du flux échangé. Conant (2004) a mesuré les variations de flux le long d'une portion de 70 m d'une rivière. Il a montré que 20 à 24 % de la décharge de l'aquifère avait lieu sur seulement 5 à 7 % de la surface d'échange totale. Sur certaines zones le sens des écoulements était inversé par rapport à ce qui était attendu. En l'absence même de gradients de nappe les hétérogénéités peuvent donc conduire à de l'infiltration d'eau de la rivière vers la nappe en proche périphérie (Environment agency, 2009).

Cho (2012) a étudié de manière stochastique l'effet de la variabilité de la perméabilité sur un flux à travers une digue. Il a montré que le flux moyen échangé diminue lorsque la variabilité de la conductivité hydraulique augmente. Griffiths et Fenton (1993) établissent également que, lorsque la distance d'autocorrélation horizontale de la perméabilité augmente, le flux échangé augmente. Mais, dans le cas de la distance d'autocorrélation verticale, aucune différence significative n'est observée. Ce phénomène est expliqué par la présence d'un flux horizontal significativement plus important que le flux vertical. La possibilité de formation de chenaux d'écoulement horizontaux est donc importante pour faciliter les échanges nappe-rivière.

Rushton (2007) révèle que la présence d'hétérogénéités dans le matériau induit un comportement non-linéaire entre le flux échangé et les variations de hauteurs d'eau au sein de la nappe ou de la rivière. Différents coefficients d'échange doivent alors être utilisés en fonction de la situation hydraulique. Bruen et Osman (2004) estiment que, lorsque la nappe est haute, la prise en compte d'hétérogénéités ne modifie pas radicalement l'estimation des flux échangés entre la nappe et la rivière. En revanche, lorsque la nappe est basse, la prise en compte des hétérogénéités est importante. La prise en considération de champs de perméabilités variables n'est donc pas toujours nécessaire. Ainsi, lors de l'étude de la circulation fluide à travers un barrage vertical cela ne change pas, en moyenne, l'estimation du flux le traversant, par rapport à une simulation où le milieu est

considéré homogène (Revelli et Ridolfi, 2000). Cependant, pour certains scénarios de champs de perméabilité présentant une large variance, le flux estimé peut différer jusqu'à 55 % de la valeur moyenne.

Considérer un champ de perméabilité hétérogène, mais de valeur moyenne constante dans l'espace (comme cela est habituellement le cas), entraîne cependant un biais dans l'étude, car le champ de perméabilité n'est pas réparti de manière aléatoire, du fait de l'histoire de la plaine alluviale. Ainsi, en général, la perméabilité a tendance à diminuer quelque peu lorsque l'on s'éloigne du fleuve : les terrasses alluviales plus anciennes présentent souvent des perméabilités plus faibles que les terrasses plus récentes (Re-Bahuaud, 2012). Cependant il n'est pas forcément possible de connaître la loi de répartition spatiale du champ de perméabilité.

D'autre part, la distribution de la perméabilité du milieu étudié ne suit pas nécessairement une loi log normale comme cela est souvent postulé. Cheng et al. (2011) ont néanmoins montré, sur 18 sites de la rivière Platte (US), que la conductivité verticale des sédiments suit une loi log normale sur tous les sites. Il existe par contre une différence inter-sites.

Les propriétés physiques du système ne se traduisent pas uniquement par la perméabilité. Il a été vu que le coefficient d'emmagasinement joue également un rôle. Toutefois il n'est d'ordinaire pris en compte que lorsque la présence conjointe de zones confinées et de zones non-confinées est supposée. D'une manière générale, peu d'études ont été menées sur le rôle de la variabilité de l'emmagasinement du milieu sur les interactions nappes-rivière. Ce paramètre est en effet moins variable (Freeze, 1975), indépendamment du confinement, et il joue donc un rôle moindre que la perméabilité.

3.1.2 Niveaux d'eau en rivière et leurs variations

La manière dont les niveaux d'eau en rivière varient joue un grand rôle sur l'évolution temporelle des interactions nappe-rivière.

Le type de variation du niveau d'eau en rivière influence les débits moyens échangés entre la nappe et le cours d'eau. Ainsi, Chen et Chen (2003) ont étudié la différence de comportement d'un système aquifère lorsque des pics de crue symétriques et asymétriques étaient considérés. En présence de pics de crue asymétriques (ce qui est d'ordinaire le cas), le taux d'infiltration dans l'aquifère augmente, par rapport à une situation où les pics de crue sont symétriques. En revanche, la quantité moyenne d'eau stockée dans l'aquifère est moindre.

Intrapasong et al. (2009) calculent un flux de perte adimensionnel de la rivière en fonction du paramètre contrôlant à la fois l'amplitude (inversement relié) et l'extension temporelle de l'onde de crue (corrélé). Ils établissent que le flux de perte augmente lorsque ce paramètre augmente.

La propagation des ondes de pression en nappe dépend également en partie de l'amplitude et du contenu fréquentiel de ces dernières. Il a ainsi été observé, au sein d'une plage, que ces fluctuations étaient moins atténuées pour une gamme de fréquence donnée que pour des fréquences plus hautes ou plus basses (Hegge et Masselink, 1991) : la plage agit comme un filtre passe bande. En général, les composantes de hautes fréquences

se propagent vite et sont plus atténuées (Alastal, 2012 ; Sous et al., 2011). Les variations de fortes magnitudes se propagent également mieux (Jakubowski, 2006).

Les fluctuations de niveau d'eau en rivière ont aussi des conséquences sur le niveau moyen de la nappe. Il a ainsi été montré que le niveau moyen de la nappe à grande distance de la mer, en supposant un flux de versant nul, est plus élevé que le niveau moyen de la mer (Li et Jiao, 2003). Ceci s'explique par l'effet des variations de niveau de la mer (vagues, marées,...). Des fluctuations fréquentes du niveau d'un cours d'eau pourraient donc contribuer, de la même manière, à l'augmentation du gradient moyen de la nappe. Il a été montré (Philip, 1973) que le niveau moyen théorique de la nappe à une distance infinie de la source d'oscillation sinusoïdale est égal à :

$$H(\infty, t) = \sqrt{D^2 + \frac{A^2}{2}}$$

Où D est le niveau moyen de la source et A l'amplitude des variations sinusoïdales.

Ce phénomène a été observé expérimentalement par Nielsen (1990). Il s'explique par le fait que la transmissivité de l'aquifère est plus importante en période de hautes-eaux qu'en période de basses-eaux. Par conséquent, pour que le bilan soit équilibré, c'est-à-dire qu'il y ait autant d'eau qui sorte de l'aquifère que d'eau qui rentre, le niveau moyen de la nappe doit être supérieur à celui de la source d'oscillations.

D'autres facteurs doivent également être pris en considération. Ainsi, plus le rapport de l'amplitude des fluctuations sur l'épaisseur de la zone saturée est grand, plus le phénomène est exacerbé (dans une expérimentation 1D, Alastal (2012) a toutefois observé l'effet contraire).

Alastal (2012) évoque également le fait que, dans le cas d'une plage, plus le sable est fin, plus le phénomène est marqué.

Les fluctuations de niveau d'eau en rivière peuvent modifier le gradient moyen de la nappe. Or, Chen et Chen (2003) montrent que l'existence d'un gradient moyen de nappe non nul joue un rôle clé dans l'extension de la zone hyporhéique. La zone de mixtion des eaux est d'autant plus faible que le gradient de nappe (avec le niveau de la nappe supérieur au niveau de la rivière) est important. Celui-ci a également une influence sur le sens et l'intensité des échanges. Il semble que des modifications du niveau de la nappe puissent jouer un plus grand rôle sur la direction, et l'importance, des flux échangés qu'une modification similaire du niveau du cours d'eau (Konrad, 2006). Larkin et Sharp (1992) établissent ainsi, qu'au sein d'une plaine alluviale, la composante d'écoulement parallèle à la rivière peut être majoritaire, indépendamment des fluctuations de niveau du cours d'eau.

Il semble que la différence de niveau d'eau moyen entre la rivière et l'aquifère puisse également jouer un rôle sur la vitesse de propagation et sur l'atténuation des ondes de pression entre la rivière et la nappe (Burt et al., 2002).

La variabilité du niveau d'eau en rivière peut être la principale source de variabilité des niveaux de nappe alluviale (Srivastava et al., 2006). Toutefois d'autres facteurs de variabilité (précipitations, évapotranspiration,...) doivent souvent être pris en considération. Ces facteurs peuvent masquer l'interaction entre eaux de surface et eaux souterraines. Li et al. (2000) montrent en effet que, lorsqu'il existe deux sources de fluctuations différentes, celles-ci peuvent interagir dans l'aquifère. Ils distinguent ainsi plusieurs zones dans l'aquifère en fonction de la réponse observée. Par endroits les effets des différentes sources de variabilité peuvent se compenser. Le niveau

de la nappe reste alors relativement constant, ce qui ne signifie pas que l'influence des sources de fluctuation est nulle.

3.1.3 Zone non-saturée

La présence d'une zone non-saturée à l'interface nappe-rivière joue un rôle à la fois sur les débits échangés à l'interface, mais également sur la propagation des ondes de pression.

La zone non-saturée peut provoquer des non-linéarités du comportement du milieu lors de la propagation des ondes de pression en nappe (Alastal, 2012). Il a néanmoins été montré que des fluctuations sinusoïdales de la pression hydraulique gardent une forme similaire lors de leurs propagations à travers une zone non-saturée (Nielsen et Perrochet, 2000).

Indépendamment de la présence d'une zone non-saturée à l'interface nappe-rivière, la frange capillaire, présente au-dessus du toit de la nappe, explique une partie de l'atténuation observée des ondes de pression en nappe (Cartwright et al., 2004). En présence d'une frange capillaire épaisse, les oscillations se propagent plus vite et sont plus faiblement atténuées. Le rôle de la frange capillaire est d'autant plus important que le sol est fin (Alastal, 2012). L'influence de cette frange capillaire augmente avec la fréquence des oscillations.

L'influence de la présence d'une zone non-saturée à l'interface nappe-rivière sur les flux échangés à l'interface est connue depuis longtemps. Lorsque le cours d'eau est totalement déconnecté de la nappe le débit de perte du cours d'eau ne dépend plus que de la hauteur d'eau en rivière et est indépendant de la hauteur de la nappe.

En général, pour qu'une zone non-saturée existe la présence d'un colmatage du fond du cours d'eau doit être invoquée. Les principaux critères permettant de déterminer s'il existe ou non une déconnexion partielle entre la nappe et la rivière sont alors (Brunner et al., 2009):

- le rapport de la conductivité hydraulique de la couche de colmatage sur la conductivité hydraulique de l'aquifère ;
- le rapport de l'épaisseur de la couche colmatante sur la hauteur d'eau dans la rivière.

Toutefois, Wang et al. (2011) montrent sur une expérience en laboratoire que, lorsque l'on augmente un prélèvement à proximité du cours d'eau, la connexion entre la nappe et la rivière passe d'une situation dite linéaire, à une situation non-linéaire, puis à la déconnexion, sans qu'il soit nécessaire d'introduire une couche colmatante au fond du cours d'eau.

En cas de déconnexion, il existe alors 3 zones hydrologiques différentes (Wang et al., 2011). On trouve, en descendant, et lorsque l'on part de la rivière : une zone saturée sous le cours d'eau, une zone non-saturée et enfin la nappe phréatique. L'épaisseur de la première zone saturée est corrélée à la hauteur d'eau en rivière. Cette zone saturée, située immédiatement sous la rivière, existe toujours. Selon la géométrie du système (rivière – aquifère), une partie du fond de la rivière peut être déconnectée tandis qu'une autre est encore complètement saturée (Brunner et al., 2009). Lorsque la déconnexion est possible, celle-ci a d'abord lieu aux extrémités latérales du système (lac ou rivière). Frei et al. (2009) montrent que dans des aquifères très hétérogènes, où la rivière est perchée par rapport à la nappe principale, des nappes perchées peuvent se former sous la rivière. Ces nappes intermédiaires réduisent considérablement les flux échangés entre le cours d'eau et la nappe sous-

jacente. Dans certains cas ces nappes perchées peuvent même réalimenter le cours d'eau (Niswonger et Fogg, 2008).

La plupart des cas d'études considèrent soit un milieu saturé soit un milieu où la saturation est résiduelle. Or, Brunner et al. (2009) et Fox et Durnford (2003) montrent qu'il est important de considérer le cas où la rivière et la nappe ne sont ni déconnectés totalement ni totalement connectés, ce qui arrive fréquemment.

3.1.4 Autres paramètres

Les autres principaux paramètres qui peuvent avoir un impact sur les interactions nappe-rivière, ou sur l'étude de ces interactions, sont : l'échelle de la zone d'étude, la géométrie du système étudié et le nombre de dimensions de l'espace prise en compte, ou encore la température.

Les interactions nappe-rivière peuvent en effet être étudiées à différentes échelles : le bassin versant (Saleh, 2010), la plaine alluviale (Paran et al., 2008), la rivière (Werner et al., 2006), la berge (Lautz et Siegel, 2006), ou même à l'échelle d'un objet de l'interface (Cardenas et Wilson, 2007). Des liens ont pu être faits entre une échelle régionale et une échelle plus locale (Rushton, 2007).

La géométrie considérée du modèle peut jouer un rôle sur les interactions nappe-rivière. Stonedahl et al. (2010) montrent que la topographie, dans son ensemble, contrôle les flux hyporhéiques. De très nombreux paramètres géométriques ont été pris en compte dans les études passées.

Ainsi, la présence d'une pente non verticale à l'interface nappe-mer conduit à un niveau moyen de la nappe supérieur à celui observé dans le cas d'une pente verticale (Li et al., 2000 ; Doble et al., 2012). Toujours pour un aquifère côtier, la forme des vagues qui se propagent en nappe dépend de la pente de la plage (Cartwright, 2004). Dans le cas de berges inclinées, la pente de montée des eaux en nappe est plus forte que la pente de décroissance de celles-ci, ce qui est dû au fait que la plage se remplit plus facilement qu'elle ne se draine. Les terriers de crabe présent dans les plages peuvent contribuer à accroître ce phénomène (Carol et al., 2011). En présence d'une berge inclinée, la propagation des ondes de pressions peut s'expliquer à l'aide de plusieurs phénomènes : une propagation latérale et un apport d'eau vertical. Les fluctuations ne décroissent donc pas nécessairement avec l'augmentation de la distance par rapport à la mer (Sous et al., 2011).

Asadi-Aghbolaghi et al. (2012) reprennent le cas de Li et Jiao (2003) en introduisant également une pente pour l'aquifère. Ils montrent que l'amplitude des fluctuations perçues dans l'aquifère décroît lorsque la pente augmente. Le temps de retard est maximal pour un angle nul, lorsque la perméabilité du substratum de l'aquifère (aquitard) est nulle, et maximal pour un angle de -5° , lorsque la perméabilité de l'aquitard est importante.

Lautz et Siegel (2006) étudient l'impact que peuvent exercer des barrages naturels (arbres tombés, débris,...) sur les échanges nappe-rivière. Ces barrages contribuent à un accroissement local des flux hyporhéiques et à une augmentation de la taille verticale de la zone hyporhéique (Craig, 2005). Les alternances de seuils et de mouilles influencent donc fortement les échanges. L'eau s'infiltre en général à l'amont pour s'écouler à l'aval.

Xia et al. (2007) ont montré, dans le cas d'un aquifère côtier confiné, que la longueur de recouvrement de l'aquifère sous la mer joue un rôle sur la propagation des ondes de marée en nappe. Il existe toutefois une longueur critique à partir de laquelle l'influence de la longueur disparaît. Li et Jiao (2003) s'intéressent également

au cas d'un aquifère multicouche côtier, où une nappe libre surmonte une nappe captive. Ils établissent que, lorsque la marée haute arrive, de l'eau de mer s'infiltré dans la nappe libre. Puis, quand la marée descend, une partie de cette eau infiltrée retourne à la mer via la partie libre (à cause d'un niveau moyen de la nappe supérieur à celui de la mer) tandis qu'une autre partie, non négligeable, retourne à la mer par le biais de la nappe captive.

La largeur de la rivière peut s'avérer être un paramètre clé lors du calcul du débit échangé, surtout lorsqu'il existe une zone fortement perméable sous la rivière et que l'eau s'infiltré dans la nappe (Rushton, 2007).

Enfin, Cardenas ((a)2008) étudie l'impact des méandres et de leurs sinuosités sur les échanges nappe/rievière. Pour un même tronçon de la rivière, plus la longueur du méandre augmente, plus le débit d'échange avec la zone hyporhéique augmente (Boano et al., 2006).

Les interactions nappe-rievière peuvent être étudiées en 2D ou en 3D. Un modèle en 2D vertical ne permet pas de représenter le flux parallèle à la rivière qui, dans certains cas, peut être prédominant. Larkin et Sharp (1992) montrent qu'une étude géomorphologique permet de se rendre compte si ce flux parallèle est dominant ou non. Il est notamment prédominant lorsque la pente du cours d'eau est forte, la sinuosité faible et la profondeur de la rivière, par rapport à l'épaisseur de la plaine alluviale, faible. Konrad (2006) détermine que plus de 50 % de la recharge de cours d'eau tribulaire à la rivière Columbia (US) s'opère sur moins de 30 % du parcours. La prise en compte d'un modèle 2D vertical ne permet alors pas de s'en rendre compte. Un modèle 2D horizontal pose au contraire des problèmes de visualisation des flux sous le cours d'eau.

La température du milieu joue aussi un rôle. Ainsi, la conductivité hydraulique du milieu augmente avec la température car la viscosité de l'eau diminue. La conductivité hydraulique d'un système à 25°C est égale au double de celle observée à 0°C (Jakubowski, 2006). Une augmentation du débit échangé entre la nappe et la rivière allant jusqu'à 35 % a été constaté sur des torrents alpins, entre le matin et le soir, à cause de la variation thermique du cours d'eau (Constantz et al., 1994). Lorsque le cours d'eau est perché par rapport à la nappe, et qu'une zone non-saturée se développe entre les deux, le flux échangé est plus sensible aux variations de température que dans le cas où le milieu est saturé (Constantz, 2008). La corrélation n'est cependant pas toujours évidente entre la température et le flux (Craig, 2005).

La température pourrait également exercer un effet sur la propagation des ondes de pression. Slooten et al. (2010) étudient l'effet d'une différence de densité (qui peut notamment être reliée à la température) sur la propagation d'onde de marée en nappe. Il apparaît toutefois que cette différence de densité n'exerce qu'un effet très limité sur la propagation des vagues de pression. Cette différence de densité peut néanmoins avoir un impact non négligeable sur les flux échangés entre eau de surface et eau souterraine (Hinzman et al., 2000).

Les paramètres qu'il est possible d'étudier sont très nombreux. Ce travail de recherche bibliographique ne se veut pas exhaustif. On pourrait toutefois citer encore le régime d'écoulement comme un paramètre clé. Il apparaît en effet que le régime turbulent observé en rivière a un impact sur les débits échangés à l'interface nappe-rievière (Cardenas et Wilson, 2007). Le régime d'écoulement en nappe peut également être considéré comme turbulent dans certains cas (Mostopoulos et al., 2009).

3.1.5 Bilan : principaux paramètres de contrôle des relations nappe-rivière

Les propriétés physiques de l'aquifère (perméabilité et emmagasinement) jouent un rôle important dans les interactions nappe-rivière et ont donc souvent été étudiées. Il a été montré qu'une couche de sédiments colmatés au fond des cours d'eau doit généralement être prise en compte. La perméabilité de cette couche peut varier avec le temps. Celle-ci est souvent très hétérogène, ce qui est aussi le cas pour l'aquifère. Les flux échangés entre la nappe et le cours d'eau ont notamment été étudiés en présence de champs de perméabilités aléatoires et spatialement corrélés. Toutefois l'effet de cette variabilité de la perméabilité sur la propagation des ondes de pression, depuis le cours d'eau vers la nappe, a moins été étudié.

Le niveau du cours d'eau contrôle fortement les relations nappe-rivière. Les critères à prendre en compte sont notamment l'amplitude des fluctuations ainsi que le contenu fréquentiel du signal de variation du niveau d'eau. L'amplitude des fluctuations est susceptible de contrôler partiellement le niveau de la nappe, même à grande distance du cours d'eau.

En présence d'une zone non-saturée sous le cours d'eau, celle-ci doit être prise en compte. Cette zone est généralement mal modélisée car le milieu est considéré comme étant soit totalement saturé, soit à la saturation résiduelle. Or, la situation est souvent intermédiaire.

Beaucoup d'autres paramètres interviennent, comme la géométrie du système, l'échelle de l'étude ou encore la température de l'eau. L'effet de variations de température de l'eau de surface sur les échanges nappe-rivière est peu étudié, bien que connu de longue date.

3.2 Principales variables permettant de caractériser les relations nappe-rivière

Il s'agit de rappeler les principaux résultats qui ont pu être établis lors de l'étude des variables utilisées pour caractériser les relations nappe-rivière. Ces variables sont : le flux (sens et intensité des échanges), les chemins particuliers et la propagation des ondes de pression en nappe.

3.2.1 Flux échangés entre la nappe et la rivière et chemins particuliers

L'estimation des flux échangés entre la nappe et le cours d'eau est primordiale. En effet, cette connaissance est nécessaire, tant du point de vue quantitatif (quantité d'eau apportée d'un milieu à l'autre) que qualitatif (transfert de pollution entre les deux milieux). La connaissance des chemins particuliers est également importante. Ces chemins définissent en effet la zone de la nappe dans laquelle l'eau de la rivière se mélange avec

l'eau de la nappe (zone hyporhéique). Cette zone est sensible à toute modification de la qualité des eaux de surface.

L'alternance des sens d'échange entre nappes et rivières est une caractéristique fréquemment rencontrée dans les rivières Européennes de plaine (Krause et al., 2007). Il n'est donc pas suffisant de calculer les flux échangés annuels moyens. Il est également nécessaire d'étudier ce qui se passe lors des périodes de hautes et de basses eaux. L'étude du régime transitoire est essentielle. Squillace (1996) montre, dans le cas de la rivière Cedar, que suite à une crue de 2 m, l'eau stockée provoque une augmentation ultérieure du flux du cours d'eau de l'ordre d'un facteur 5 par rapport à la situation observée en régime permanent. Derx et al. (2010) estiment que des fluctuations du niveau d'eau du Danube sur une période temporelle faible (6-48 h) peuvent causer des variations du flux échangé allant de 35 l/s, dans un sens, à 82 l/s dans l'autre sens, pour une même section du fleuve. Le débit d'infiltration maximal, de l'eau de rivière en nappe, a généralement lieu avant le pic de crue en rivière (Chen et Chen, 2003). L'inversion du sens de l'échange a ensuite lieu lors du pic de crue.

Les variations temporelles des flux échangés peuvent toutefois rester faibles en comparaison des variations spatiales (Craig, 2005). Les flux à l'interface nappe-rivière sont plus importants, bien que plus variables, au voisinage des berges du cours d'eau qu'au milieu de celui-ci (Storey et al., 2003). La zone hyporhéique est par conséquent souvent plus développée près des berges qu'au milieu du cours d'eau (Gerecht et al., 2011). Dans certaines situations, comme lorsque des prélèvements d'eau importants ont lieu au voisinage du cours d'eau, le flux vertical sous la rivière peut néanmoins être important (Wang et al., 2011).

Lorsqu'une inondation a lieu, une infiltration d'eau peut s'effectuer à distance du cours d'eau principal. Doble et al. (2012) estiment à 3,5 ans le temps qui peut alors être nécessaire à 50 % du volume infiltré pour retourner à la rivière, dans le cas d'un cours d'eau Australien. Squillace (1996) indique que l'eau qui s'est infiltrée dans la nappe lors d'un épisode de crue de la rivière Cedar (Etats-Unis) met environ 5 semaines à retourner dans la rivière. Cardenas et al. ((b) 2008) établissent, pour un cas particulier de structure sédimentaire, que le temps de résidence dans cette zone hyporhéique suit une loi de type puissance.

Les fluctuations du niveau d'eau de la rivière ont une grande influence sur les mouvements de la masse d'eau sous-jacente et à proximité (Peterson et Connely, 2004). Peterson et Connely (2001) modélisent le trajet de particules fluides, à l'interface nappe-rivière, lors de différentes périodes temporelles. Lors de la période de hautes-eaux de la rivière Columbia (Etats-Unis), de mai à juin, les particules issues du cours d'eau peuvent se propager jusqu'à 23 mètres de la rivière avant de revenir vers cette dernière lorsque le gradient de nappe s'inverse.

En régime permanent les lignes de courant sont presque horizontales et ne se redressent qu'à proximité immédiate du cours d'eau. Inversement, une simulation en régime transitoire montre que le gradient de nappe peut être significativement plus important lors des crues.

Chen et Chen (2003) modélisent l'effet de différents types de crues sur les chemins parcourus par différentes particules fluides qui se trouvent à l'interface nappe-rivière au temps initial. Il apparaît que la vitesse d'infiltration de l'eau de rivière vers la nappe est beaucoup plus importante que la vitesse de retour de cette même eau vers la rivière. Il existe également une différence entre le temps à partir duquel les particules les plus proches de la rivière rebroussement chemin et le temps auquel les particules ayant parcouru le plus de distance, depuis la rivière, rebroussement également chemin. Ces dernières font demi-tour plus tard.

Il a été montré que, dans le cas du Walnut creek (Etats-Unis), la distance de propagation des particules fluides issues de la rivière ne dépasse pas 1,6 m lors du principal épisode de crue de la période étudiée (Schilling, 2006). Il s'agit d'une situation où le gradient moyen de la nappe est très important au voisinage de la rivière (avec le niveau d'eau en nappe supérieure à celui de la rivière), ce qui explique la faible propagation latérale. L'onde de pression ne se propage pas beaucoup plus loin en nappe. Elle est observée jusqu'à une distance de 6,7 m du cours d'eau (Schilling et al., 2004). Sawyer et al. (2009) s'intéressent au cas de la rivière Colorado dont le niveau est régulé selon un cycle journalier par l'activité de barrages. Ils mettent en évidence le fait que les oscillations de niveaux piézométriques se propagent d'une trentaine de mètres en nappe, tandis que les résultats de modélisation indiquent que les particules fluides se répandent jusqu'à une distance comprise entre 0,4 m et 5 m de la rivière. Des analyses géochimiques indiquent toutefois que l'eau issue de la rivière peut se propager plus loin, celle-ci représentant environ 25 % de l'eau présente à 5 m du fleuve. Mais, il n'existe pas nécessairement de rapport évident entre la distance de propagation de l'onde de pression et celle des particules fluides. Ainsi Lewandowski et al. (2009) remarquent que les ondes de pression issues de la rivière Spree se propagent à grandes distances en nappe alluviale tandis que la distance de propagation des particules issues de la rivière ne dépasse pas 4 m lors des grands épisodes de crue.

Dans certains cas, des liens ont toutefois pu être fait entre la vitesse de propagation des ondes de pression en nappe et la vitesse de propagation des particules fluides. Derx et al. (2010) estiment, lors d'un pic de crue du Danube, la vitesse d'écoulement de l'eau de la rivière vers la nappe à environ 1 à 13 m/j tandis que l'onde de pression se propage à une vitesse d'environ 640 m/j. Il existe un facteur 100 en moyenne entre les deux vitesses. Lewandowski et al. (2009) calculent une vitesse de propagation de l'onde de pression issue de la rivière Spree qui est d'environ 1550 m/j mais estiment la vitesse particulaire comme étant mille fois moindre. Wett et al. (2002) calculent pour le cas de la rivière Enns (Autriche) que la vitesse de propagation de l'onde de pression dans l'aquifère est de l'ordre de 55 m/j tandis que la vitesse particulaire est d'environ 14 m/j.

3.2.2 Temps de transfert et atténuation des ondes de pressions depuis la rivière vers la nappe

La mesure des niveaux d'eau en nappe est souvent réalisée à des fins réglementaires (Seguin et al., 2009) dans le but de prendre des mesures (arrêt ou diminution des prélèvements en nappe) lorsque le niveau de la nappe descend en dessous de seuils critiques (ce qui peut par exemple avoir une influence sur la végétation). Des inondations par remontée des niveaux de nappe peuvent également se produire (Mardhel et al., 2007). Les oscillations de niveau de la nappe peuvent entraîner le mélange des eaux, ce qui peut avoir un impact sur la qualité de celles-ci en présence d'une nappe stratifiée (Xin et al., 2010). Et la compréhension des fluctuations du niveau de la nappe est également utile pour estimer le gradient hydraulique moyen qui est le moteur des échanges nappe-rivière (Serfes, 1991).

La caractérisation de la variabilité des niveaux d'eau est donc importante. Or, la fluctuation des niveaux de nappe, en contexte alluvial, peut souvent être reliée à celle des niveaux d'eau en rivière (Derx et al., 2010). Les principales grandeurs qui relient la variation des niveaux d'eau, en rivière et en nappe, sont le temps de transfert et l'atténuation.

Le temps de transfert des ondes de pression, du cours d'eau vers la nappe, augmente généralement linéairement avec la distance au signal source, tandis que l'atténuation suit une relation exponentielle (Cartwright et al., 2004 ; Jakubowski, 2006). Le temps de transfert de l'onde de pression est hautement variable. Il dépend des caractéristiques du milieu (diffusivité et hétérogénéité de l'aquifère), mais également des caractéristiques de l'onde de crue observée dans le cours d'eau. Le temps de transfert diminue lorsque la diffusivité augmente. Il décroît également avec la périodicité (Annexe : lexique) du signal source.

Fakir et Razack (2003) montrent que le temps de retard de la réponse d'un aquifère côtier à l'effet de marée augmente lorsque l'épaisseur de la couverture argileuse de l'aquifère diminue, c'est-à-dire quand l'aquifère est moins confiné. Le temps de retard n'augmente donc pas nécessairement, de manière monotone, avec la distance à la mer.

D'une manière générale, l'atténuation augmente lorsque la périodicité du signal source diminue. Alastal (2012) étudie expérimentalement l'atténuation d'une onde de pression sinusoïdale lors de sa propagation à travers une colonne verticale de sable. Il modélise également le phénomène à l'aide d'un code numérique (BIGFLOW) qui résout les équations de Richards. Il montre que l'atténuation est plus importante pour les faibles fréquences (mais la relation est non-linéaire). Ce phénomène est retrouvé par Cartwright (2008) qui montre, en considérant simplement l'équation simplifiée de Boussinesq, qu'il est possible de modéliser la diminution du gain du signal, dans le milieu poreux, lorsque la fréquence du signal d'entrée augmente. Gerecht et al. (2011) mettent en évidence un phénomène d'hystérésis de la réponse de la charge hydraulique de la nappe aux fluctuations du cours d'eau, dans le cas de la proche périphérie.

3.2.3 Bilan : principales variables permettant de caractériser les relations nappe-rivière

Contrairement aux paramètres contrôlant les relations nappe-rivière qui sont très nombreux, les variables qui permettent de caractériser ces relations sont peu nombreuses. Trois variables seulement sont généralement distinguées : le flux échangé, la distance de propagation des particules fluides issues du cours d'eau vers la nappe (zone hyporhéique) et plus généralement les chemins particuliers, et la variabilité des niveaux de nappe induite par les fluctuations du cours d'eau.

Les deux premières variables sont celles qui sont le plus fréquemment étudiées. L'étude de la relation entre niveau d'eau en rivière et en nappe n'est souvent réalisée qu'indirectement, par exemple au sein de modélisations conduites afin d'estimer les débits échangés. D'autre part, peu d'études essaient de tisser des liens entre les différentes variables.

4 Objectifs généraux du travail de thèse

Ce travail de recherche vise plusieurs objectifs complémentaires :

- il doit satisfaire, et répondre en partie, à des problématiques opérationnelles qui se posent sur le secteur d'étude ;
- il doit également permettre d'apporter des éléments de réponse à des questionnements scientifiques.

4.1 Objectifs scientifiques

Comme il a été vu précédemment, de nombreux paramètres, dits sources, peuvent influencer les relations nappe-rivière : perméabilité du fond du cours d'eau (colmatage) et de la nappe, géométrie du système,... Ces paramètres « sources » conditionnent d'autres variables que l'on cherche généralement à estimer, comme les débits échangés entre la nappe et la rivière. Dans le cadre de ce travail de recherche, l'objectif n'est pas d'étudier en détails l'effet de tous les paramètres qui peuvent influencer les interactions nappe-rivière, mais, plutôt, de se concentrer sur le lien entre quelques paramètres (parmi les plus importants) et le degré d'interaction nappe-rivière (défini par plusieurs variables).

Les principaux paramètres auxquels nous nous intéressons sont :

- La conductivité hydraulique de l'aquifère et des sédiments du fond des cours d'eau ;
- Les variations de niveau d'eau en rivière ;
- La présence ou l'absence d'une zone non-saturée sous le cours d'eau.

L'analyse des études réalisées jusqu'à présent montre que les propriétés physiques de l'aquifère, et du fond du lit des cours d'eau, jouent un rôle majeur sur les interactions nappe-rivière. Il s'agira notamment de déterminer si une zone de faible perméabilité existe au fond des cours d'eau, si ses propriétés sont variables dans le temps et l'espace et si cela a un effet observable sur la nappe alluviale.

De nombreuses études se sont intéressées à mieux comprendre le rôle des hétérogénéités physiques de l'aquifère sur les débits échangés. En revanche, l'influence de la nature des fluctuations temporelles des niveaux d'eau en rivière a moins été étudiée. La possibilité d'existence de zones non-saturées sous les cours d'eau n'est pas non plus fréquemment prise en compte. Or, les fluctuations temporelles du niveau du Rhône sont en parties contrôlées par l'homme, tandis que des zones non-saturées peuvent apparaître à la suite de prélèvements en nappe. C'est pourquoi ces deux paramètres ont été choisis.

Afin de caractériser le degré d'interaction nappe-rivière, différentes variables ont également été retenues. Il s'agit :

- Des flux échangés entre les cours d'eau et la nappe et de leurs variations spatiales et temporelles ;

- Des chemins suivis par les particules au voisinage des cours d'eau (notamment les particules infiltrées dans la nappe depuis les rivières) ;
- De la réponse de la nappe à des variations de niveaux des cours d'eau (caractérisée notamment en termes de vitesse de propagation et d'atténuation des ondes de pression).

Ces différentes variables ont déjà fait l'objet d'études par le passé, surtout la première. Toutefois, peu d'études se sont intéressées aux liens qui peuvent exister entre ces variables. Seuls quelques travaux comparent la distance de propagation en nappe des particules fluides issues du cours d'eau avec la distance de propagation des ondes de pression. La comparaison entre ces variables est donc l'un des objectifs du présent travail.

D'autre part, l'étude de certaines variables (temps de transfert et atténuation des ondes de pression en nappe) a principalement été effectuée de manière marginale, le but étant d'estimer les propriétés hydrauliques de l'aquifère. Or, la connaissance de la réponse de la nappe aux fluctuations de niveau du cours d'eau est déjà intéressante. Elle peut notamment permettre de prévoir les risques d'inondations par remontée du niveau de nappe, ou d'anticiper une baisse critique du niveau de la nappe. C'est pourquoi, il est nécessaire de mieux caractériser la réponse de la nappe aux fluctuations de niveau du fleuve Rhône.

Enfin, les propriétés physiques de l'hydrosystème ne sont connues qu'imparfaitement. Il est donc intéressant d'estimer ces paramètres à l'aide de différents types de méthodes, afin de diminuer l'incertitude sur le fonctionnement de l'hydrosystème. Un des buts de l'étude est donc de comparer des résultats obtenus à l'aide de méthodes qui sont relativement éloignées les unes des autres. Le travail de comparaison entre ces différentes méthodes de caractérisation des échanges permettrait également de mieux définir leurs limites d'utilisations.

4.2 Objectifs opérationnels

Dans le cadre de la ZABR, et du projet « Eau Sout », une équipe de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne a travaillé en collaboration avec des biologistes de l'université Lyon I sur la thématique des relations nappe-rivière. Une méthode géomatique a été développée dans le but d'estimer le sens et l'intensité des débits échangés en se basant sur l'analyse des cartes piézométriques existantes (Graillot et al., 2008). Cette méthode présente l'avantage d'être assez peu gourmande en données par rapport à une modélisation numérique classique. Elle est également assez facilement reproductible d'un secteur d'étude à un autre, ce qui la rend intéressante dans une perspective de gestion de la ressource en eau. L'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée et Corse et l'Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques (ONEMA) prévoient la publication d'un guide méthodologique permettant l'utilisation de cette méthode lors d'études ultérieures par des acteurs de l'eau (Graillot et al., 2012). Néanmoins des questions se sont posées en ce qui concerne la pertinence des résultats établis. Cette technique est fortement dépendante de la qualité des cartes piézométriques disponibles et elle est seulement valable sous réserve que le régime permanent soit bien établi. Or, les hauteurs d'eau au sein de la rivière et dans la nappe alluviale varient dans le temps. Et, si la période temporelle moyenne entre deux perturbations est inférieure au temps de relaxation du système, le régime permanent ne pourra jamais être vraiment établi.

Les paramètres biologiques et chimiques, également utilisés dans le cadre des études des relations nappe-rivière sur le Rhône, intègrent une part d'information sur la variabilité des débits échangés. Toutefois, là aussi, et notamment dans le cas des invertébrés souterrains, un échantillonnage peut être influencé par une inversion récente du sens des échanges. D'autre part, ces indicateurs biologiques ne donnent pas directement accès à la quantification des débits échangés, entre la nappe et la rivière, ni n'expliquent la variation des hauteurs piézométriques en fonction de celles qui sont observées dans le cours d'eau.

Par rapport aux différentes approches employées dans le cadre du projet « Eau Sout » des questions se sont alors posées sur l'importance de la prise en compte du régime transitoire. Quel est l'impact des fluctuations de niveau de l'un des milieux sur l'autre ? D'une manière générale, il est important de déterminer la viabilité de la méthode géomatique jusqu'à présent utilisée. Cette méthode nécessite une comparaison avec d'autres techniques, dans le but de la valider et, ou, d'en déterminer les limites. La méthode a en effet pour vocation d'être utilisée dans une perspective de gestion de la ressource en eau des plaines alluviales.

Le site d'étude est un site à forts enjeux. Une meilleure connaissance du fonctionnement hydraulique du site est donc primordiale dans une optique de gestion locale de la nappe alluviale. Ainsi, il est nécessaire de déterminer les principaux facteurs qui jouent un rôle sur les variations de niveau piézométrique de la nappe alluviale (prélèvements, pluviométrie,...). Une fois les principaux facteurs identifiés, et leurs importances relatives estimées, une meilleure gestion de ces derniers est envisageable. Ce travail de thèse s'intéresse principalement aux relations nappe-rivière mais il s'agit de déterminer si d'autres facteurs ne peuvent pas influencer ces relations.

Dans l'optique de l'implantation de points de suivi et de contrôle des niveaux de la nappe il est important de pouvoir définir des zones de comportement homogène au sein de l'aquifère. Un point de mesure situé au sein de ces zones permettrait en effet de caractériser le comportement de l'ensemble de la zone associée. Le risque serait, sinon, de choisir un point de suivi non représentatif du comportement global de la nappe.

Au sein des zones de comportement homogène identifiées il s'agit également d'établir et de cartographier les principales zones d'interaction nappe-rivière. La question qui se pose est notamment de savoir jusqu'à quel point la piézométrie de la nappe est affectée par les fluctuations transitoire de niveau des cours d'eau. Il est donc intéressant de mieux caractériser l'influence des variations de hauteur d'eau du Rhône, notamment par la production de cartes facilement lisibles.

Une fois caractérisées les relations entre les variations de hauteur d'eau en nappe et en rivière, l'un des enjeux essentiel de la thèse est de parvenir à mieux quantifier et surtout à déterminer le sens des échanges entre la nappe phréatique et le cours d'eau. L'intérêt opérationnel est double. La connaissance du sens et de l'intensité des échanges permettrait un suivi temporel des évolutions des volumes d'eau au sein des diverses entités. Le suivi éventuel de transfert de pollution au sein de la nappe et la gestion des prélèvements en seraient également facilités.

L'étude additionnelle de paramètres comme la température et la conductivité électrique de l'eau est intéressante par rapport aux préoccupations de certains acteurs. Ainsi le groupe industriel OSIRIS s'interroge sur l'accroissement de la température dans ses captages, ce qui a des répercussions sur l'efficacité du système de refroidissement des processus industriels. Il s'agit donc d'établir de quelle manière les interactions nappe-rivière permettent d'influencer l'évolution de ces paramètres dans la nappe.

5 Description de la zone d'étude

Afin de décrire les caractéristiques de la zone d'étude, les contextes géographiques, géologiques et hydrogéologiques sont présentés.

5.1 Contextes géographique, climatique, hydrologique

Dans cette section, la géographie de la zone d'étude est précisée. Le régime hydrologique des cours d'eau est décrit. Enfin, le climat et l'apport des précipitations à la nappe alluviale sont étudiés.

5.1.1 Géographie

La zone d'étude dans son ensemble s'étend de Condrieu au Nord à Andancette au Sud. Elle comprend le Rhône et sa nappe alluviale. Elle mesure environ 27 km de long, selon un axe Nord-Sud, pour 2 à 5 km de largeur, soit une surface globale d'environ 120 km² (Figure 2).

Sur cette zone, la plaine alluviale en rive gauche du Rhône constitue une unité homogène. Les alluvions cèdent localement leur place, au Nord et au Sud, à d'autres entités géologiques. A l'Ouest, les monts du Pilat bordent la plaine alluviale tandis qu'à l'Est les alluvions récentes cèdent la place à des complexes fluvio-glaciaires plus anciens. Une sur-largeur a été considérée au niveau de la plaine de Bièvre-Valloire afin de pouvoir considérer les données disponibles sur cette plaine. L'altitude varie peu sur la zone d'étude. Elle est comprise entre 130 et 180 m. Mais les reliefs sont plus importants à l'Est et à surtout à l'Ouest où les monts du Pilat culminent à 1432 m au Crêt de la Perdrix.

De nombreuses industries se sont installées sur la plaine, profitant du réseau de transport très dense (chemin de fer, fleuve et routes). Elles sont principalement implantées en rive gauche du Rhône, entre les Roches-Condrieu et Saint-Rambert d'Albon. La plaine est relativement urbanisée et les villes croissent fortement. L'augmentation de la population dépasse 1% par an. Les principales agglomérations sur la zone sont Péage-de-Roussillon (6600 habitants en 2007), Saint-Maurice l'Exil (5500 habitants en 2007), Saint-Rambert d'Albon (5200 habitants en 2007), les Roches-Condrieu et Anneyron (3700 habitants en 2007). L'agriculture reste toutefois l'occupation du sol prédominante sur certaines zones, notamment au Sud, sur la plaine de Bièvre-Valloire.

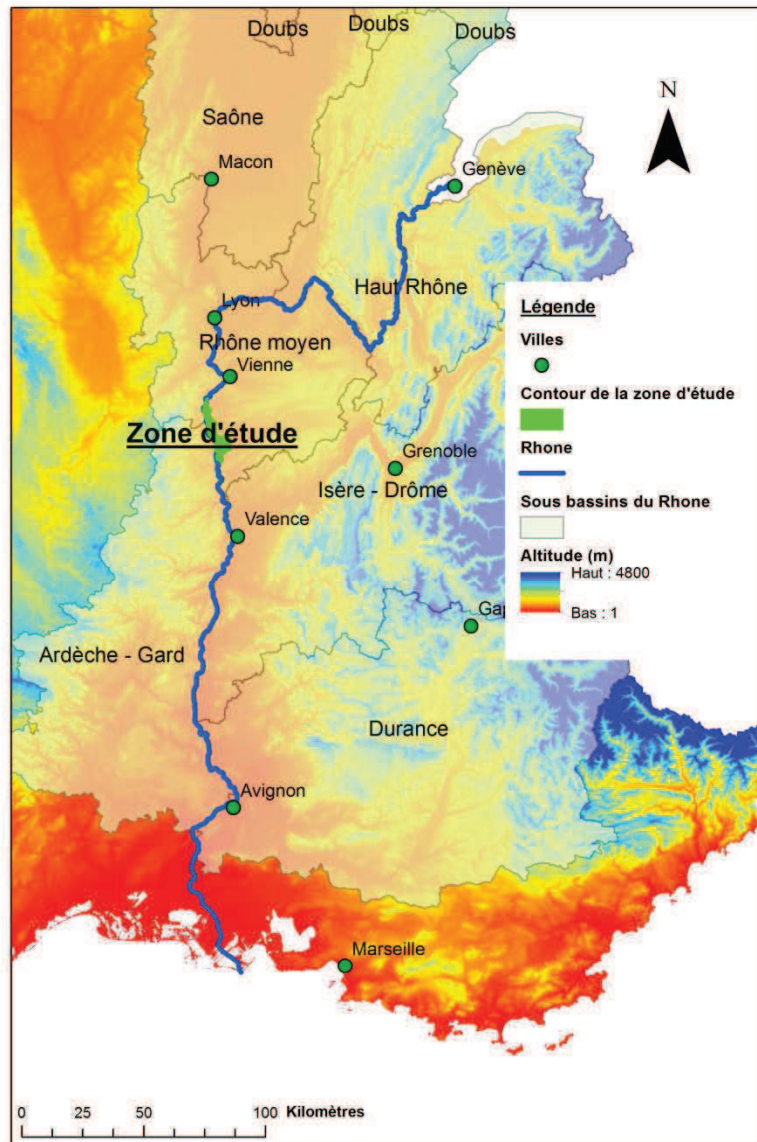


Figure 2: Zone d'étude – Localisation à l'échelle du bassin versant du Rhône.

5.1.2 Hydrologie

Différents types de cours d'eau sont présents au sein de la zone d'étude : le Rhône, les canaux de drainages (contre-canaux), les lônes (ou bras secondaires du Rhône) et, enfin, les affluents du Rhône. Ces cours d'eau diffèrent, tant par leurs natures que par leurs modes de fonctionnement.

5.1.2.a Le Rhône

Le Rhône prend sa source en Suisse avant de couler en France, après l'exutoire du lac Léman. De par son bassin versant montagneux, son débit spécifique est relativement élevé (17,6 l/s/km²) par rapport à sa longueur totale (810 km) (Bravard et al., 2008).

Le module annuel du débit du Rhône à l'extrémité amont de la zone d'étude est de 1030 m³/s et l'étiage quinquennal est de 370 m³/s. Les crues biennales, décennales et centennales sont respectivement de : 3200, 4500 et 5970 m³/s.

Le Rhône a un régime hydraulique complexe : glaciaire, nival et pluvial. A hauteur de la zone d'étude il possède une composante nivo-glaciaire venant des Alpes (hautes-eaux au printemps) et une composante plus océanique en provenance de la Saône et de l'Ain (hautes-eaux en hiver). Le soutien glaciaire évite des étiages trop marqués (Bravard et al., 2008). Les étiages apparaissent généralement en fin d'été et à l'automne. Tandis que les crues les plus marquées se produisent habituellement de décembre à Avril. La variabilité mensuelle du régime du Rhône entre Lyon et Valence reste faible comparativement à ce qui est observé au Lac Léman ou en Camargue (amplitude variant de 80% à 115 % par rapport au module annuel). Les crues du Rhône restent possibles à toutes les saisons.

Sur la zone étudiée, le Rhône est séparé ponctuellement en deux bras par les aménagements hydrauliques de la Compagnie Nationale du Rhône qui ont été mis en service en 1979 (Figure 3 ; Bravard et al., 2008). Au total ce sont une vingtaine d'ouvrages de ce type qui ont été construits sur le Rhône Français dans les années 1950-1980.



Figure 3: Schéma de la zone d'étude - Principales entités hydrauliques.

Le débit principal du Rhône passe dans le canal de dérivation situé à l'Est (Figure 3). Un niveau d'eau élevé est maintenu dans ce canal grâce aux barrages de Saint-Pierre de Boeuf (à l'amont du Vieux-Rhône) et de Péage-de-Roussillon (à l'aval du canal de dérivation). Une chute de 15,3 m est exploitée au barrage de Péage-de-Roussillon. Le tirant d'eau du canal d'aménagé est de l'ordre de 11 m.

Le canal de dérivation est perché par rapport au reste de la plaine (Annexe : Figure 134). Il mesure près de 9 km de long. Afin d'éviter une inondation de la plaine, la CNR a réalisé un ensemble de contre-canaux parallèles au canal. Ces contre-canaux servent à drainer la nappe phréatique et les eaux de fuite du canal. Ils sont présents en rive droite ainsi que sur la partie amont de la rive gauche du canal. Le canal de fuite, situé à l'aval du barrage de Péage-de-Roussillon, mesure seulement 1,7 km. Il n'est bordé par aucun contre-canal.

La CNR maintient en général un débit faible dans le bras Ouest qui correspond à l'ancien cours du Fleuve, c'est à dire au Vieux-Rhône. Le débit est actuellement modulé entre 10 m³/s en période hivernale (du 1^{er} Septembre au 31 Mars) et 20 m³/s en période estivale. Mais, à partir du début de l'année 2014 le débit sera modulé entre 50 et 125 m³/s. Le débit du Vieux-Rhône reste donc relativement stable tant que le débit global du Rhône n'excède pas 1600 m³/s. Cette valeur correspond au débit maximum turbinable par la CNR au barrage de Péage-de-Roussillon. Lorsque ce seuil est dépassé, le trop plein est déversé dans le Vieux-Rhône, provoquant de fortes fluctuations du débit de ce dernier. En cas de très grosses crues du Rhône (débit global supérieur à 4800 m³/s), seuls 800 m³/s sont turbinés, l'autre part du débit étant redirigée vers le Vieux-Rhône. Sur la période 2000-2011 le débit de 1600 m³/s a été dépassé en moyenne 54 fois par an, soit environ 1 jour sur 7. Il faut également ajouter à ces jours de crue clairement identifiables ceux pendant lesquels une réparation de la CNR sur les turbines entraîne une diminution de la capacité de turbinage du barrage de Péage-de-Roussillon et donc, éventuellement, une augmentation du débit sur le Vieux-Rhône.

Le seuil de Peyraud, compris entre le Vieux-Rhône amont et le Vieux-Rhône aval, permet le maintien de la ligne d'eau du Vieux-Rhône amont, hors période de crue, et également une stabilisation du niveau de la nappe. A l'aval de ce seuil le niveau d'eau est influencé à la fois par le débit du Vieux-Rhône amont et par le débit du canal de dérivation. A l'amont de ce seuil, le niveau d'eau est déterminé par le débit que la CNR laisse passer au barrage de Saint-Pierre de Boeuf. Un autre seuil est implanté à l'amont, légèrement au Nord de la boucle de Limony. Ce seuil de Limony est actuellement recouvert de galets et n'est actuellement plus très visible. En période normale (débit réservé) il provoque néanmoins une accélération du courant et une chute de la ligne d'eau de l'ordre de 40 cm (on verra lors de la modélisation que l'effet de ce seuil est délicat à prendre en compte). Le Vieux-Rhône a une longueur d'environ 9,4 km entre le barrage de Saint-Pierre de Boeuf et le seuil de Peyraud. Il coule encore pendant 2,6 km jusqu'à la confluence avec le canal de fuite.

Il n'existe pas de relation directe entre le débit du Rhône et la pluviométrie observée sur la zone d'étude (Annexe : Figure 123). A l'échelle du mois, la corrélation (de Spearman) observée n'est pas significativement différente de zéro (au risque de 99%), étant de 0,058. La corrélation entre le niveau d'eau dans le Vieux-Rhône et la pluie observée sur la zone d'étude est dès lors encore plus faible car, bien souvent, à une pluviométrie importante sur le secteur ne correspond aucune montée du niveau d'eau.

L'incision actuelle du lit du Fleuve est faible et le cours d'eau relativement stable (Dufour, 2005). Néanmoins, à la suite des aménagements, le Rhône court-circuité a vu sa partie amont s'inciser, jusqu'au Point Kilométrique (PK) 57 (Annexe : lexique), tandis que les alluvions se sont déposés dans sa partie aval, à l'amont du seuil de Peyraud (CNR, 2010, (b)). Un creusement a également eu lieu à l'aval du seuil de Peyraud. Globalement le lit du Vieux-Rhône s'est enfoncé de 10 cm en 20 ans. Des sédiments se sont également accumulés à l'amont du barrage de Saint-Pierre de Boeuf (Sogreah, 2000).

5.1.2.b Les contre-canaux

Dans le cadre de ce travail de recherche, une campagne de mesure par GPS (Global Positionning System) a permis d'établir la ligne d'eau des contre-canaux sur la zone d'étude. La pente des contre-canaux présente un profil en paliers. De petites chutes, d'une cinquantaine de centimètre de haut, barrent régulièrement leurs cours.

Le niveau d'eau dans les contre-canaux reste en général relativement constant dans le temps. Quelques exceptions apparaissent toutefois. Ainsi, lors de fortes crues du Rhône, le niveau d'eau dans le contre-canal, en rive gauche du Rhône amont, remonte par l'aval, via un siphon situé sous le canal de dérivation. Il en est de même sur la partie aval du contre-canal situé en rive droite du canal de dérivation. Les extrémités amont et aval du contre-canal, en rive droite du canal de dérivation, demeurent habituellement sèches.

En rive gauche du canal de dérivation, entre les PK 47,25 et 51,5, soit sur un linéaire du contre-canal d'environ 5,5 km (déviations autour de la Centrale Nucléaire de Saint-Alban), le débit du contre-canal passe de 0,2 - 0,3 m³/s à 0,6 - 0,8 m³/s. L'ensemble des apports de nappe et des fuites du canal de dérivation représente donc à peu près 0,5 m³/s, si l'on ne prend pas en compte les volumes d'eau qui pourraient éventuellement s'infiltrer en nappe dans le même temps.

En rive droite du Rhône, le débit du contre-canal à l'amont de la zone d'étude (Vérin) est d'environ 0,7 - 0,8 m³/s. Au droit de Chavanay le débit atteint 1,6 à 2,2 m³/s. Lorsque le contre-canal rejoint la zone de loisir de Saint-Pierre de Bœuf, le débit est compris entre 1,6 et 2,5 m³/s.

Il reste toutefois délicat d'estimer les débits de fuites du Rhône et l'apport de la nappe car les débits ne sont pas nécessairement mesurés à la même date le long des contre-canaux. Les débits sont estimés à l'aide de mesures de niveau d'eau et de courbes de tarages et présentent une forte incertitude.

Les digues de la CNR sont de constitutions variables. Certaines digues sont majoritairement remplies de graviers tandis que d'autres sont principalement constituées de limons. Le premier type est présent à l'aval immédiat de Chavanay et en rive droite du canal de dérivation, à proximité du barrage de Saint-Pierre de Bœuf. Il s'agit a priori du type d'ouvrage le plus perméable.

Les contre-canaux n'ont jamais fait encore l'objet de curages. Le fond de ceux-ci est donc probablement partiellement colmaté, surtout en rive droite du canal de dérivation car l'eau n'y est généralement pas courante.

5.1.2.c La lône de la Platière

La lône de la Platière est un ancien bras secondaire du Fleuve Rhône. Elle mesure 5,5 km long, pour une largeur comprise entre 15 et 30 mètres (Annexe : Figure 125). L'entrée de la lône (au Nord) est bouchée par une digue. Au-delà d'un certain débit du Vieux-Rhône (environ 960 m³/s), l'eau se déverse par-dessus cette dernière. De l'eau s'infiltré également à travers la digue, car celle-ci n'est pas étanche. Ce débit de fuite est également relié au débit d'eau dans le Vieux-Rhône. Il devient important pour un débit du Vieux-Rhône supérieur à 500 m³/s (CNR, 2010, (b)), étant alors de l'ordre de 1 m³/s.

La lône est également alimentée par les contre-canaux situés plus à l'Est, en rive gauche du canal de dérivation (via le siphon situé sous le canal de dérivation), avec un débit moyen supérieur à 0,5 m³/s et pouvant atteindre plus de 1 m³/s.

Le débordement du Vieux-Rhône par-dessus la lône de la Platière n'arrive que 12 jours par an en moyenne (Annexe : Figure 126). Mais la variabilité est très forte d'une année sur l'autre. Ainsi ce débordement a eu lieu 15 jours de suite en décembre 2012. L'infiltration au sein de la digue est importante pendant environ 1 mois par an.

Les débits de la lône de la Platière ont été mesurés lors de crues dans les années 1998-1999 (Annexe : Figure 127). La relation entre le débit du Rhône et le débit de la lône n'est pas linéaire. Lors de grosses crues, le débit dans la lône dépend plus de la capacité d'écoulement dans son lit que de l'alimentation. En effet le Rhône déborde alors sur un linéaire relativement important (Annexe : Figure 128).

La partie amont de la lône de la Platière tend à se colmater avec le temps, car la contre-pente présentée par la lône ne favorise pas le charriage des sédiments vers l'aval.

5.1.2.d Les affluents

Les principaux affluents du Rhône sur la zone étudiée sont (Figure 4) : la Varèze, la Sanne, le Dolon, les Collières et le Limony, la Valencize. Seules les rivières de la Sanne, de la Valencize et des Collières sont instrumentées (Banque hydro), afin de suivre l'évolution de leurs débits au cours du temps.

La rivière des Collières draine la plaine de Bièvre-Valloire sur une superficie de près de 630 km². Le débit moyen avoisine 2 m³/s à la hauteur de Saint-Rambert d'Albon. Le débit de la rivière est relativement faible par rapport à la taille du bassin versant, ce qui s'explique par la présence d'un flux souterrain important. La rivière des Collières perd de l'eau au profit de la nappe sur sa partie aval. La rivière est en effet perchée par rapport à la nappe sur la zone étudiée. Il existe une tendance saisonnière de l'évolution du débit marquée. Les débits maximums sont généralement observés au printemps (mars - avril) et les débits minimums s'observent de l'été au début de l'automne (juillet - octobre). Les principaux pics de crue sont liés à des épisodes de fortes précipitations et de ruissellement. Les débits de pointe excèdent 20 m³/s.

Le Dolon est le plus souvent sec en période estivale sur sa partie aval, lorsqu'il rejoint la Sanne. Son débit est relativement faible en général. Le cours d'eau n'est pérenne qu'à l'amont. Le débit de crue du Dolon a cependant été estimé par la CNR à 60 m³/s pour une crue décennale. Ce débit s'explique par la présence d'un bassin versant étendu qui englobe une partie de la plaine de Bièvre-Valloire (153 km²).

La Sanne a un bassin versant de l'ordre de 63 km². La rivière est perchée par rapport à la nappe et perd de l'eau lors de sa traversée de la plaine alluviale du Rhône. En période estivale, la Sanne ne parvient pas toujours à franchir le seuil présent à la confluence avec le Rhône, en aval du barrage de Péage-de-Roussillon. L'eau s'infiltre alors intégralement en nappe dans les derniers mètres de son parcours (Annexe : Figure 130). Le débit moyen observé dans la Sanne est de l'ordre de 100 l/s mais, en période de crue, le débit peut monter à plusieurs m³/s. Ce débit n'est toutefois pas nécessairement représentatif de la quantité d'eau qui atteint réellement la plaine alluviale, car la station de mesure se situe relativement à l'amont de la zone d'étude (une dizaine de kilomètres). L'étiage est très marqué, avec des débits qui peuvent descendre à moins de 10 l/s. La saisonnalité des écoulements n'est toutefois pas aussi marquée que pour la rivière des Collières ou la Valencize. L'étiage peut être observé en dehors de la période estivale.

La Varèze alimente la nappe sur la partie aval de son cours, mais la rivière reste pérenne. Son débit n'est pas connu avec précision. Néanmoins le débit moyen peut être approximé comme étant à peu près double à celui

de la Sanne (200 l/s). La géologie de son bassin versant est en effet de même nature tandis que sa surface occupe une extension d'environ 130 km².

La Valencize possède un comportement saisonnier marqué avec des maximums observés en fin d'hiver et un étiage en été. Le débit moyen mesuré à Chavanay est d'environ 250 l/s. Les maximums observés atteignent plusieurs m³/s. L'étiage est très marqué en période estivale (juin – octobre), avec des débits qui peuvent descendre à moins de 10 l/s, ce qui s'explique à la fois par la nature peu perméable du bassin versant et la faible surface de ce dernier (38 km²).

La rivière de Limony possède un régime intermittent. En été, le cours d'eau peut être sec sur l'ensemble de la plaine de Limony. Nous ne disposons pas de stations de mesure sur ce cours d'eau, mais les fluctuations de débit sont supposées être similaires à celles observées sur la Valencize à hauteur de Chavanay, car le bassin versant est de nature semblable et de taille voisine (44 km²).

Le Batalon qui débouche à Saint-Pierre de Bœuf sur le Rhône est également sec à son embouchure en période estivale. Son bassin versant est réduit (27 km²) et son comportement similaire à la rivière de Limony.

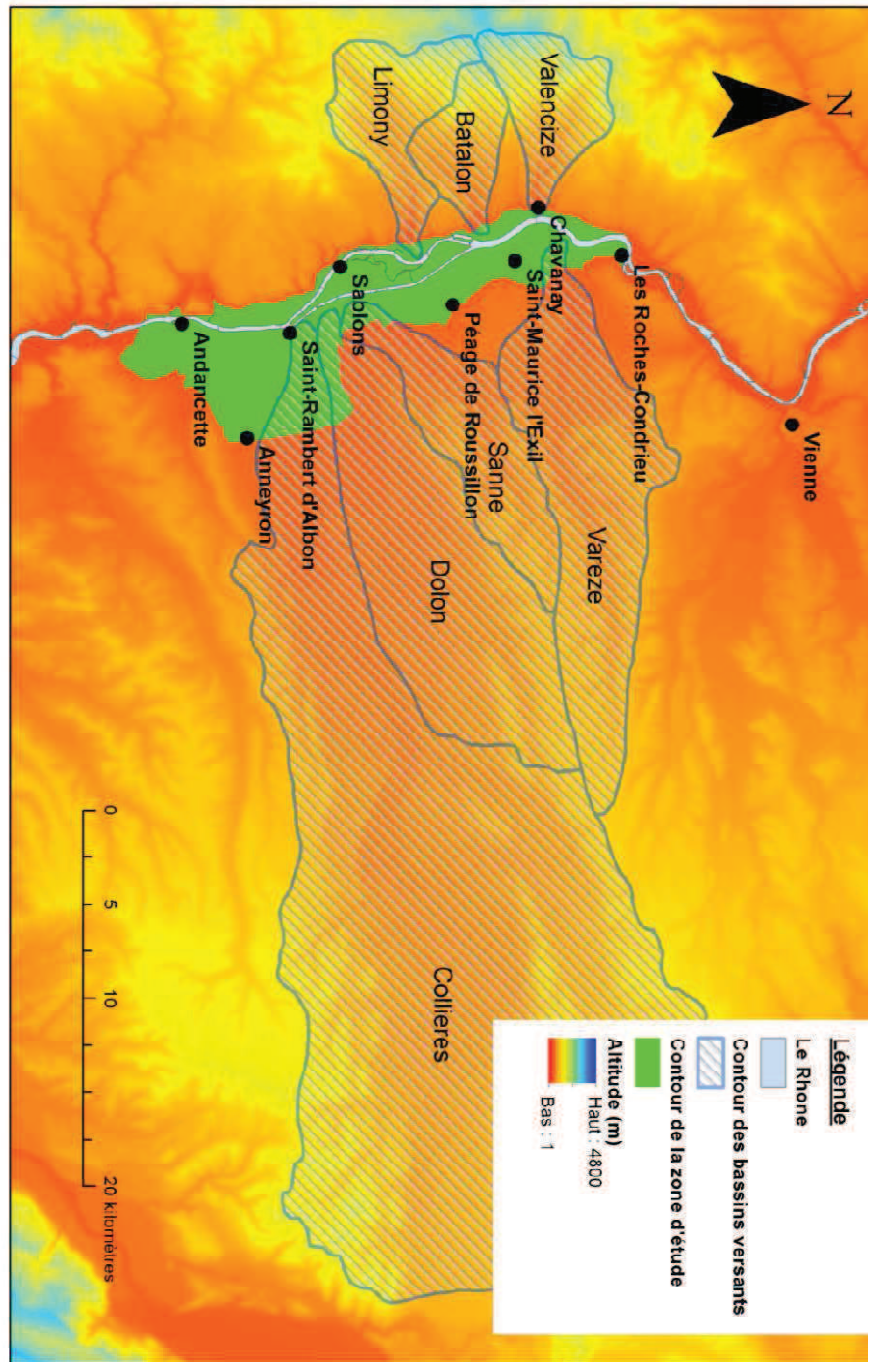


Figure 4: Bassins versants des principaux affluents du Rhône sur la zone d'étude.

5.1.3 Climat

La connaissance de la recharge des différents compartiments de l'hydrosystème, et donc du climat (précipitations et évapotranspiration) est nécessaire pour une meilleure compréhension du fonctionnement de la nappe et donc, indirectement, pour mieux discerner les interactions nappe-rivière. En effet, la nappe alluviale reçoit à la fois de l'eau en provenance des cours d'eau mais, aussi, des précipitations.

5.1.3.a Précipitations

Les données pluviométriques sont issues de deux stations de mesures situées au voisinage de la zone étudiée (moins de 5 km), l'une à Saint-Désirat et l'autre à Reventin. Les données sont fournies par Météo-France.

La pluviosité moyenne sur la zone d'étude est faible. Les valeurs de précipitation mesurées par Météo-France à Saint-Désirat (situé au Sud de la zone d'étude) indiquent une moyenne annuelle d'environ 600 mm de pluie sur la période de 10 ans 2002-2012. La pluviométrie sur l'ensemble de la vallée du Rhône entre Lyon et Valence est généralement inférieure à 800 mm. On note une pluviométrie moyenne annuelle de 782 mm à Sablons sur la période 1961-2005 (Pont et al., 2009).

Le régime des précipitations est assez variable d'une année sur l'autre. Les pluviométries observées sur 2003-2012 varient entre 450 et 750 mm (66% de variation). Sur la période 1961-2005 les pluviométries annuelles mesurées à Sablons ont varié entre 426 et 969 mm, soit une variation de 127% (Pont et al., 2009). On note également une variabilité de la pluviométrie au cours de l'année, avec des pluies plus conséquentes à l'automne et au printemps par rapport à celles observées en périodes estivales et hivernales. C'est en hiver que la plaine reçoit généralement le moins de précipitations et en automne que les précipitations sont les plus abondantes (Auffray et al.).

Les pluies sont plus conséquentes sur les reliefs à l'Est et à l'Ouest de la vallée du Rhône. On mesure environ 1000 mm au sommet du Pilat, et plus de 1000 mm dans les piémonts du Vercors et de la Chartreuse (Bessemoulin, 1989).

Nous supposons par la suite que la faible extension de la zone étudiée, ainsi que le faible contraste d'altitude, permettent de considérer que la pluie tombe de manière homogène sur la zone d'étude.

5.1.3.b Evapotranspiration et températures

Bessemoulin (1989) estime l'évapotranspiration potentielle (ETP) sur la zone d'étude à environ 700 mm. Les données de météo France indiquent une évaporation potentielle annuelle qui serait plutôt de l'ordre du mètre sur la zone d'étude. L'ETP donnée par Météo-France est calculée à l'aide de la formule de Penman-Monteith

(Monteith, 1965) à partir de mesures de température (minimales et maximales), de la vitesse moyenne du vent à 2 m et 10 m, de la tension de vapeur moyenne, de l'insolation et du rayonnement global.

L'ETP annuelle, avoisine donc les précipitations (Bessemoulin, 1989). Mais, un bilan annuel n'est pas suffisant dans l'optique d'une modélisation du système en régime transitoire. Il est nécessaire de prendre en compte un pas de temps plus faible pour l'estimation de l'évapotranspiration. Sur les années 2006 et 2012 l'évaporation potentielle est maximale entre les mois de juin et d'août et minimale entre les mois d'octobre et de mars (source Météo-France). La variabilité inter-annuelle est plus forte que la variabilité spatiale (lorsque les 10 stations les plus proches de la zone d'étude sont prises en compte) (Annexe : Figure 129).

La pluie efficace – correspondant à la portion d'eau qui ne s'évapore pas – dépend à la fois de l'évaporation potentielle, de la réserve facilement utilisable du sol (RFU) et de la pluviométrie.

A l'échelle mensuelle, lorsque l'on réalise un bilan sur la réserve d'eau contenue dans le sol, on constate que l'infiltration efficace dans le sol a lieu principalement entre les mois de décembre et de juin. Sur l'année 2006, en utilisant les données météorologiques de la station de Reventin, l'infiltration dans la nappe estimée avec la méthode de Thornhwaite (Thornhwaite et Mather, 1955) est comprise entre 160 et 250 mm, en considérant une RFU comprise entre 50 mm et 150 mm. Le BURGEAP a considéré une infiltration efficace de 160 mm/an dans son étude. A l'évapotranspiration il faut également ajouter la part d'eau prélevée par les plantes. L'infiltration dans la nappe est donc probablement légèrement inférieure à 150 à 200 mm/an.

Météo-France estime les pluies efficaces à environ 100 mm/an dans la vallée du Rhône, 200 à 300 mm/an sur les reliefs à l'Est de la vallée du Rhône et 300 à 400 mm/an sur les contreforts du Pilat. Sur la période 1974-2007 les précipitations efficaces moyennes calculées par Météo-France à la station de Grenoble Saint-Geoirs sont de 357 mm/an. Elles varient entre 100 et 700 mm (Martin et Putot, 2008). Martin et Putot (2008) estiment la lame d'eau réellement infiltrée, au sein de la nappe de Bièvre Valloire, à environ 190 mm/an.

Toute la pluie efficace ne s'infiltré pas dans la nappe. La part de l'eau qui s'infiltré, par rapport à la part qui ruisselle, peut être estimée à l'aide de l'Indice de Développement et de Persistance des Réseaux (IDPR) développé par le BRGM (Mardhel, 2006). L'IDPR repose sur la comparaison entre un réseau hydrographique théorique et le réseau défini par le contexte géologique. Un indice inférieur à 500 traduit une infiltration majoritaire de l'eau de pluie, tandis qu'un indice supérieur à 1500 peut se traduire soit par une imperméabilité du milieu soit par la présence de zones humides. Dans ce dernier cas le ruissellement est important.

La température moyenne annuelle sur la zone d'étude est comprise entre 12 et 13°C (Auffray et al.). La température mesurée à Saint-Désirat de 2002 à 2012 indique une moyenne annuelle de 13°C. Les températures sur la zone varient entre 4°C en moyenne en décembre et en janvier et un peu plus de 20°C entre juin et août.

5.2 Contexte géologique

Dans cette section, les structures de l'aquifère – nature et extension de la couche des alluvions et nature des formations environnantes – sont décrites. La connaissance de ces structures est en effet nécessaire pour l'étude de la nappe alluviale.

5.2.1 Nature et extension des alluvions

Les cartes géologiques distinguent plusieurs couches d'alluvions au sein de la vallée du Rhône (Figure 5 ; Chenevoy et al., 1971 et 1973).

La couche des alluvions fluviales modernes Fz est composée d'un mélange de sables et de graviers. De nombreuses traces de paléo-méandres sont visibles. Une carte des paléo-chenaux a été établie par Bravard (Bravard et al., 2005; Annexe: Figure 130).

La couche d'alluvions récentes est recouverte par une couverture limoneuse discontinue (Annexe : Figure 132). Au sein de l'île de la Platière et sur la plaine de Limony, cette couche a fait l'objet d'une cartographie (Bravard et al., 2005). Les épaisseurs mesurées varient entre 20 cm et 4 m avec une répartition homogène sur cette plage de valeur. Il existe une grande variabilité spatiale de l'épaisseur. Sur la plaine de Chavanay, le bureau d'étude CPGF Horizon a mesuré des épaisseurs comprises entre 1 et 3 m pour cette même couche (Horizon, 1994). Ces limons de débordement ont également fait l'objet d'une cartographie à l'échelle de la Plaine par Mandier (Mandier, 1988).

Le semi-variogramme indique l'absence de corrélation spatiale entre les mesures d'épaisseur pour une distance inférieure à 2 km. Il est donc difficile d'extrapoler les épaisseurs de la surcouche limoneuse à l'ensemble de la zone d'étude. Les épaisseurs sont cependant plus faibles au sein des paléo-chenaux que sur le reste de la plaine (Bravard et al., 2005). Il existe également des variations spatiales d'épaisseur significatives à l'échelle de la zone d'étude (supérieure à 2 km). Les minimums d'épaisseur sont ainsi observés au voisinage immédiat du Vieux-Rhône. Au débouché de la Sanne des épaisseurs très importantes ont été mesurées, certaines dépassant la dizaine de mètre.

Cette couche sablo-limoneuse devient plus argileuse à l'Est du terrain d'étude.

Au sein même des alluvions récentes, une datation des principaux méandres a été réalisée (Bravard et al., 2005).

Au Nord-Est de la zone d'étude la couche des alluvions fluviales modernes est surmontée par une terrasse alluviale d'époque Würmienne (couche Fy5). Cette couche se distingue par la présence d'une terrasse de 10 à 20 m de hauteur. Le canal de dérivation suit actuellement une partie du bord de cette terrasse.

Plus au Sud, et toujours à l'Est, la terrasse alluviale est constituée par une couche post-Würmienne (Fy6) qui domine le reste de la plaine d'une dizaine de mètres.

Les couches FGy constituent les nappes fluvio-glaciaires et moraines de Bièvre-Valloire. La couche FGy2 est fréquemment recouverte de loess et de limons. Elle est constituée de galets de calcaires au sein d'une

matrice argilo-sableuse. La couche FGy4 est de nature similaire à FGy2. Le niveau FGy5 se distingue par un remaniement du matériel morainique par les eaux de fontes d'un ancien glacier. Ce niveau est plus sableux que les deux précédents et il se rattache sans discontinuité apparente au niveau Fy5.

Au fond des cours d'eau, le dépôt d'une couche de sédiments fins est susceptible de provoquer une diminution des échanges nappe-rivière. La CNR observe la formation de dépôts sablo-limoneux au fond des lônes qui atteignent localement 30 à 50 cm d'épaisseur. Un colmatage limoneux est également suspecté au fond du canal de dérivation, celui-ci n'ayant fait l'objet d'aucun curage depuis sa mise en eau. Sur la retenue CNR de Pierre Benite, dont le fonctionnement ressemble à celui de la retenue étudiée, une diminution de la granulométrie de l'amont à l'aval du Vieux-Rhône a été constatée (Parot. et Raeple, 2013).

L'étude des interactions nappe-rivière concerne l'ensemble des couches décrites dans cette partie.

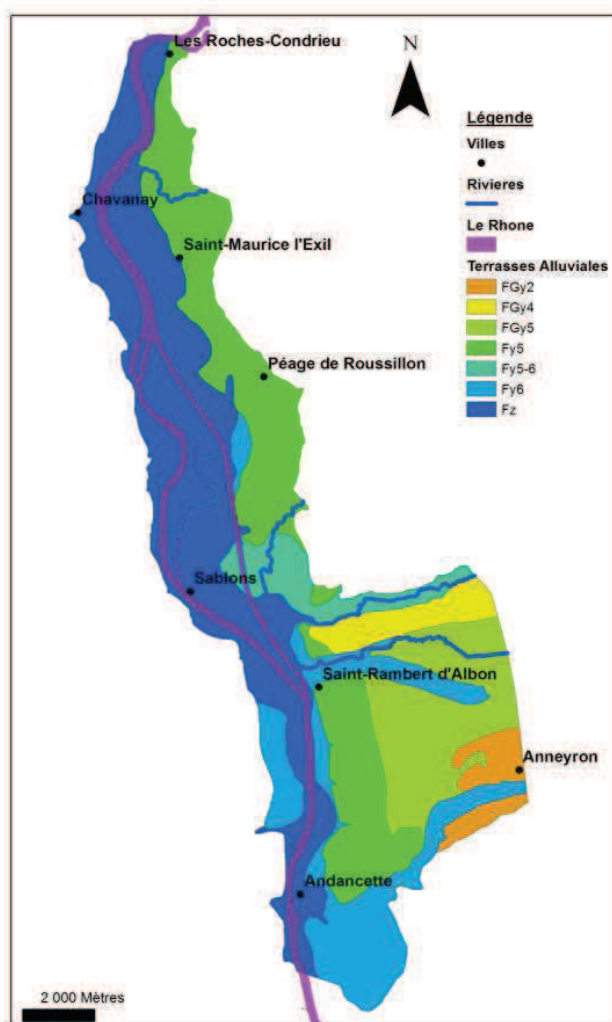


Figure 5: Formations alluviales sur la zone d'étude.

5.2.2 Nature du substratum et des formations géologiques latérales

Les informations concernant la nature du substratum proviennent de différentes sources.

La Banque du Sous-Sol (BSS), développée par le BRGM, regroupe une grande partie des données de sondage au niveau national. La nature des différentes couches traversées, ainsi que l'altitude à laquelle se trouvent ces couches, sont souvent renseignées, (Figure 7). A l'aide de la BSS, d'études locales et des cartes géologiques harmonisées, le BRGM a réalisé un découpage des entités hydrogéologiques, à plusieurs niveaux de détail, et à l'échelle de la France. Cette base de données a pour nom la BDLISA (Seguin et al., 2012). Le caractère aquifère des formations géologiques y est défini lorsque la perméabilité moyenne du milieu est supérieure à 10^{-6} m/s, ou qu'elles présentent des ressources en eau suffisantes pour être exploitées. Les deux autres sources de données sont la thèse de Mandier (1988) et le bureau d'étude CPGF Horizon (Horizon, 1994). Ces deux sources ont également été utilisées car elles utilisent des points de mesure qui ne sont pas dans la BSS. D'autre part, l'étude de Mandier est très fournie en informations sur la nature des différentes couches présentes.

La couche d'alluvion repose principalement sur une couche imperméable constituée par les argiles bleues du Pliocène inférieur de la moyenne et basse vallée du Rhône (couche 529AA de la BDLISA). L'ensemble des forages rend compte du caractère très argileux de cette formation qui se distingue nettement des alluvions (Figure 6).

Au Nord-Est de la zone d'étude, ainsi que sur la frange Ouest de la zone d'étude, les alluvions reposent directement sur le socle primaire (couche 527AB) qui est également considéré comme imperméable. Cette couche affleure même à certains endroits dans le lit du Fleuve au voisinage de Saint-Alban. Cet ensemble de gneiss et de granite borde l'intégralité de la bordure Ouest de la zone d'étude.

Au Sud-Est les alluvions récentes cèdent la place aux alluvions fluvio-glaciaires de la Plaine de Bièvre-Valloire (couche 521AM). Ces alluvions sont dans l'ensemble très perméables et drainent un volume d'eau important. A l'Est de la vallée du Rhône les alluvions sont bordés sur leurs flanc par les formations molassiques éocènes du Bas-Dauphinée (521 AU), elles-mêmes localement surmontées par les formations caillouteuses glaciaires du plateau de Louze, de Saint-Prim et de Salaise-sur-Sanne (521 AD). Ces formations sont également considérées comme étant perméables mais leurs perméabilités restent toutefois moindres que celles des alluvions de la plaine de Bièvre-Valloire qui surmontent également la molasse éocène.

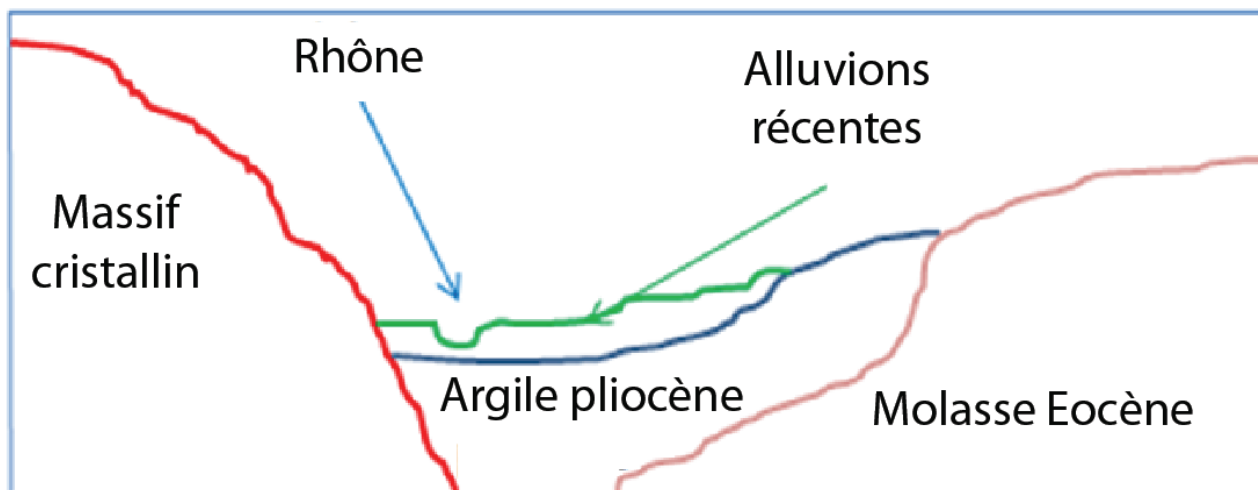


Figure 6: Coupe géologique simplifiée de la plaine alluviale selon un axe Ouest (gauche) - Est (droite).

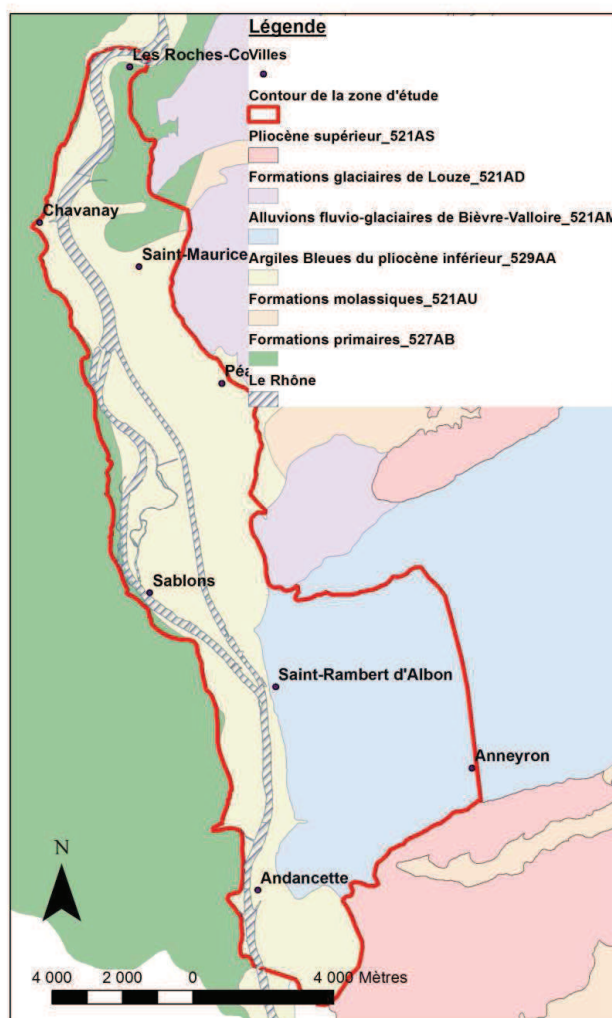


Figure 7: Géologie du substratum de la couche d'alluvion de la vallée du Rhône.

5.2.3 Altitude du substratum

La cartographie du toit du substratum s'effectue à l'aide des données disponibles dans la BSS, des cartes géologiques du BRGM et des études menées par Mandier (1988) et le bureau d'étude Horizon (Horizon, 1994). Il existe des différences de mesure notables selon les sources, pour des points voisins les uns des autres. Les points les plus fiables ont été considérés comme étant ceux issus des logs validés de la BSS. Ils ont été préférentiellement retenus. Parmi les données disponibles sur la BSS, certaines coupes géologiques ont du faire l'objet d'interprétations afin d'identifier le substratum (en l'absence de logs validés).

Les points de mesure ne sont pas répartis de manière homogène sur l'extension de la zone d'étude. Ils sont nombreux le long du linéaire du Rhône. Par contre, la cote du toit du substratum est peu connue sur certaines zones, comme sur la plaine de Peyraud à l'Ouest de Saint-Rambert d'Albon, ou encore sur la plaine à l'Est de Sablons. L'incertitude sur ces zones sera donc d'autant plus grande. A cette incertitude issue de l'interpolation vient se rajouter l'incertitude sur les mesures, à la fois de la profondeur du substratum et de la cote du sol. Les cotes du sol enregistrées peuvent ainsi correspondre à celles lue approximativement sur les cartes IGN ou au contraire être issues de mesures plus précises effectuées à l'aide de GPS.

Une interpolation a été conduite à partir de ces différentes données afin de représenter en tous points la profondeur à laquelle se trouve le substratum de la couche des alluvions (Figure 8). Globalement, le toit du substratum présente un thalweg au droit du cours du Rhône. Au niveau de Péage-de-Roussillon ce thalweg suit le tracé actuel du canal de dérivation. Le toit du substratum a également tendance à s'enfoncer, du Nord au Sud, malgré la présence d'une sorte de seuil entre Saint-Maurice l'exil et Sablons.

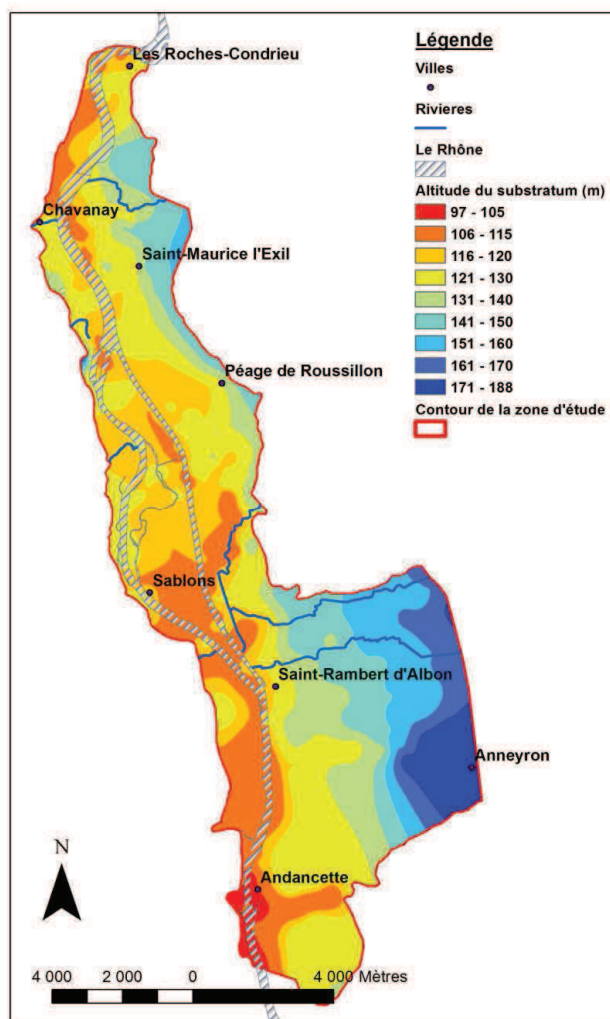


Figure 8: Cote du toit du substratum des alluvions du Rhône.

5.2.4 Epaisseur des alluvions

La connaissance de l'épaisseur de l'aquifère est nécessaire afin de connaître le volume d'eau que ce dernier contient, ainsi que pour estimer le flux qui le traverse. L'épaisseur de la couche des alluvions est calculée par différence entre la hauteur du toit du substratum (calculée précédemment) et l'altitude du sol.

La cote du sol est issue de différentes sources. Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) d'une résolution de 2 m a été établi par l'IGN (IGN, 2010) pour cartographier le toit de la couche des alluvions récentes, hors fond du Rhône. Sur la plaine de Bièvre-Valloire, un MNT de l'IGN plus grossier issu de la BD alti a été utilisé (résolution de 50 m). Mais ce MNT présente une erreur importante. Par conséquent, sur le reste de la plaine, un nouveau MNT a été reconstitué en digitalisant les courbes de niveau des fonds de carte de l'IGN puis en interpolant. Ce modèle est considéré comme étant plus précis (la résolution de la carte IGN est de 5*5 m).

Enfin, en ce qui concerne le fond du Rhône, la CNR a relevé de nombreux profils en travers. A partir de ces profils en travers une interpolation a été menée afin d'estimer la cote du fond du Rhône en tous points. Une première étape a consisté à conserver un nombre de points identique sur chaque profil en travers, puis à interpoler en ces points la profondeur du fond du cours d'eau (interpolation linéaire) par rapport aux points originellement présents sur les profils en travers. Une seconde étape a consisté à relier les nouveaux points des différents profils en travers entre eux par des segments (le point i du profil en travers n est relié au point i des profils en travers $n+1$ et $n-1$). Des points sont ensuite insérés sur ces segments, à intervalles réguliers, et les cotes du fond du cours d'eau sont à nouveau interpolées (interpolation linéaire) en ces points à partir des cotes calculées aux extrémités des segments. Une dernière interpolation à partir de l'ensemble de ces points (moindre carré) est réalisée afin de représenter la bathymétrie en tous points du Rhône.

Les quatre couches d'information ont ensuite été agrégées selon l'ordre de priorité décroissant suivant : bathymétrie, MNT précis de l'IGN, MNT issu de la digitalisation des courbes de niveau et enfin MNT grossier de l'IGN. Une grille d'une résolution de $10*10$ m a finalement été établie.

La précision altimétrique est variable selon les zones. Le MNT précis de l'IGN propose une précision sur l'altitude de 20 cm pour la majorité des nœuds. Mais cette précision porte sur l'altitude moyenne d'une maille de $2*2$ m. Il peut donc exister des écarts importants d'altitude au sein même de cette maille (falaise par exemple). La variabilité de l'altitude est d'autant plus importante que la maille est grande. Le MNT avec une maille de $50*50$ m est donc encore moins précis. Il existe alors une incertitude de plusieurs mètres sur les nœuds même du MNT.

L'incertitude sur les données de départ (MNT de la surface du sol et altitude du substratum) se répercute donc sur le calcul de l'épaisseur de l'aquifère. Néanmoins, malgré les nombreuses sources d'incertitude et les approximations effectuées, le MNT finalement calculé de la surface des alluvions ne recoupe pas celui, interpolé, du toit du substratum. L'erreur commise est donc supposée acceptable.

L'exploitation des données montre que la nappe des alluvions présente une épaisseur moyenne d'une vingtaine de mètres. L'épaisseur varie globalement entre 10 m et plus de 30 m, avec des maximums locaux de plus de 40 m. L'épaisseur est maximale à la verticale des terrasses Würmienne et au débouché de la plaine de Bièvre-Valloire. L'épaisseur des alluvions est minimale au niveau du fleuve Rhône. Elle est généralement comprise entre 5 et 20 m (Figure 9 ; Figure 10).



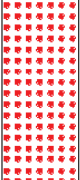


Profondeur	Formation	Lithologie	Lithologie	Stratigraphie	Altitude
1.10	Alluvions récentes et subactuelles fluviales, lacustres ou palustres, comblant les fonds de vallée ou colmatant des dépressions		Limon sableux gris. Alluvions du Rhône.	Holocène	135.95
9.30			Sable et graviers.		127.75
15.90			Sable gris.		121.15
20.90	Argiles bleues pliocènes marines et lagunaires		Sable, graviers et galets.	Pliocène inférieur	116.15
24.10			Marnes sableuses gris bleues. Pliocène marin.		112.95

Figure 9: Log type de la couche d'alluvion récente - Tirée de la BSS.

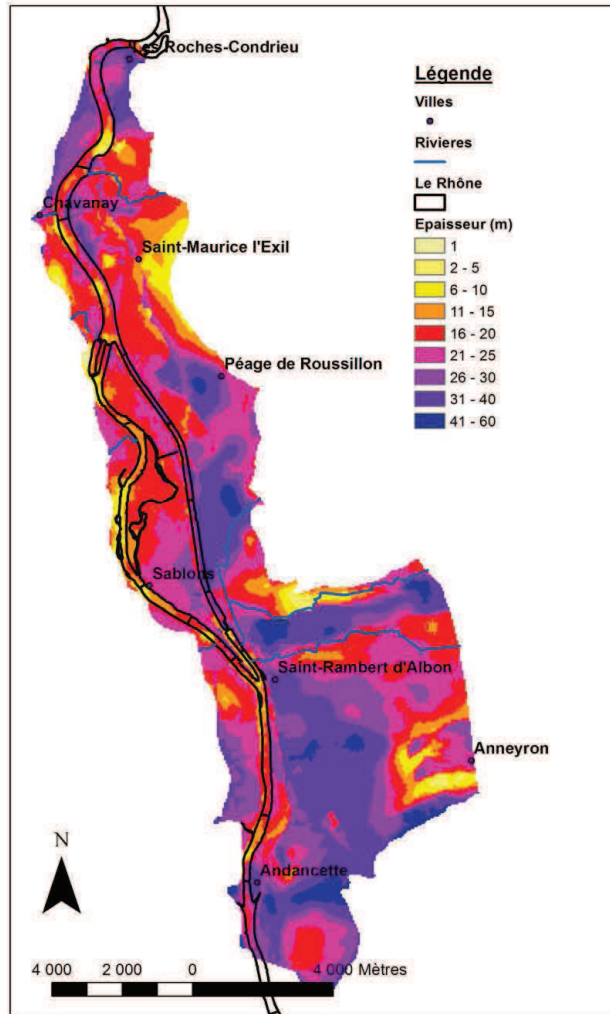


Figure 10: Epaisseur de la couche des alluvions du Rhône.

5.3 Contexte hydrogéologique

L'étude des interactions nappe-rivière nécessite de spécifier le contexte hydrogéologique dans lequel ces interactions se déroulent. Ce contexte est défini à la fois par les caractéristiques du réservoir principal (aquifère alluvial) et par les échanges entre ce réservoir et les aquifères ou les autres cours d'eau adjacents. Enfin, pour connaître les variations du stock d'eau au sein de l'aquifère, il est également nécessaire de connaître les volumes prélevés, ainsi que les variations des niveaux d'eau en nappe et en rivière.

5.3.1 L'aquifère des alluvions – caractéristiques hydrogéologiques

Les différentes estimations de la perméabilité des alluvions récentes s'étagent entre 4.10^{-4} m/s et 10^{-2} m/s avec une moyenne de 5.10^{-3} m/s. Ces données sont issues d'essais de pompages réalisés sur les champs captant du SIGEARPE, d'OSIRIS et du syndicat des eaux Annonay-Serrières. Il n'est pas possible de distinguer de tendances spatiales dans les perméabilités de la nappe, si ce n'est une légère diminution de la perméabilité à l'Est. Cette constatation pourrait rejoindre celle faite par Arnaud-Fassetta (1998) qui note une diminution de la taille du matériau granulaire avec l'éloignement au chenal du petit Rhône en Camargue. Il se peut également que la perméabilité varie avec la profondeur, car un matériel glaciaire plus fin a été observé en profondeur (Chenevoy et al., 1971 et 1973 ; BSS).

La couche sablo-limoneuse qui surmonte habituellement les alluvions est moins perméable que les couches plus profondes. Sur la plaine de Chavanay, le bureau d'étude CPGF Horizon a mesuré une perméabilité de l'ordre de 10^{-5} m/s à 10^{-8} m/s. La cote de la base de cette couche limoneuse a pu être cartographiée sur l'île de la Platière à partir du MNT calculé et de l'épaisseur des limons mesurée par la réserve naturelle (Pont, 2008). En prenant en compte la carte piézométrique il est alors possible de visualiser sur quelles zones les limons peuvent éventuellement provoquer la mise en charge de la nappe alluviale (confinement). Deux cartes piézométriques sont utilisées, une en basses-eaux, dressée au mois de juin 2005 à partir de mesures synchrones de la CNR, de l'île de la Platière et d'OSIRIS, et l'autre en hautes-eaux, établie au mois d'août 2007 à partir de mesures de l'île de la Platière.

On constate que même en période de basses eaux la couche de limon est susceptible de provoquer une mise en charge de la nappe sous-jacente des graviers sur une petite portion de la zone d'étude (Figure 11 ; Figure 12). Les zones où l'existence d'un confinement est la plus probable se situent au débouché Sud de la lône de la Platière, à proximité du marais des Oves (au Nord-Est de l'extrémité Nord de la lône) et au voisinage de la partie aval du Vieux-Rhône, au Sud-Est de Sablons. Cependant, même au sein de ces zones, on constate une grande irrégularité. Certaines parties sont potentiellement confinées tandis que d'autres ne le sont pas du tout, à seulement quelques mètres de distance. Le confinement de la nappe semble notamment facilité par certains paléochenaux. Globalement, au centre de l'île de la Platière la mise en pression de la nappe est peu probable car les limons se maintiennent entre 2 m et 10 m au-dessus de la nappe.

En période de hautes eaux, on observe la mise en pression partielle potentielle de la nappe sur les parties Sud et Nord de l'île de la Platière ainsi que sur la plaine de Limony (à l'Ouest du Vieux-Rhône).

Cependant, ces résultats doivent être pris avec précaution. La précision de la mesure de l'altitude du sol est bonne (MNT précis de l'IGN) mais les hauteurs piézométriques interpolées sont moins précises, en particulier au voisinage du Rhône (ce dernier n'étant pas pris en compte lors de l'établissement des cartes piézométriques).

Les données disponibles ne permettent pas de cartographier les possibilités de confinement du milieu sur l'ensemble de la zone d'étude. Il est en effet nécessaire de disposer à la fois d'un réseau de mesures assez dense des niveaux piézométriques et des épaisseurs de la couche limoneuse mais, aussi, d'un MNT du sol suffisamment précis.

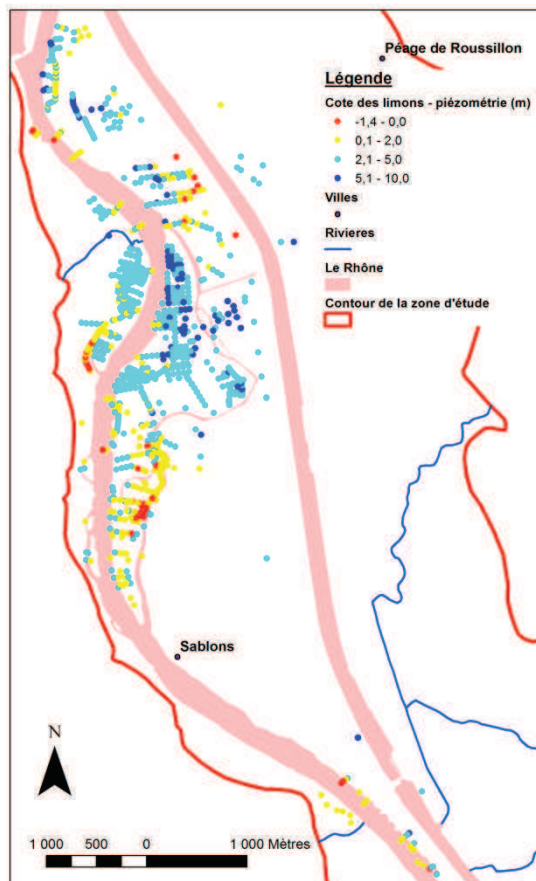


Figure 11: Différence entre la cote de la base des limons et le toit de la nappe – Basses-eaux (Juin 2005).

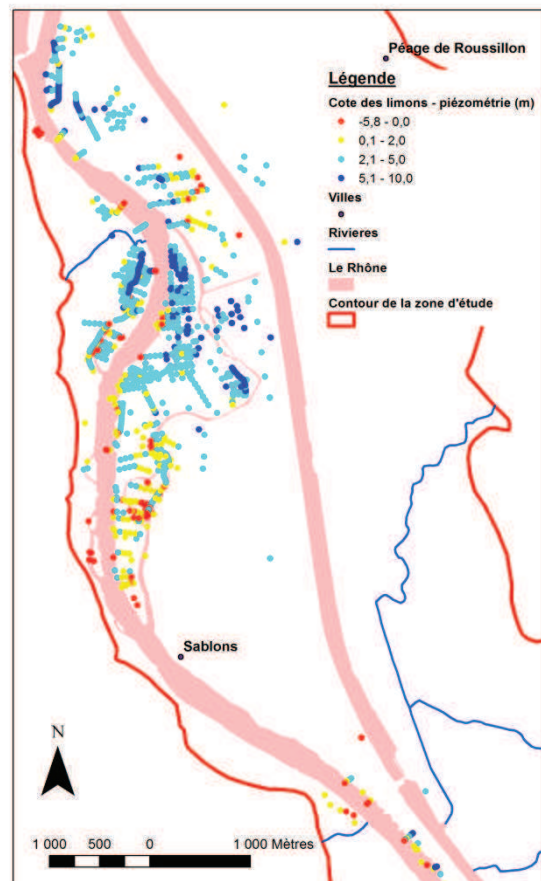


Figure 12: Différence entre la cote de la base des limons et le toit de la nappe – Hautes-eaux (Aout 2007).

Une étude a précédemment été réalisée afin de déterminer le degré de connectivité entre les paléochenaux et la nappe alluviale, en fonction de la cote du toit des graviers et de la piézométrie simulée (Pont, 2008). C'est une donnée intéressante pour estimer l'extension des surfaces de crue. Mais, cette étude ne s'intéresse qu'aux paléochenaux et ne prend en compte que des données de piézométrie simulée. Les mesures d'altitudes du sol sont également peu précises.

Dans les parties libres de l'aquifère alluvial, le coefficient d'emménagement est égal à la porosité. Pour des mélanges de sables et de graviers, les valeurs ordinaires de porosité sont comprises entre 0,25 et 0,35 (Ababou, 2007 ; Guyselinck-Bardeau, 2004). Une porosité de 3% est retenue dans l'étude du Ministère de l'agriculture(1984). Le BURGEAP a retenu une porosité de 10% dans sa modélisation (BURGEAP, 2007).

5.3.2 Echanges entre les alluvions et les entités géologiques adjacentes

L'aquifère alluvial est bordé latéralement par d'autres aquifères et il est surmonté par plusieurs cours d'eau. Des échanges ont donc potentiellement lieu entre l'aquifère alluvial et ces entités adjacentes.

5.3.2.a Echanges avec d'autres entités géologiques

La molasse éocène possède plusieurs faciès. Sa partie supérieure, correspondant à une série continentale, est relativement argileuse. La partie aquifère est plus profonde. La perméabilité globale de la nappe est d'environ 10^{-3} m/s à 10^{-7} m/s (Rousselot et al., 1978 ; La Vaissière, 2006 ; Cave, 2011), avec une médiane de l'ordre de 10^{-5} m/s. Sur le bassin de Valence, la molasse devient plus perméable à l'approche du Rhône (La Vaissière, 2006). Il semble par contre que la perméabilité soit plus faible au voisinage de Péage-de-Roussillon.

Les sources issues de cette molasse ont en général de faibles débits mais sont pérennes dans le temps (Gouisset, 1987). Sur la bordure orientale des alluvions, à l'interface entre la formation du plateau de Louze et la molasse éocène, des sources sont visibles (Chenevoy et al., 1971). Certaines sont exploitées (source Francou). Il n'existe que 2 captages pour l'AEP au sein de cette couche, sur l'extension du bassin de Bièvre-Liers-Valloire. Cette couche ne semble donc pas très intéressante du point de vue de l'exploitation de la ressource en eau car elle ne renferme pas d'aquifère étendu (Préfecture de région Rhône Alpes, 1999).

Cependant, cela ne signifie pas qu'aucun flux significatif ne traverse cette couche. Ainsi, une alimentation importante de la molasse vers les alluvions fluvio-glaciaires de la plaine de Bièvre-Valloire est suspectée (Cave, 2011). De nombreux prélèvements agricoles ont lieu dans la molasse. Cependant, la quantification de ces échanges reste difficile. Cela est d'autant plus vrai sur une zone de faible emprise géographique, car les échanges peuvent être assez localisés.

Les flux qui transitent par l'aquifère molassique ont été déterminés, dans le cas de la plaine de Bièvre-Valloire, surtout de deux manières. La première (BRGM, 2008) consiste à calculer la part de la surface d'affleurement des moraines et par conséquent à déterminer la part des précipitations efficaces qui transite par la molasse. La deuxième technique consiste à caler un modèle d'écoulement en imposant une hauteur piézométrique, que l'on mesure, puis en calculant le flux qui est nécessaire pour respecter cette contrainte de hauteur imposée. Des mesures géochimiques ont également été réalisées (Cave, 2011).

La perméabilité de la couche argileuse du Pliocène qui sert de substratum aux alluvions (et de toit au Miocène) est inférieure à celle de la molasse (Rousselot et al., 1978), d'un facteur au moins 5 (Cave, 2011). Aucune arrivée d'eau importante au travers de cette couche n'est donc suspectée (Cave, 2011). Les remontées d'eau profonde s'effectueraient donc plus à l'Est, lorsque le Pliocène ne recouvre pas le Miocène et rejoindraient principalement les vallées de Bièvre-Valloire et de la Varèze.

La nappe alluviale de Bièvre-Valloire draine un flux d'eau très important. La puissance de la nappe est comprise entre 10 et 40 m et sa perméabilité est très élevée. Elle est en moyenne de 10^{-3} m/s et peut atteindre localement 10^{-2} m/s. Les dépôts morainiques qui encadrent les alluvions fluvio-glaciaires ont des perméabilités

comprises entre 10^{-3} m/s et 10^{-6} m/s tandis que les alluvions elles-mêmes ont des perméabilités comprises entre 10^{-2} m/s et 10^{-3} m/s.

La nappe s'écoule vers l'Ouest (bassin versant du Dolon et des Collieres) avec un débit de l'ordre de 2 à 8 m^3/s (SAGE Bièvre-Liers-Valloire). La nappe de Bièvre-Valloire draine en partie la nappe du Miocène-Eocène.

Les variations piézométriques au sein de la nappe sont très importantes, pouvant atteindre 10 m entre Manthes et Anneyron. Mais elles sont plus faibles au voisinage du Rhône. Les étiages de la nappe de Bièvre-Valloire s'établissent généralement entre les mois de juillet et de septembre (SAGE Bièvre-Liers-Valloire). Ces étiages sont fortement liés à l'importance des prélèvements agricoles en période estivale. La courbe de la remontée de la nappe en fonction du temps possède une forme similaire à celle obtenue lors d'arrêts de pompage. Les niveaux de nappe maximum sont observés sur la période janvier – juin avec un maximum d'occurrence au mois d'avril – mai. Les profils de variations des niveaux de nappe observés en différents points sur la plaine de Bièvre-Valloire sont très similaires entre eux.

Le socle cristallin offre une ressource limitée et souvent non pérenne. Aussi, de nombreuses communes situées sur ce socle sont alimentées en eau par des prélèvements au sein de la nappe alluviale du Rhône. Les apports du massif cristallin en eaux souterraines sont supposés très limités, la majeure partie de l'alimentation s'effectuant par les cours d'eau.

Il est possible d'estimer grossièrement les flux provenant des bassins versants respectifs (les flux profonds qui ne suivent en effet pas nécessairement les bassins versants topographiques). Une estimation de la pluie efficace sur la zone a précédemment été réalisée. Celle-ci est probablement légèrement inférieure à 200 mm/an. Des disparités locales peuvent cependant être observées. On considère donc une infiltration efficace de 150 mm/an.

Si l'on considère le bassin versant de la Sanne, rivière située au sein des formations molassiques, cela représente une surface totale de 63 km^2 . On peut considérer, d'après la pluie efficace précédemment calculée, que le volume d'eau qui s'infiltré (et, ou, qui ruisselle) en un an est de l'ordre de 9,4 Mm^3 . Sur ce volume, 4,7 Mm^3 s'échappent par la rivière Sanne (année 2006). C'est-à-dire que l'écoulement souterrain à l'exutoire de la vallée de la Sanne représente environ la moitié de l'écoulement total d'eau dans cette vallée. Le débit souterrain doit donc avoisiner 4,7 Mm^3/an (0,15 m^3/s). L'IDPR faible (proche de 500 en moyenne) permet de conclure que le ruissellement est d'ordinaire faible.

Si l'on suppose le comportement du bassin versant de la Varèze similaire à celui du bassin versant de la Sanne, on peut estimer que le flux de versant est réparti à peu près uniformément entre les eaux de surface et les eaux souterraines, ce qui représente un débit souterrain de l'ordre de 9,8 Mm^3/an (0,3 m^3/s).

A ces flux estimés peuvent localement se superposer des apports en provenance de la molasse. Les flux souterrains réels sont donc probablement supérieurs aux flux estimés précédemment.

La pluie efficace est plus importante sur le massif montagneux cristallin, à l'Ouest de la zone d'étude.

Dans le cas de la Valencize, le débit moyen du cours d'eau sur l'année 2006 est de 0,21 m^3/s . Pour ce bassin versant de 38 km^2 cela représenterait, en l'absence d'écoulements souterrains (seul le ruissèlement est pris en compte), une pluie efficace de 180 mm. Mais les écoulements souterrains ne sont pas nuls. En considérant une pluie efficace de 300 mm/an, d'après les données de Météo-France, le débit souterrain serait de l'ordre de 4,6 Mm^3 (0,14 m^3/s), soit 40% de l'écoulement total. A l'Ouest de la zone d'étude, le rapport de la part de débit

souterrain sur la part du débit des cours d'eau serait donc légèrement plus faible qu'à l'Est, ce qui est compatible avec un IDPR plus élevé à l'Ouest (supérieur à 1000) qu'à l'Est.

Les caractéristiques des autres bassins versants latéraux à l'Ouest sont assez similaires. Seule la taille du bassin versant change de façon notable.

Contrairement aux apports venant de l'Est de la zone d'étude, les apports de versant à l'Ouest de la zone d'étude sont vraisemblablement plus localisés à cause de l'incision plus forte des vallées au sein du massif cristallin.

En conclusion, les flux alimentant les alluvions récentes sont principalement latéraux. Les flux échangés avec le substratum Pliocène peuvent être négligés en première approximation.

5.3.2.b Echanges avec les cours d'eau

Le sens des échanges est relativement facile à établir lorsque l'on dispose de données précises de piézométrie et de niveau d'eau des entités surfacique (Annexe : Figure 134). Mais, en raison de l'incertitude sur les niveaux d'eau, le sens des échanges ne peut être déterminé de manière satisfaisante que lorsque la différence de niveau entre la nappe et la rivière est suffisamment importante. De plus, le sens des échanges peut fluctuer dans le temps et les cartes piézométriques n'offrent qu'une représentation figée du système.

Dans certains cas, des déconnexions peuvent être envisagées lorsque la différence de niveau est trop importante, par exemple sous la lône de la Platière, ou sous certaines parties des contre-canaux en rive droite du canal de dérivation.

Quasiment aucune donnée n'est disponible sur la perméabilité des sédiments du fond des cours d'eau. Celle-ci doit néanmoins être voisine des perméabilités relevées pour la couche limoneuse qui recouvre les alluvions récentes (entre 10^{-5} m/s et 10^{-8} m/s).

Les aménagements anthropiques peuvent également modifier la perméabilité du milieu. Ainsi, une étude réalisée sur l'aménagement CNR de Donzère-Mondragon, qui possède des caractéristiques similaires avec l'aménagement de Péage-de-Roussillon, mentionne que les digues standard ont une perméabilité voisine de 10^{-4} m/s tandis que les digues en limon ont des perméabilités voisines de 10^{-6} m/s (La Houille Blanche, 1955).

Dans tous les cas, les débits échangés restent délicats à estimer. La connaissance du sens et de l'intensité des échanges, qui est un des enjeux de ce travail, fait l'objet d'études plus détaillées aux chapitres suivants.

5.3.3 Données existantes sur l'eau de nappe et de rivière

De nombreuses données sont disponibles sur la zone d'étude. Mais celles-ci ne sont pas centralisées. Un premier travail a donc consisté à contacter les différents détenteurs de données dans le but de récupérer ces

dernières. Dans certains cas des conventions ont dû être établies (CNR, Réserve Naturelle de l'île de la Platière et SMIRCLAID).

Les principales données recueillies concernent les volumes prélevés, les mesures de niveaux d'eau en nappe et en rivière, et les mesures d'autres paramètres (comme la température et la conductivité).

5.3.3.a Prélèvements en nappe

Les prélèvements indiquent généralement, par leur présence et leur importance, l'intérêt des formations géologiques vis-à-vis de la ressource en eau. Les estimations des principaux volumes prélevés sont disponibles sur le site de l'agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse au pas de temps annuel.

Elles sont issues des données de redevance issue des déclarations des préleveurs. Elles peuvent donc souffrir de biais importants, tant au niveau de l'estimation des volumes prélevés que de la précision sur l'emplacement géographique du puits. D'autre part, un certain nombre de prélèvements ne sont sans doute pas déclarés : forages agricoles, puits de particuliers. Les documents du SAGE de Bièvre-Valloire montrent en effet que le nombre de points de prélèvements sur la plaine de Bièvre-Valloire est beaucoup plus important que ce que l'on peut trouver pour cette même zone dans la base de données de l'agence de l'eau (Commission locale de l'eau, 2010). Les volumes prélevés déclarés par les agriculteurs sont parfois inférieurs aux besoins réels des plantes, ce qui rend délicat le calcul des volumes prélevés à partir des seules surfaces agricoles (BRL, 2011).

Sur l'ensemble de la zone d'étude, pour l'année 2008, l'alimentation en eau potable représente 6,4% des prélèvements totaux d'eau souterraine (5,5 Mm³), l'usage agricole 2,5% (2,1 Mm³) et l'industrie 91,1% (77,9 Mm³). L'utilisation de l'eau à des fins industrielles est donc majoritaire. Les volumes prélevés sont donc très importants. Ils sont du même ordre que le volume des précipitations sur la zone d'étude, sans prise en compte des phénomènes d'évapotranspiration. La nappe serait donc en déficit quantitatif sans les apports massifs des nappes de versant et surtout du Fleuve Rhône.

Les plus gros prélèvements en nappe sont réalisés par OSIRIS (Péage-de-Roussillon) et ADISSEO (Les Roches-Condrieu) (Figure 13).

Le groupe OSIRIS dispose de mesures de volumes prélevés au pas de temps mensuel. Ces mesures ne sont cependant pas attribuables à des captages individuels mais à des groupes de captages. Certaines données sont néanmoins disponibles avec un pas de temps plus court. Le SIGEARPE dispose ainsi de données journalières de prélèvement (mais ces données ne sont pas informatisées). Le syndicat des eaux Annonay-Serrières dispose également de données horaires de volumes prélevés au sein du puits situé sur la plaine de Limony.

Tous les prélèvements d'eau ont lieu en nappe souterraine, au sein des alluvions du Rhône et de Bièvre-Valloire (à l'exception de quelques sources exploitées à la sortie de la molasse). Il n'existe pas de prélèvements directement effectués dans le fleuve Rhône, mis à part celui de la Centrale Nucléaire de Saint-Alban. Mais la majeure partie de ce prélèvement est rejetée dans le Rhône (à l'exception de ce qui s'évapore).

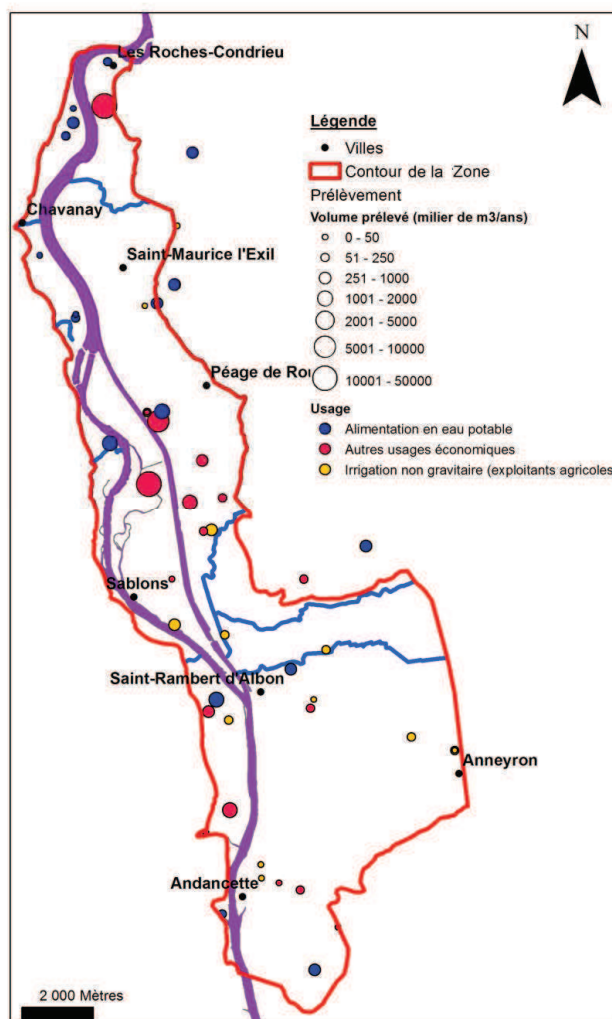


Figure 13: Volumes prélevés au sein de la nappe – Principaux usagers.

5.3.3.b Niveaux piézométriques de la nappe

Différents intervenants effectuent et ont effectués des mesures du niveau de la nappe phréatique sur la zone d'étude (Figure 14). Ces intervenants n'ont pas les mêmes objectifs et ne mesurent donc pas les niveaux de nappe aux même endroits, à la même période, ni avec les mêmes pas de temps. Il existe deux grands types de données disponibles :

- Les données continues issues d'enregistreurs automatiques ;
- Les données ponctuelles qui sont relevées par une personne lors de tournées de terrain.

Le groupe OSIRIS s'intéresse avant tout à la qualité des eaux de la nappe. Des mesures piézométriques sont toutefois effectuées, ponctuellement, de manières complémentaires, sur un groupe de points différent tous les trimestres (un tiers des points de mesure sont relevés à chaque campagne).

La réserve naturelle de la Platière mesure ponctuellement les niveaux de nappe tous les mois sur la période allant de février-mars à septembre-octobre, ce qui correspond à la période d'activité des plantes. Un point de mesure en continu a, pendant un temps, été installé pour surveiller l'évolution de la nappe au voisinage de la lône de la Platière (et des captages OSIRIS), avec un pas de temps horaire.

Le SIGEARPE dispose d'enregistreurs piézométriques dans ses 4 puits de prélèvements. Il s'intéresse à l'impact de ses prélèvements sur les niveaux de nappe. Mais les données ne sont pas accessibles au format numérique et sont donc difficilement exploitables. La fréquence de mesure est principalement journalière.

Le Syndicat des eaux Annonay-Serrières dispose de deux enregistreurs piézométriques sur la plaine de Limony, un au sein du captage de Limony et un autre au voisinage de ce dernier. La fréquence de mesure est horaire.

Le BRGM met à disposition, via la base de donnée ADES, 4 points de mesure sur l'ensemble de la zone (l'un d'eux est légèrement en dehors). La fréquence de mesure est journalière. Certains de ces points de mesure ont été implantés dans le cadre du suivi de nappe recommandé dans le SAGE de la plaine de Bièvre-Valloire et sont donc récents.

La CNR mesure ponctuellement, avec une fréquence trimestrielle, les niveaux de nappe sur tous ses piézomètres. Ces campagnes de mesures ont pour but principal de surveiller les niveaux piézométriques au sein des digues afin de repérer les fuites éventuelles. D'une manière générale, la CNR surveille les modifications du niveau de la nappe en lien avec les aménagements hydrauliques du Rhône. Elle dispose également d'une quinzaine d'enregistreurs en continu sur la zone (ce nombre a fortement varié dans le temps). La fréquence de mesure de ces enregistreurs est comprise entre quelques minutes et 6 heures.

Des campagnes de mesures ponctuelles ont également été réalisées par différents intervenants dans le cadre d'études localisées : plaine de Chavanay Nord (Horizon, 1991 et 1992), plaine comprise entre Saint-Alban et Péage-de-Roussillon (Horizon, 1994), plaine de Bièvre-Valloire (BRGM, 1994 et 2008).

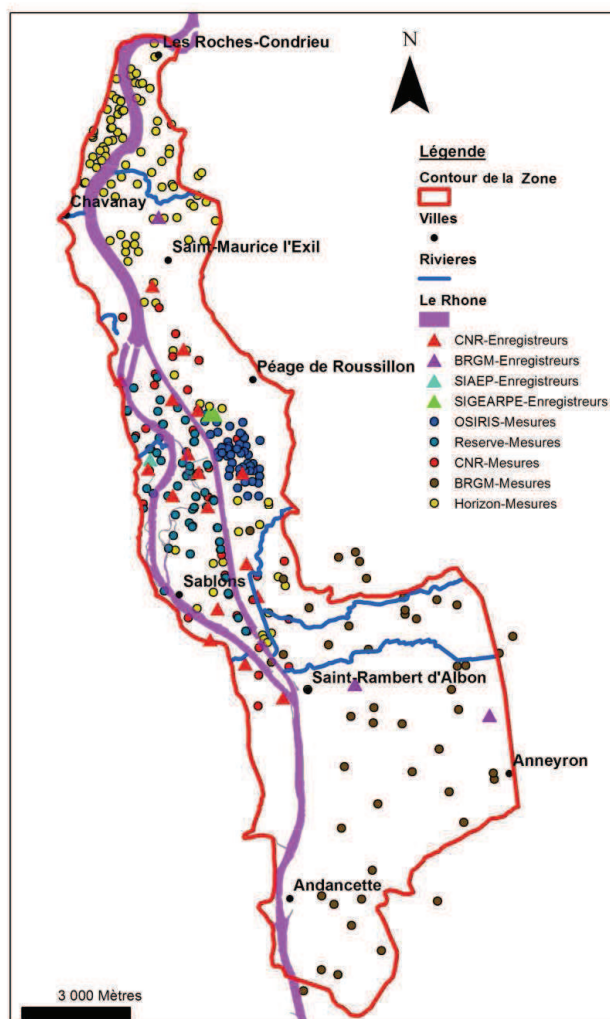


Figure 14: Points de mesure des niveaux piézométriques en fonction des intervenants – On note l'hétérogénéité spatiale.

Les données qui existent sur la zone sont nombreuses. 27 enregistreurs de niveau piézométrique fonctionnent ou ont fonctionné sur une période de temps.

Mais, bien que de nombreuses données soient disponibles, celles-ci sont de qualités inégales. Certaines mesures présentent des anomalies. Toutes les données ne sont pas utilisables et toutes n'ont pas toutes la même fiabilité. Il est difficile de connaître la précision de ces mesures de niveau de nappe, y compris pour les mesures manuelles. A titre d'exemple, certains piézomètres sont tordus. Dans ces cas, la mesure de la profondeur à laquelle se trouve l'eau dans le piézomètre est différente de la profondeur réelle de la nappe.

De plus, certaines zones géographiques sont assez peu riches en données, notamment au Sud et au Nord.

Lors de l'étude un certain nombre de questions relatives au fonctionnement de l'aquifère se sont également posées : présence de sous-écoulements (Annexe : lexique) sous le canal de dérivation ? Présence d'un apport de versant à l'aplomb des terrasses alluviales ?

Dans ce cadre il nous a donc paru nécessaire de compléter les mesures existantes et d'implanter nos propres enregistreurs au sein de la nappe. Cela a également permis de vérifier la pertinence des données mises à notre disposition. Dans le même temps des campagnes de mesure ponctuelles ont été réalisées.

6 sondes de mesures des niveaux de nappes ont finalement été implantées sur la zone d'étude, à la fin de février 2012 (Figure 15). Ces sondes ont été financées par la ZABR et le CNRS. Il s'agit de sondes de mesure de température et de pression LEVELLOGGER. Plusieurs facteurs ont déterminé le choix des emplacements de ces points de mesure. En premier lieu, seuls des piézomètres existants ont pu être instrumentés. Ensuite, deux considérations ont été prises en compte : intérêt scientifique et intérêt opérationnel. Le choix de densifier le réseau de mesure existant, plutôt que d'instrumenter les zones très pauvres en données, a été fait. Le choix définitif de l'emplacement des points de mesure s'est fait après discussion avec l'agence de l'eau Rhône Méditerranée et Corse et avec la Compagnie Nationale du Rhône. Des campagnes de nivellement, à l'aide d'un GPS différentiel, ont été réalisées afin de calculer le niveau de la nappe aux points de mesures.

Trois points de mesure (P285, P530 et P302) ont ainsi été ajoutés au voisinage de la lône de la Platière et des prélèvements d'OSIRIS, secteur déjà riche en données. L'objectif est de réaliser des transects, afin d'étudier la propagation en nappe de l'influence du Rhône et de la lône. Certains phénomènes particulièrement intéressants à étudier sont susceptibles de se dérouler sur cette zone : présence de zones non-saturées sous les lônes, inversion du sens des échanges suites aux variations de volumes prélevés,... Le P302 se situe à 5 m de la lône et à 20 m d'un point de captage OSIRIS. Il est donc, a priori, particulièrement influencé par ces deux objets. Le P285 se situe à l'Ouest de la lône. Ce point est suspecté être sensible aux fluctuations du Rhône, de la lône et des prélèvements OSIRIS, bien que ces derniers se situent tous à l'Est de la lône de la Platière. Le P530 se situe plus au Sud. L'intérêt de ce point réside dans ce qu'il capte, a priori, une partie du comportement de la plaine de Sablons.

Trois autres points de mesure ont été implantés dans la nappe. Le P230 permet d'établir un transect avec le P126N et les points P120N et P44. Il mesure l'influence du Rhône sur la nappe située en proche périphérie. Le point P120N se situe proche du canal de dérivation. Il mesure une éventuelle influence de ce dernier ainsi que le rôle joué par le contre-canal en rive gauche. Le P44, placé à l'aval immédiat de la première terrasse alluviale capte les apports de versant afin de détecter une éventuelle variabilité de ces derniers.

Parmi les points de mesure, certaines difficultés se sont posées. Deux sondes ont dû être renvoyées au fournisseur, s'étant arrêtées, et une autre a été bloquée au fond du piézomètre (celle au voisinage de la lône), conduisant de nouveau à une perte de données.

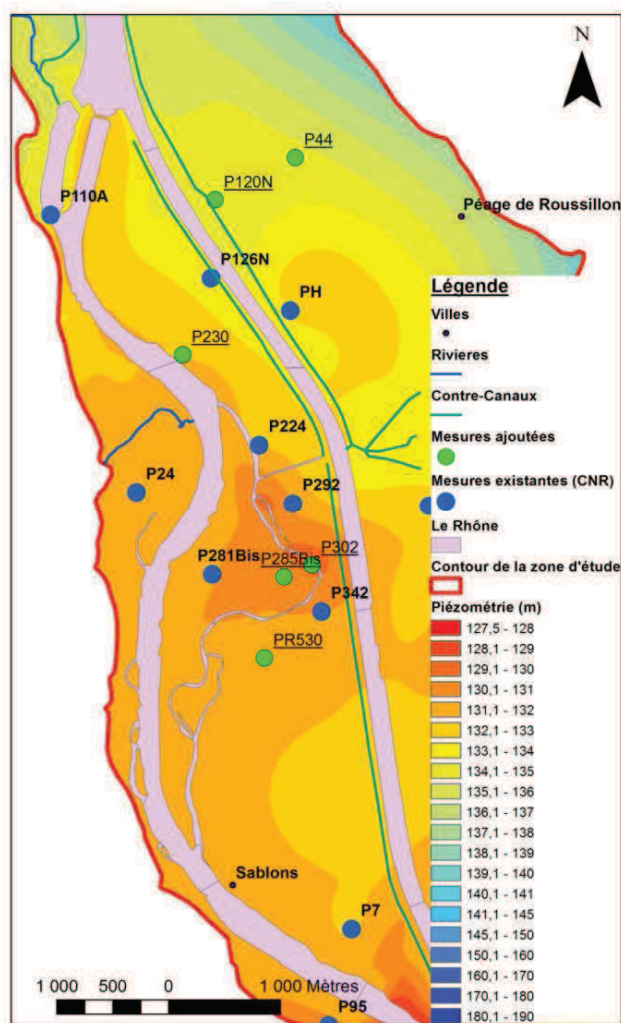


Figure 15: Choix des points d'implantation des sondes de mesures des niveaux piézométriques - Zoom sur la partie centrale de la zone d'étude – La piézométrie moyenne (basses eaux du Rhône) est représentée.

Bien que nous ne disposions pas de mesures piézométriques sur l'ensemble de la zone (sur certaines zones - Bièvre-Valloire, plaine de Chavanay et plaine de Saint-Alban - il n'existe parfois qu'une seule mesure de niveau de nappe connue), l'ensemble des données permet néanmoins d'établir une carte piézométrique moyenne (Figure 16). Cette carte piézométrique représente une situation de basses eaux du Vieux-Rhône (débit réservé) et de hautes eaux dans la plaine de Bièvre-Valloire (printemps).

Cette carte piézométrique permet d'observer l'effet des gros captages industriels (usines des Roches de Condrieu au Nord, OSIRIS au centre de l'île de la Platière, le SIGEARPE à l'Ouest de Péage-de-Roussillon) avec la présence de cônes piézométriques marqués. Les apports de versants se matérialisent facilement au niveau de la plaine de Bièvre Valloire et au débouché de la Varèze. Les cours d'eau semblent parfois jouer le rôle de drain (Rhône aval, Dolon), tandis que d'autres paraissent alimenter la nappe (Varèze, Sanne).

La pente de la nappe est particulièrement importante entre les Roches-Condrieu et Saint-Maurice l'Exil et au débouché de la plaine de Bièvre-Valloire. Le gradient de nappe semble être important au sein des terrasses alluviales Fy5 et notamment au voisinage de la jonction avec les alluvions récentes. Ce phénomène n'est par

contre pas observé sous la terrasse Fy5 au niveau de Péage-de-Roussillon, ce qui indiquerait que la perméabilité de ces terrasses n'est pas trop faible comparativement aux alluvions récentes. Le gradient est également important au sein des ensembles morainiques bordant la vallée du Rhône et la plaine de Bièvre-Valloire.

L'interprétation de la carte piézométrique reste toutefois délicate sans informations complémentaires (niveau d'eau en rivière, débits prélevés en nappe,...).

La carte piézométrique représente une situation figée. Toutefois les niveaux de nappe varient dans le temps, y compris sur plusieurs années. Ainsi, en 1977 la construction de l'aménagement hydraulique du Rhône à Péage-de-Roussillon a entraîné une baisse du niveau global de la nappe de l'ordre de 1 m sur le site de l'île de la Platière (Dufour, 2005). Une nouvelle baisse de 1 m a eu lieu à la fin des années 1980, du fait de l'augmentation du colmatage du canal de dérivation et d'une possible augmentation des prélèvements. La remise en eau de la lône de la Platière a permis un redressement du niveau piézométrique d'environ 0,5 m au voisinage de celle-ci.

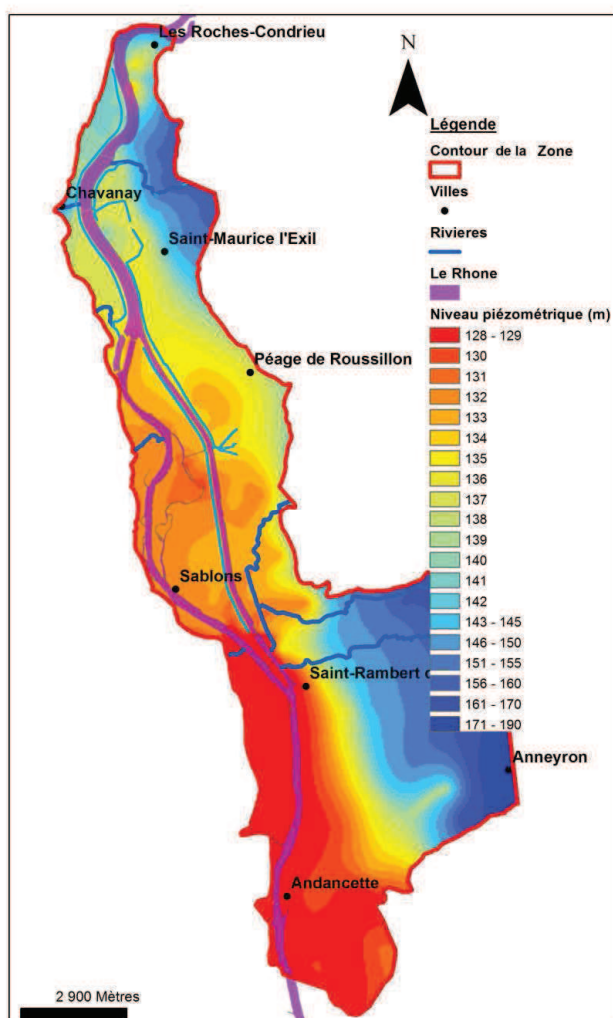


Figure 16: Carte piézométrique de la nappe des alluvions.

La profondeur à laquelle se trouve la nappe correspond à l'épaisseur de la zone non-saturée. Elle se calcule par différence entre la cote du sol et le niveau piézométrique. Sa connaissance permet donc indirectement une estimation du temps de transfert de l'eau de pluie. A ce titre, il est intéressant de cartographier les variations spatiales de la profondeur de la nappe (Figure 17). La profondeur de la nappe donne également une idée de sa vulnérabilité de la nappe vis-à-vis de pollutions en surface (Martin, 2005) : on peut considérer que plus la nappe est profonde, moins elle est vulnérable.

La profondeur de la nappe est faible sur une grande partie de la plaine : inférieure à 10m au sein des alluvions récentes, elle est par contre supérieure à 10 m sous la plupart des terrasses alluviales. Elle est maximale à l'aplomb de ces terrasses.

On constate que la nappe affleure au niveau de la Varèze. La hauteur de la nappe semble également, en première approximation, être toujours supérieure au niveau du fond du Rhône. Seules deux parties du Rhône pourraient potentiellement être déconnectées de la nappe : le canal de dérivation et une partie du Vieux-Rhône amont. Cependant, il est délicat de tirer des conclusions. En effet, le niveau piézométrique au voisinage du Rhône n'est connu qu'imparfaitement à cause de l'absence de piézomètre dans le lit majeur. On retrouve aussi le fait que la lône de la Platière est perchée par rapport à la nappe. Le marais des Oves, et la vieille gravière située au Sud de la lône de la Platière, se repèrent comme étant des zones où la nappe affleure.

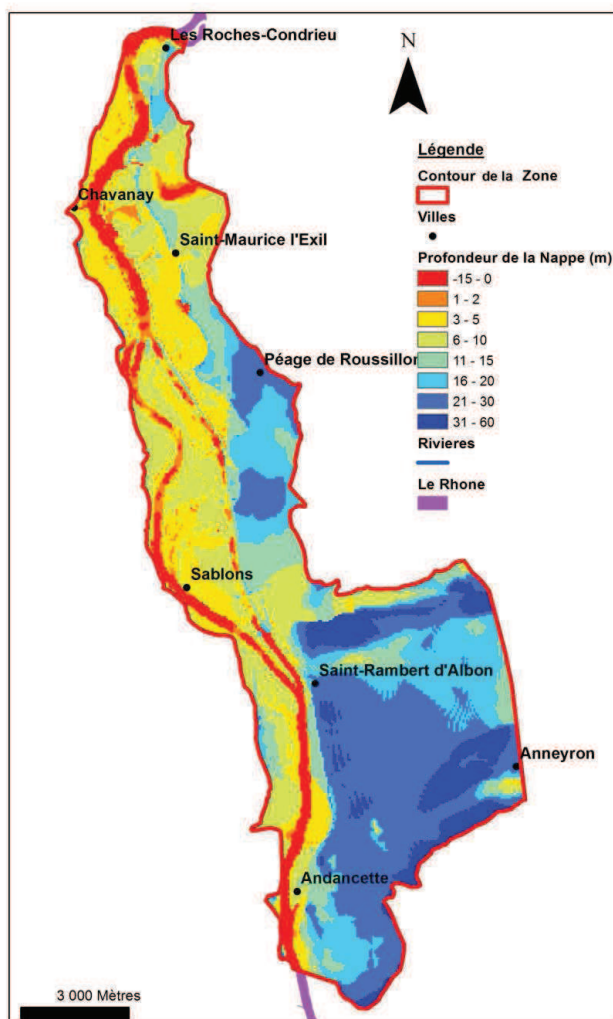


Figure 17: Profondeur de la nappe- En négatif (rouge) apparaissent les zones où la nappe affleure.

5.3.3.c Hauteurs d'eau en rivière

La Banque hydro, gérée par le Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations, fournit des estimations des débits du Rhône à la station de Ternay. Cette station se situe à environ 35 km au Nord du barrage de Saint-Pierre de Bœuf, non loin de la confluence avec le Gier. Le Rhône ne reçoit aucun affluent majeur entre cette station et l'amont de la zone d'étude. Les valeurs de débits sont donc considérées comme représentatives de celles observées pour le Rhône sur le secteur d'étude. Des erreurs significatives sur l'estimation du débit à la station de Ternay peuvent apparaître lorsque le Rhône est en très forte crue, par manque de courbe de tarage, ce qui oblige à extrapoler (Lang et al., 2006). L'incertitude augmente alors de 7 à 9% (source : CNR). En période normale il existe également une incertitude liée à la méthode de jaugeage employée. Celle-ci est d'environ 5 à 10% selon la méthode utilisée.

La Compagnie Nationale du Rhône mesure les hauteurs d'eau du Rhône en trois points (Figure 18) : à l'aval du barrage de Saint-Pierre de Bœuf, à l'amont du seuil de Peyraud et à l'amont du barrage de Péage-de-

Roussillon. Les mesures sont effectuées avec un pas de temps variable compris entre quelques minutes et 12 h. Les pas de temps oscillent majoritairement entre 30 minutes et 2 h. L'erreur sur la mesure est supposée être inférieure à 10 cm (+5cm) (Lang et al., 2006). La Compagnie Nationale du Rhône a également mesuré des lignes d'eau sur le Rhône à différentes périodes.

La réserve naturelle de l'île de la Platière effectue des mesures ponctuelles de niveau d'eau au sein de certains contre-canaux ou du Vieux-Rhône, au sein de la réserve et plus généralement de l'île de la Platière. Ces mesures sont effectuées avec une périodicité mensuelle entre les mois de mars et d'octobre.

Les affluents que sont la Sanne, la Valencize et les Collières sont instrumentés. Les débits sont estimés avec un pas de temps journalier et les données sont accessibles par la banque hydro.

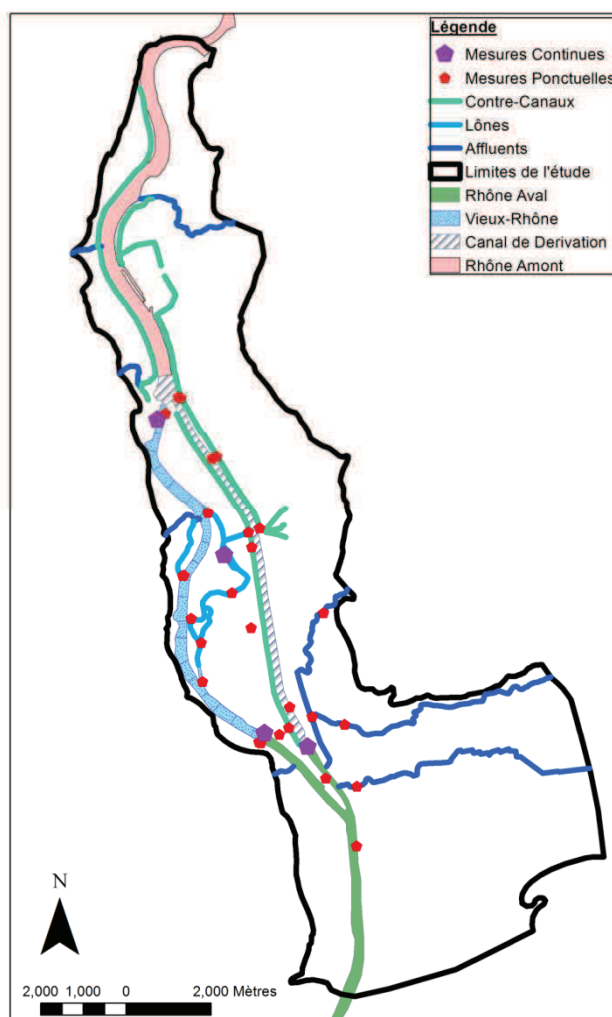


Figure 18: Points de mesure des niveaux des eaux superficielles.

Au sein du canal de dérivation, la ligne d'eau est relativement constante. Les fluctuations n'excèdent en général pas la cinquantaine de centimètres. Seules deux fluctuations de l'ordre du mètre sont observées sur la période comprise entre le 01/01/2003 et le 17/06/2009. La vitesse maximale de variation du niveau d'eau ne dépasse pas 0,05 m/h.

Les variations de niveau d'eau du Vieux-Rhône peuvent atteindre plus de 6 m à l'aval du barrage de Saint-Pierre de Bœuf. Sur la période comprise entre le 01/01/2003 et le 17/06/2009, la plus grosse crue a une amplitude de près de 7 m. Les crues s'atténuent à l'aval et ont une amplitude réduite au droit du seuil de Peyraud : 3,8 m au maximum, sur la même période. La vitesse maximale de montée des eaux est importante : 0,75 m/h à l'aval du barrage contre 0,25 m/h au seuil de Peyraud.

Les lignes d'eau mesurées par la CNR montrent que les fluctuations sont plus importantes à l'aval du seuil de Peyraud qu'à l'amont immédiat de ce dernier. En effet, à l'aval le niveau du Rhône est influencé par le débit du canal de fuite. Les fluctuations peuvent atteindre plus de 4 m d'amplitude pour une crue du Rhône biennale. Plus à l'aval, après la confluence avec le canal de fuite, l'amplitude des fluctuations de la ligne d'eau diminue jusqu'à devenir quasiment nulle au droit du barrage de Saint-Vallier. A la limite Sud de la zone étudiée, les fluctuations de la ligne d'eau avoisinent 2,5 m pour une crue biennale.

Les fluctuations du Rhône à l'amont du barrage de Saint-Pierre de Bœuf sont en général très faibles, sauf en cas de crues exceptionnelles. On observe une montée des eaux de 1,5 m à proximité de Condrieu, en cas de crue d'une période de retour de 15 ans (CNR, 1999).

Les fluctuations de niveau d'eau dans la lône de la Platière ont déjà été reproduites pour différentes valeurs de débit du Vieux-Rhône (CNR, 2010, (b)) (Figure 19). L'amplitude des fluctuations reste relativement similaire le long du cours de la lône en cas de forte crue (2900 m³/s dans le Vieux-Rhône). On note alors une atténuation inférieure à 15% entre l'amont et l'aval. En revanche, pour certaines crues les fluctuations de la ligne d'eau peuvent être plus fortes à l'aval.

Il existe également une composante saisonnière à l'évolution de la ligne d'eau de la lône de la Platière. Cette évolution sera décrite par la suite.

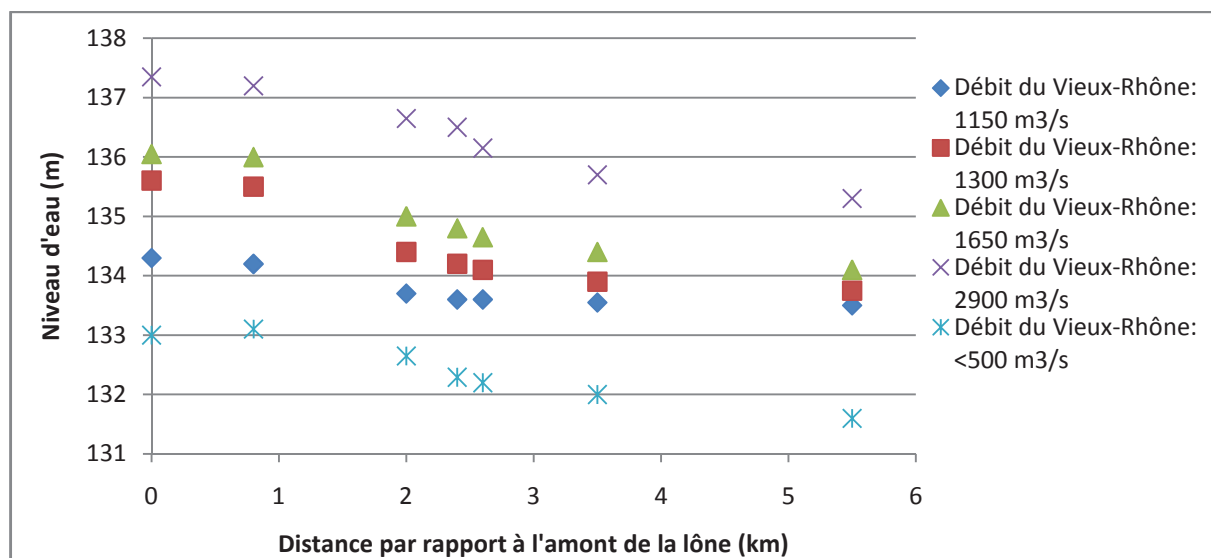


Figure 19: Lignes d'eau de la lône de la Platière pour différents débits du Vieux-Rhône.

Lorsque le débit du Vieux-Rhône dépasse une certaine valeur, l'augmentation consécutive du niveau d'eau dans la lône se traduit par une augmentation du niveau d'eau dans le contre-canal en rive gauche du canal de dérivation, via le siphon d'aménagé. Cette montée des eaux en rive gauche a lieu lorsque le niveau d'eau au seuil de Peyraud dépasse 133,2 m (ou lorsque le débit du Vieux-Rhône excède 960 m³/s).

Des études de la CNR (CNR, 1999) se sont également intéressés à l'extension des zones inondables. L'inondation de la plaine alluviale au Nord de l'axe Saint-Alban/ Chavanay ne paraît pas possible, même pour une crue millénaire du Rhône. En revanche, la plaine alluviale située au Sud de Chavanay peut être inondée par remontée d'eau par l'aval du barrage dans les contre-canaux. Une crue à période de retour de 15 ans (4700 m³/s) entraîne une inondation de la plaine comprise entre 1 et 2 m. Du côté opposé, en rive gauche, l'inondation s'effectue par remontée d'eau dans les contre-canaux rendue possible par l'intermédiaire d'un siphon sous le canal d'aménagé. Mais elle nécessite un débit global du Rhône supérieur à 4700 m³/s. L'inondation est effective pour un débit de 6200 m³/s. Une crue de 4700 m³/s est par contre suffisante pour noyer, localement sous plus de 2 m d'eau, la partie Nord de l'île de la Platière. Les plaines de Limony et de Peyraud sont alors également partiellement noyées.

5.3.3.d Températures des eaux de nappe et de rivière

Les bases de données ADES (Accès aux Données sur les Eaux Souterraines) et du SIERM (Système d'Information sur l'Eau Rhône Méditerranée) donnent accès aux valeurs de températures et de conductivités électriques de la nappe en un certain nombre de points. Ces mesures sont peu nombreuses. Elles concernent principalement les captages d'eau potable du SIGEARPE. Des mesures sont également effectuées sur le fleuve Rhône et ses principaux affluents.

Le système d'information sur l'eau regroupe également des données sur les températures et conductivités des eaux de surface, notamment du Rhône et de ses principaux affluents sur la zone d'étude.

Enfin, les sondes qui ont été installées dans le cadre du suivi des niveaux de nappe mesurent également la température. Ces sondes sont relevées tous les mois. Lors de ces campagnes mensuelles, la température et la conductivité des eaux de nappe sont également mesurées en de nombreux points de la nappe, ainsi que dans les cours d'eau.

La précision des sondes LTC Levelogger junior (de SOLINST) affichée par le fabricant est de 0,05°C, mais des expériences ont montrées que l'imprécision est plutôt de l'ordre de 0,2°C. Mais un biais important introduit lors de la mesure provient du fait qu'aucune vidange préalable du piézomètre n'est effectuée préalablement à la mesure, ceci afin de pouvoir réaliser plus de mesures lors des tournées de terrain. Dans le cas où les fonds des piézomètres sont colmatés, la température mesurée n'est donc pas forcément représentative de la température de la nappe. Une autre source d'erreur provient du fait qu'un certain temps est nécessaire pour que la température mesurée par la sonde s'homogénéise. Ce temps dépend de la température initiale de la sonde. Lors de mesures trop courtes, la température indiquée n'est donc pas nécessairement représentative. Cette erreur reste toutefois relativement faible, car une durée de mesure de l'ordre de 5 minutes est généralement utilisée (Annexe : Figure 133).

La température est régulièrement utilisée comme traceur pour visualiser les zones d'interaction nappe-rivière, bien qu'il s'agisse d'une grandeur non conservative. Les études qui prennent en compte la température se déroulent généralement à petites échelles : quelques mètres à quelques centaines de mètres.

La température des cours d'eau est variable temporellement et spatialement. Il existe des fluctuations saisonnières de la température, mais également journalières. Sur le Rhône ces dernières fluctuations peuvent atteindre 5°C (2,7°C en moyenne) sur le Vieux-Rhône et 2,3°C (1°C en moyenne) sur le canal de dérivation (Khalanski et al., 2008). La variabilité saisonnière de la température du Vieux-Rhône est également plus importante que celle du canal de dérivation (Poirel et al., 2012). Une variation de température longitudinale peut aussi être observée : la présence de la centrale nucléaire de Saint-Alban induit une augmentation moyenne de la température du Rhône de l'ordre de 0,5°C entre l'amont et l'aval du Rhône amont.

Cette variabilité de la température des eaux de surface peut se propager aux eaux souterraines.

Les fluctuations diurnes ne se propagent en général pas très loin en nappe. Dans les différentes études entreprises, celles-ci n'ont pu être visualisées que jusqu'à 1 m de profondeur dans les sédiments (Vogt et al., 2010), quarante centimètres (Krause et al., 2012), voire seulement 20 centimètres (Conant, 2004).

Il a toutefois été montré que la variabilité des températures de nappe sous des bassins d'infiltration en région Lyonnaise était 10 fois supérieure à la variabilité normale (Chastannet et al., 2008). Cette variabilité tend à diminuer lorsque la distance au bassin augmente. Ce même phénomène a été observé au voisinage de cours d'eau (Calvache et al., 2011), avec une variabilité de la température de la nappe accrue.

La variabilité observée dépend également du sens des échanges nappe-rivière. Les zones d'exfiltration de l'eau de nappe ne sont que peu affectées par les fluctuations de température du cours d'eau, même à une profondeur très faible sous le cours d'eau (Conant, 2004).

Une des difficultés qui intervient, lors de l'étude de la température, est liée au fait que la température de la nappe alluviale est sensible à la fois à celle des eaux de surface mais également à la température de l'air (Page et al., 2012). Or, ces deux températures sont généralement corrélées. Ainsi la température moyenne mensuelle du Rhône est très proche de celle de l'air sur la zone d'étude. Dans certains cas, la température du Rhône peut toutefois différer assez fortement de la température de l'air, lors de changements brutaux de température ou lors de phénomènes de gouttes froides dans le Rhône (Bravard et al., 2008).

Des temps de retard des variations de température de la nappe par rapport à celles de l'air, compris entre 4 et 8 mois, ont pu être mesurés (Lee, 2006). Les temps de retard entre les variations de température des cours d'eau et celles de la nappe adjacente ont, par contre, peu été étudiés à grande échelle.

La température de la nappe peut également être influencée par des venues d'eau profondes plus chaudes (Molina et al., 2002). Néanmoins cet apport est souvent considéré relativement constant dans le temps.

Enfin, la température de la nappe peut dépendre du taux d'urbanisation. Sous Lyon, la température des eaux souterraines a pu être corrélée avec la densité de population (Chastannet et al., 2008). Sous Berlin une augmentation de la température moyenne de 4°C a été constatée dans les zones fortement urbanisées (Senate Department for Urban Development, 2011). Mais, ce phénomène n'induit pas non plus de variabilité accrue de la température de nappe.

Une difficulté supplémentaire provient du fait que la température est généralement stratifiée dans la nappe. Seuls les premiers mètres (15 à 25 mètres) sont généralement affectés par les variations de température extérieures (Senate Department for Urban Development, 2011). Cela correspond à peu près à l'épaisseur de la nappe alluviale étudiée.

Non seulement la température des eaux de surface peut affecter la température des eaux souterraines mais le contraire se déroule aussi. Ce phénomène explique probablement pourquoi la variabilité thermique des affluents du Rhône, ou des contre-canaux, est moindre que celle du Rhône. Une part non négligeable du débit de ces cours d'eau proviendrait en effet de la nappe.

5.3.3.e Bilan sur les données disponibles

Les principales données disponibles peuvent être synthétisées dans le tableau ci-dessous :

Tableau 1: Données employées dans le cadre de ce travail.

Principales données	Sources	Utilité	Qualité	Pas de temps	Densité spatiale
Prélèvements en nappe	Agence de l'Eau OSIRIS	Bilan des flux entrant et sortant de l'aquifère – Utilité pour la modélisation et l'interprétation du comportement de la nappe	Moyenne - Il n'est pas toujours possible de rattacher un volume prélevé à un puits en particulier	Annuel	
				Mensuel	
	SIGEARPE		Bonne – Mais les données sont sous format papier	Journalier	
	Syndicat des eaux Annonay-Serrières		Bonne	Horaire	
Niveaux piézométriques	SIGEARPE	Utilité pour la modélisation – Une analyse plus qualitative de l'évolution des niveaux piézométriques est également effectuée	Assez bonne – les sondes sont placées dans les puits de prélèvements et les données sont sous format papier	Journalier	4 enregistreurs
	Syndicat des eaux Annonay-Serrières			Bonne	Horaire – les enregistreurs ont été mis en place assez récemment
	BRGM (ADES)		Bonne	Journalier – 2 enregistreurs ont été mis en place récemment	4 enregistreurs
	CNR		Bonne pour les données au pas de temps trimestriel et moyenne pour les autres	Trimestriel et horaire (entre 15 minutes et 6 heures)	15 enregistreurs (le nombre a varié au cours du temps) et 30 à 50 points de mesures (le nombre de relevés varie au cours du temps)

	OSIRIS		Bonne	Trimestriel	55 points de mesure au maximum (environ 1/3 chaque trimestre)
	Réserve Naturelle de l'île de la Platière		Bonne	Mensuel – les mesures ne couvrent en général pas la période hivernale	50 points au maximum (le nombre de relevés varie au cours du temps)
	Ecole des Mines de Saint-Etienne		Bonne	Horaire – les enregistreurs ont été mis en place récemment	7 enregistreurs (le nombre de relevés varie au cours du temps)
Niveaux d'eau en rivière	CNR	Utilité pour la modélisation et la mise en relation avec les niveaux piézométrique de la nappe	Bonne	Horaire	3 enregistreurs sur le Rhône
	Agence de l'eau (Banque Hydro)		Bonne	Journalier	1 enregistreur sur le Rhône et 3 autres sur des affluents
	Réserve Naturelle de l'île de la Platière		Bonne	Mensuel et horaire pour 1 enregistreur	1 enregistreur sur la lône de la Platière pendant une période, une dizaine de points de mesures sur les lônes – contre canaux et Rhône
	Ecole des Mines de Saint-Etienne		Bonne	Horaire et ponctuel	1 enregistreur sur la lône de la Platière et des mesures sur les contre-canaux et les affluents
Température	Agence de l'eau (SIERM)	Utilité pour la visualisation des zones d'alimentation de la nappe par les cours d'eau	Bonne	Mesures ponctuelles, parfois mensuelles – température des cours d'eau	Peu de points de suivi : Rhône, et trois affluents
	BRGM (ADES)		Bonne	Mesures ponctuelles et irrégulières – températures de nappe	Très peu de points de suivi (<6)
	Ecole des Mines de Saint-Etienne		Moyenne (températures mesurées non nécessairement représentative de celles de la nappe)	Mensuel et horaire	7 enregistreurs (le nombre de relevés varie au cours du temps) et une vingtaine de points de mesures

5.4 Bilan - choix d'une zone d'étude principale plus restreinte

Les fluctuations des niveaux du Rhône les plus importantes sont centrées autour de l'île de la Platière. D'autre part, le gradient moyen de la nappe est relativement faible sur cette zone. C'est par conséquent dans cette partie centrale que les phénomènes d'inversions transitoires du sens de l'échange nappe-rivière en fonction du temps sont prédominants (et semblent les plus intéressants à étudier). A l'amont du secteur, les contrecanaux contribuent en effet à diminuer la propagation des crues du Rhône en nappe et, même lors des crues, le niveau du Rhône varie peu. A l'aval du secteur, sur la partie Sud, le fort gradient de la nappe empêche une propagation lointaine de ces mêmes fluctuations.

Les données disponibles concernent principalement l'île de la Platière et sa proche périphérie. Cela inclut les chroniques de mesure de la ligne d'eau. Par conséquent plus on se rapprochera de la partie Nord ou Sud de la zone d'étude, plus la précision de la reconstitution de la ligne d'eau aura tendance à diminuer. L'absence, sur ces zones, de mesures piézométriques bien localisées ne permet également pas de vérifier l'exactitude de la modélisation des échanges nappe-rivière.

Compte-tenu des données disponibles, des enjeux opérationnels, et des caractéristiques hydrauliques du secteur d'étude, le choix a été fait de se focaliser principalement sur la partie centrale de la zone d'étude (Figure 15).

6 Méthodologie employée

Plusieurs éléments conditionnent le choix des méthodes employées afin d'étudier les relations nappe-rivière. Le choix des méthodes doit être déterminé en fonction :

- Du site d'étude (dimension géographique, profondeur et largeur du cours d'eau, contexte anthropisé ou non anthropisé, accessibilité de la zone d'étude) ;
- Des données préalablement disponibles ou des moyens (temps, budgets et autorisations) ;
- Des enjeux et des objectifs de l'étude.

Le site d'étude est de taille intermédiaire. Il s'agit d'un tronçon limité du fleuve Rhône. Seule une partie très limitée du bassin versant de ce dernier est étudiée et le débit du Rhône est important (environ 1000 m³/s en moyenne). Les études qui utilisent des jaugeages différentiels le long du cours du fleuve ne peuvent donc être utilisées. Le Rhône est large et profond. Les techniques généralement utilisées à petites échelles comme les mesures de flux à l'interface nappe-rivière (fibres optiques, poches extensibles,...) ne sont pas non plus vraiment applicables à l'échelle de la zone. L'étude de la biodiversité au sein des sédiments est rendue délicate par la faible abondance de peuplement de macroinvertébrés sur la zone (Fruget et Dessaix, 2002). Néanmoins, la zone d'étude est assez proche de Saint-Etienne, ce qui facilite les visites sur le terrain.

Il existe de nombreuses données piézométriques sur la zone d'étude. Un certain nombre de chroniques piézométriques continues, ou quasi continues, sont notamment disponibles. Le fonctionnement du Rhône est assez bien connu. La géométrie de l'aquifère est également relativement bien connue. Lors de l'interpolation de la profondeur du substratum, aucun problème de recoupement avec la surface du terrain n'a été constaté.

En revanche, aucune mesure isotopique n'est disponible sur la zone. Des mesures de paramètres chimiques ont été réalisées mais ces mesures ne sont disponibles qu'en quelques localisations.

Par rapport aux enjeux et aux objectifs du travail de thèse présentés précédemment, et dans la perspective de d'identifier les zones de comportements homogènes de la nappe (notamment en ce qui concerne les interactions entre le Rhône et la nappe alluviale) et les principales sources de variabilité du niveau de la nappe, une Analyse en Composantes Principales (ACP) est tout d'abord effectuée sur les séries piézométriques temporelles. Les mesures de température sont également exploitées. Les différents types de comportements observés en nappe sont explicités et détaillés et l'information est présentée de manière spatialisée.

Des analyses corrélatoires et spectrales à partir des séries temporelles de hauteurs d'eau, en rivière et en nappe, et faisant appel à l'analyse corrélatoire simple, l'analyse de Fourier, et l'analyse en ondelettes sont ensuite réalisées. Ce type d'étude offre la possibilité, d'une part, de délimiter la zone d'interaction entre le fleuve et sa nappe alluviale et, d'autre part, de préciser les caractéristiques de la propagation des variations de niveau des cours d'eau au sein de la nappe.

Cette analyse préliminaire des signaux piézométriques est intéressante en tant que telle car elle permet de répondre à certaines questions sur le comportement de l'hydrosystème. Ainsi l'analyse en composantes principales des séries piézométriques caractérise la dynamique de la nappe.

La dynamique de la nappe dépend notamment de la perméabilité et du coefficient d'emmagasinement de l'aquifère, de la géométrie, des caractéristiques de la zone non-saturée, de la position et de la nature des limites et des conditions à ces limites (Seguin et al., 2009).

L'analyse corrélatoire et spectrale va, elle, permettre de caractériser l'influence des fluctuations de niveau du fleuve, et éventuellement d'autres paramètres, sur la nappe phréatique. Cette caractérisation s'intéresse au temps de réponse, à l'inertie du système, ou encore à l'atténuation des fluctuations.

Selon les questions qui se posent sur l'hydrosystème, les traitements des séries temporelles par analyses statistiques peuvent s'avérer suffisants.

Cette analyse préalable du comportement du système est susceptible d'apporter une aide aux modélisations déterministes des écoulements. Elle a notamment pour vocation de déterminer les principaux facteurs à prendre en compte pour expliquer la variabilité du niveau piézométrique de la nappe alluviale. De nombreux facteurs peuvent en effet expliquer, a priori, les fluctuations de la nappe : pluie, évapotranspiration, drainage ou apports latéraux, prélèvements,... D'autre part, l'analyse renseigne indirectement sur des propriétés physiques du système : les temps de transfert des ondes de pressions en nappe sont fonction de la perméabilité et de l'emmagasinement de l'aquifère.

L'analyse initiale apporte non seulement de l'information sur le comportement de l'hydrosystème mais elle induit également la formulation de questions. Certaines particularités du fonctionnement de la zone, jusqu'alors non soupçonnées, peuvent être identifiées. Ces particularités locales peuvent ensuite faire l'objet d'études plus approfondies à l'aide d'une modélisation numérique déterministe de l'aquifère.

Dans un second temps, une modélisation déterministe est conduite. Celle-ci apporte en effet un certain nombre d'informations qui sont difficilement accessibles par le biais des traitements du signal et qui intéressent les gestionnaires. Il est ainsi possible d'estimer des flux échangés, ou encore les chemins suivis par les particules fluides en nappe. Les modélisations permettent également d'étudier la plausibilité des différents scénarios d'échanges qui peuvent être envisagés.

Enfin, l'un des objectifs de la thèse est d'essayer d'établir un lien entre les résultats issus du traitement des signaux (distance de propagation de l'onde de pression, temps de retard lors de la propagation) et certains résultats que seule la modélisation numérique peut permettre d'estimer (flux échangés, distance de propagation des particules fluides,...). Il s'agit de déterminer si une simple analyse des signaux piézométrique ne pourrait pas fournir plus d'information qu'il n'est habituellement possible. De manière similaire, la méthode géomatique de quantification des échanges nappe-rivière est appliquée à la zone étudiée. Les résultats obtenus sont comparés à ceux obtenus par la modélisation numérique déterministe plus classique. L'objectif est de déterminer le degré de validité de l'analyse géomatique afin de déterminer dans quelles conditions celle-ci pourrait se substituer aux modèles.

Les outils utilisés dans le cadre de ce travail de thèse appartiennent donc aux 4 grandes catégories de méthodes existantes (Figure 20) :

- modèles hydrodynamiques maillés, déterministes et à base physique ;
- modèles simplifiés (à base physique ou non);

- méthodes bilans et statistiques ;
- mesures locales de terrain.

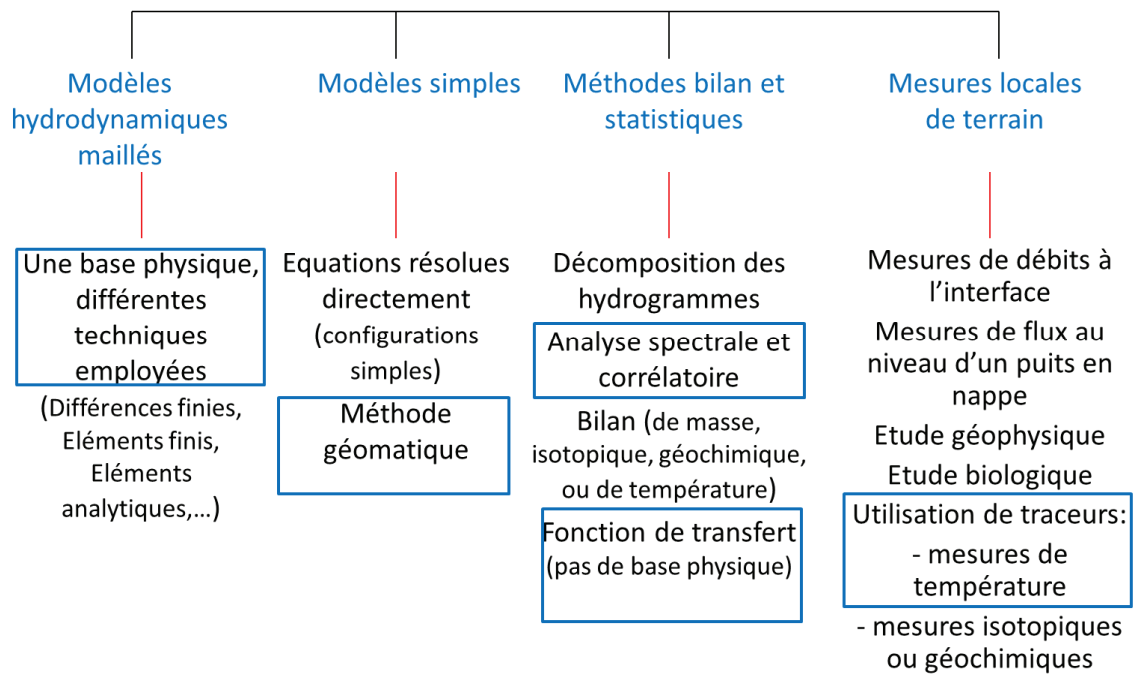


Figure 20: Les grandes catégories de méthodes pour étudier les interactions nappe-rivière.

Partie II .Caractérisation du comportement de l'hydrosystème – traitement des signaux piézométriques

1 Méthodes d'analyse des signaux piézométriques

Dans cette section, les méthodes d'analyse des signaux piézométriques employées sont décrites.

Dans un premier temps, on rappelle l'utilité des deux principales méthodes employées (analyse en composantes principales et analyse corrélatoire et spectrale). Dans un second temps, les différentes étapes suivies sont détaillées.

1.1 Méthodes d'analyses employées – origines historique et utilité dans le cadre de l'étude

Afin d'extraire de l'information des chroniques piézométriques disponibles, deux types d'analyses ont été conduites. La première a consisté en une analyse en composantes principales afin de d'identifier les principaux facteurs influençant la nappe. Dans un second temps des analyses corrélatoires et spectrales ont permis de mieux caractériser le lien existant entre les fluctuations de niveau du fleuve Rhône et les variations piézométriques observées en nappe.

1.1.1 Analyse en composantes principales des signaux piézométriques

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) permet de déterminer le taux de similitude entre différentes variables. Elle est fréquemment utilisée afin d'extraire de l'information à partir de séries de données (Joliffe, 2002). Elle permet de réduire le nombre de variables, tout en minimisant la perte d'information.

L'ACP est d'utilisation courante dans de nombreux domaines. En hydrogéologie cette technique a notamment été utilisée pour :

- Montrer les similitudes de comportement entre différents paramètres, comme le taux de précipitation, le débit d'un cours d'eau et le taux d'affaissement du sol (Zerbini et al., 2010) ou encore les précipitations, la température et le débit (Kumar et Duffy, 2009) ;
- Réduire le nombre de paramètres à étudier lors d'analyses chimiques (Morejezi et al., 2011; Güler et al., 2012) ;
- Réduire la taille de grands modèles numériques (Vermeulen et al., 2004).

L'ACP n'a cependant pas si souvent été appliquée directement aux séries piézométriques. Trois études ont été identifiées à ce sujet (Yu et Chu, 2010; Longuevergne et al., 2007; Gangopadhyay et al., 2001), sur des systèmes de grandes tailles (plusieurs milliers de km²).

Longuevergne et al. (2007) ont utilisé les données de 195 piézomètres de la plaine alluviale du Rhin (France-Allemagne), avec un pas de temps de mesure d'une semaine (908 pas de temps). 5 composantes principales sont retenues, qui représentent environ 80 % de la variance globale. Yu et Chu (2010) prennent en compte 66 piézomètres situés dans la plaine alluviale de la Chosui (Taiwan) avec un pas de temps des données mensuel (54 pas de temps). 5 composantes principales qui expliquent 80 % de la variance du système sont également retenues. Enfin, (Gangopadhyay et al. (2001) utilisent des données provenant de 258 puits près de Bangkok (Thaïlande), avec un pas de temps mensuel, dans le but de proposer un programme de suivi des niveaux de nappe.

Yu et Chu (2010) et Longuevergne et al. (2007) ont ensuite déterminé les principaux facteurs qui exercent une influence sur la variabilité des niveaux de nappe et leur ont donné une interprétation physique, à l'aide d'une représentation spatiale des coefficients de saturation associés aux composantes principales retenues. Longuevergne et al. (2007) établissent, dans leurs cas d'étude, que le premier vecteur propre peut être associé à la contribution des cours d'eau de montagne (44 % de la variance totale) et le second vecteur propre représente l'influence des précipitations (20 % de la variance totale). Seul le troisième vecteur propre caractérise l'influence du fleuve Rhin sur la nappe (9 % de la variance expliquée). Yu et Chu (2010) déterminent que les fluctuations de niveau de l'aquifère sont principalement expliquées par la pluie (48 % de la variance totale), suivi par les prélèvements (10 % de la variance). L'influence du cours d'eau principal (La Chosui) ne permet d'expliquer que 7 % de la variance totale (quatrième composante).

D'autres types d'analyse assez proches ont également été utilisés par le passé, comme l'analyse factorielle des correspondances (Benzecri, 1973; Canceill, 1971). Mais l'intérêt de l'ACP réside dans la possibilité de dégager plus facilement une interprétation physique des principaux facteurs influençant la nappe.

Des techniques de groupement ont préalablement été couplées avec l'ACP (Dash et al., 2010 ; Indhumathi et Sathiyabama, 2010). La classification est appliquée à la matrice de saturation provenant de l'ACP afin d'identifier des zones de comportements homogènes au sein des points de mesure. Une telle classification est en effet plus robuste que si elle était appliquée directement aux données brutes (Baek et al., 2010). Ce type de classification a surtout été adoptée dans le cas d'études hydro-géochimiques (Monjerezi et al., 2011). Une classification a cependant été mise en œuvre à partir d'une ACP réalisée sur des séries de précipitations, de température et de débit (Kumar et Duffy, 2009).

Aucune méthode de classification couplée à une ACP ne semble avoir été employée dans le cas de séries temporelles piézométriques uniquement.

Dans un premier temps, l'objectif de la thèse est de reproduire une approche similaire à celle de Yu et Chu (2010) et Longuevergne et al. (2007), sur le secteur de Péage-de-Roussillon. Le but premier est de déterminer les principaux facteurs qui affectent la variabilité des niveaux de nappe. Sur les grands sites préalablement étudiés, les fluctuations du niveau du principal fleuve n'ont qu'un impact très limité sur l'ensemble de la nappe. L'enjeu est, au contraire, sur le site de Péage-de-Roussillon, de se focaliser plus particulièrement sur les interactions eaux de surface – eaux souterraines qui ont lieu à une plus petite échelle (moins de 100 km²).

Le pas de temps des séries temporelles utilisé lors des études mentionnées ci-dessus, est relativement important. Aucune étude de l'influence d'une variation de ces pas de temps n'a été conduite, à la connaissance de l'auteur. Des tests de sensibilités de l'ACP aux données sont donc proposés afin d'estimer la robustesse de la méthode choisie. Il s'agit de déterminer de quelle manière le pas de temps choisi influence les résultats. Certains phénomènes physiques pourraient en effet être masqués selon l'échelle temporelle prise en compte.

D'une manière générale les séries piézométriques disponibles présentent des lacunes. Certaines données sont aberrantes. Il s'agit d'une situation courante pour les données environnementales. Dans les études précédentes les données manquantes ont été reconstituées par interpolation linéaire (Longuevergne et al., 2007), par modélisation numérique déterministe (Gangopadayhay et al., 2001) ou simplement non mentionnées (Yu et Chu, 2010). Dans tous les cas, aucune analyse de sensibilité vis-à-vis des données n'a été menée. Le choix a donc été fait, dans un premier temps, d'identifier les données aberrantes, de les enlever puis de reconstituer les données manquantes. Une solution simple consiste à remplacer les données manquantes par une valeur moyenne (Joliffe, 2002). D'autres méthodes plus sophistiquées ont été développées, certaines faisant appel à des méthodes stochastiques (Chen). Mais, comme les lacunes sont nombreuses, et que la reconstitution des données manquantes peut être une source d'information, les séries temporelles sont reconstituées à l'aide de modèles de type « boîte noire ». Des tests sont par la suite conduits pour apprécier l'impact de cette reconstruction sur les résultats de l'ACP.

Une classification basée sur les résultats de l'ACP est par la suite réalisée. L'objectif de cette classification est d'identifier les zones de comportement homogène au sein de l'aquifère, ce que ne permet pas directement l'ACP.

Tous les résultats sont ensuite représentés sous forme de carte. L'information est spatialisée.

Des ACP portant sur les signaux temporels de température de la nappe ont également été menées afin d'identifier les zones d'interaction nappe-rivière du point de vue de ce facteur.

1.1.2 Analyses corrélatoires et spectrales entre les signaux de hauteur d'eau en rivière et en nappe

Les analyses corrélatoires, dans le domaine temporel, et spectrales, dans le domaine fréquentiel, permettent de caractériser les relations entre deux séries temporelles (signal entrant et sortant du système par exemple). Il est alors possible d'établir le temps de retard ou encore l'atténuation du signal (entrant) lors de sa propagation à travers un milieu. Ces méthodes ont été mises en œuvre dans de nombreux domaines, afin de récupérer de l'information cachée dans les données.

Historiquement ces analyses ont été employées, en hydrogéologie, afin d'extraire de l'information sur des systèmes complexes, en particulier dans le cas d'aquifères karstiques. L'analyse corrélatoire simple et celle, spectrale, de Fourier ont notamment été utilisées, au sein d'environnements karstiques, pour établir des relations entre les précipitations et le débit de sources (Mangin, 1984; Padilla et Pulido-Bosch, 1995), entre les précipitations, les débits et les niveaux piézométriques (Larocque et al., 1998; Christin, 2005), entre les précipitations et les niveaux piézométriques (Thinon-Larminach, 2000) et entre les précipitations, les niveaux

piézométriques, la turbidité et la conductivité de l'eau (Massei et al., 2006). En milieu côtier la marée a également été reliée à des changements de niveau de la nappe (Shih et al., 2000 ; Evans, 2004).

Plus récemment l'analyse en ondelettes a été introduite en hydrogéologie. L'analyse en ondelettes permet d'étudier l'absence de linéarité de système qui ne pourrait pas être identifiée par analyse corrélatoire simple. L'analyse de Fourier a également quelques limitations dans le cas de signaux non gaussiens (Labat et al., 2000). Certaines de ces limitations peuvent être réduites grâce aux ondelettes. Mais, surtout, celle-ci rend possible la localisation temporelle du contenu fréquentiel des signaux (Torrence et Compo, 1998).

L'analyse en ondelettes a également reçu quelque attention dans le cas d'environnements karstiques (Labat et al., 1999; Labat et al., 2000; Tam et al., 2004; Salerno et Tartari, 2010). Elle rend possible la séparation des composantes d'écoulement rapides de composantes plus lentes. Cette technique n'a pas seulement été appliquée aux milieux karstiques. Henderson et al. (2009) ont utilisé les ondelettes sur des séries de température, obtenues depuis des fibres optiques immergées dans les sédiments, afin d'obtenir des informations sur les échanges nappe-rivière dans le cas d'un milieu estuarien. Kang et Lin (2007) étudient la corrélation entre différents indicateurs chimiques au sein d'un petit bassin versant non karstique. Gaucherel (2002) détecte des périodicités similaires entre les précipitations et le débit de rivières. Cependant, les ondelettes n'ont que peu été utilisées dans le cas d'aquifères alluviaux (Liu et al., 2007).

D'une manière générale les analyses corrélatoires et spectrales se sont principalement intéressées au lien entre les précipitations et les débits de sources karstiques. Peu d'autres environnements ont été étudiés. Lorsque la relation entre les eaux de surface et les eaux souterraines est examinée, le niveau piézométrique au sein de l'aquifère est généralement pris comme le signal entrant et le débit du cours d'eau comme le signal sortant. Dans le cas étudié, le niveau d'eau en rivière agit, au contraire, comme la force motrice des fluctuations des niveaux de nappe.

Dans un premier temps, l'objectif de la thèse est d'établir l'existence de corrélations entre le niveau du Rhône et le niveau piézométrique de l'aquifère. Dans un deuxième temps, il s'agit de caractériser la propagation et la filtration des épisodes de crue du Fleuve en nappe en fonction de la période étudiée (Ondelettes) et du contenu fréquentiel des signaux (Fourier et Ondelettes). Les temps de transferts et l'atténuation des ondes de pression sont, à ce titre, calculés.

Les différentes techniques sont successivement utilisées. Un des points clés de l'étude est, par la suite, de spatialiser l'information ainsi obtenue, ce qui n'est pas réalisé communément.

1.2 Analyse préliminaire des séries temporelles pour le choix de pas de temps pertinents

La première étape de l'étude consiste à choisir un pas de temps adéquat pour la représentation des mesures de piézométrie. Différents jeux de données de niveau d'eau sont pris en compte. Dans chaque cas les mesures de hauteur d'eau en rivière sont également disponibles au même pas de temps.

Dans le cas des données horaires, ou quasi horaires, un pas de temps de 4h est choisi. Ce pas de temps est en effet le pas de temps le plus fréquent au sein des données piézométriques enregistrées. Peu de séries temporelles sont disponibles avec un pas plus fin. Il apparaît également, au vu des données, que les fluctuations de la nappe ne sont pas nécessairement négligeables pendant les 4h qui s'écoulent entre deux mesures. Il est donc intéressant de garder le pas de temps le plus faible possible.

Dans le but d'obtenir un pas de temps identique pour l'ensemble des données quasi horaires, une technique de régression linéaire est utilisée. A l'issue de cette homogénéisation, 14155 pas de temps sont finalement conservés pour les différents points de mesure (15 stations). Une période de 5,5 années est définie, qui couvre la période 2003-2009.

Un autre jeu de données possède un pas de temps trimestriel. Mais une difficulté provient du fait que toutes les mesures n'ont pas lieu aux mêmes dates. Seules les données disponibles à la même date, plus ou moins une semaine, sont conservées. Il reste alors 55 stations de mesures sur les 66 disponibles au départ, et 80 pas de temps. Cela représente le jeu de données n°1. Ces données présentent des lacunes. Un deuxième jeu de données, avec 36 stations, est donc constitué à partir des stations de mesure où moins de 25 % des chroniques sont manquantes (cas n°2). Enfin, pour certains pas de temps de nombreuses stations n'enregistrent pas de mesures. Les pas de temps où plus de 10 stations présentent des lacunes sont supprimés. Il reste alors 36 stations et 74 pas de temps (cas n°3). La période couverte correspond à 1992-2011.

Enfin, des données mensuelles sont également prises en compte. Seules des périodes temporelles limitées sont étudiées. En effet l'année entière n'est pas couverte par les données mensuelles. Il existe également de nombreuses lacunes. Une étude portant sur un groupe de 10 points de mesures (année 2010) et une période temporelle de 8 mois est présenté par la suite.

En ce qui concerne la température, nous avons réalisé des mesures chaque mois sur une période de 8 mois (de septembre 2012 à mars 2013). 25 points de mesures principaux sont pris en compte, ce qui inclut des points situés en nappe et en rivière.

1.3 Détection des données aberrantes

Les données quasi horaires, issues d'enregistrements automatiques, présentent de nombreuses anomalies. Ces anomalies ont des origines diverses: erreur de lecture de niveau, dérive ou mauvais fonctionnement des enregistreurs, variation du colmatage du piézomètre dans le temps, arasement de la partie haute du piézomètre à un certain moment, non prise en compte des variations de pression barométrique,... Afin de pouvoir malgré tout utiliser les données piézométriques, différentes techniques ont donc dû être utilisées pour détecter celles qui sont aberrantes.

Les sauts de valeurs ont tout d'abord été détectés automatiquement à l'aide d'un test de comparaison entre les variations de niveau d'eau d'un pas de temps sur l'autre et l'écart type des fluctuations piézométriques. Il s'agit de s'assurer que le saut reste inférieur à une valeur seuil :

$$Saut = \frac{X(i+1) - X(i)}{\sigma(X)} < seuil$$

Où $X(i)$ est le niveau d'eau au temps i et $\sigma(X)$ est l'écart type des variations de la piézométrie au point de mesure. Le choix du seuil est quelque peu arbitraire. En effet la distribution de la piézométrie ne suit pas une loi normale. Il n'est donc pas aisé de prendre une valeur de seuil qui ait une signification physique (tel qu'un certain pourcentage de valeurs restent en dessous de ce seuil).

Les sauts les plus importants sont alors détectés. La difficulté est ensuite de décider si ce saut peut avoir une origine physique ou s'il est le fruit d'une erreur quelconque (dérive, erreur de lecture de niveau,...). Une étude plus approfondie a parfois permis de répondre à cette question (comparaison avec des mesures ponctuelles).

Différentes techniques ont ensuite été utilisées pour repérer des changements de comportement du système au cours du temps.

Une première technique consiste à calibrer un modèle qui reproduise le signal observé, à l'aide de « facteurs explicatifs », sur une période jugée correcte (période de référence). Le signal est par la suite reconstitué sur la période test. Si le modèle est capable de bien représenter les observations sur la période de référence, mais non sur la période test, cela met en évidence un changement de comportement du système au cours du temps (Komperod, 2011; Mathwork, 2008; Ljung, 1999).

Deux types de modèles déterministes de type « boîte noire » sont employés. Les deux types de modèles sont explicités plus en détails dans la section suivante car ces modèles sont également utilisés pour reconstituer les données manquantes.

La période de référence peut être identifiée, notamment par comparaison entre les données enregistrées et celles mesurées ponctuellement. Elle doit également être d'extension temporelle maximale. Une technique de fragmentation de l'échantillon est adoptée (Snee, 1977). Deux tiers de la période de référence sont utilisés pour l'estimation des paramètres du modèle tandis qu'un dernier tiers sert à tester la validité du modèle. Lorsque le modèle permet une représentation correcte de ce qui est observé sur le dernier tiers de la période de référence, il est ensuite appliqué à la période test. Un critère de Nash supérieur à 0,5 entre le modèle et l'observation, sur la période de référence, et inférieur à 0,2 sur la période test indique un changement notable de comportement du système.

Une seconde approche a consisté à comparer la distribution des valeurs sur la période de référence et les périodes tests (Kundzewicz et Robson 2000) en utilisant un test classique du Chi2 de Pearson (Pearson, 1900; Greenwood et Nikulin, 1996). Ce test est adapté aux données car celles-ci n'ont pas une distribution Gaussienne (ce qui est montré par un test du Chi2, avec une probabilité supérieure à 99 %). Le test revient à calculer P :

$$P = \sum_{i=1}^n \frac{(No_i - Np_i)^2}{Np_i}$$

Où No_i est la population de la classe i dans la période test, Np_i est la population de la classe i dans la période de référence et n est le nombre de classes prises en compte ($n > 30$). Il peut être considéré que la distribution des données sur la période test est similaire à celle observée sur la période de référence, au risque de se tromper α , lorsque :

$$P < q\chi_{n-1}^2$$

Où $q\chi_{n-1}^2$ est issu de la table du Chi2 avec $n-1$ degrés de liberté.

Une troisième, et dernière, méthode employée consiste à représenter le niveau d'eau souterrain en une station en fonction du niveau d'eau observé sur une station voisine. Cela rend notamment possible la détection des effets d'écrêtage des données.

De manière similaire aux sauts, des analyses plus fines, faisant appels aux données ponctuelles, ont été employées pour finalement valider les morceaux de chroniques à supprimer.

Les autres jeux de données (aux pas de temps trimestriels et mensuels) sont traités différemment, car les mesures sont manuelles et donc moins entachées d'erreur. Et, surtout, la reconstitution des données manquantes est beaucoup plus délicate.

1.4 Reconstitution des données manquantes

Une fois les principales anomalies, présentes dans les données horaires, enlevées, les signaux ont été reconstitués sur les périodes lacunaires. A ce titre, plusieurs choix ont dû être faits en ce qui concerne : le type de modèle à utiliser et la manière dont les paramètres des modèles sont estimés, la période de calage, les facteurs explicatifs et l'estimateur d'ajustement entre le signal observé et modélisé.

Deux types de modèles déterministes sont utilisés, un modèle linéaire autorégressif (ARX) et un modèle non-linéaire de type Hammerstein Wiener, afin de reconstituer les données manquantes et d'étudier la linéarité du système.

Le fonctionnement du modèle autorégressif s'écrit comme (Ljung, 1996) :

$$y(t) + a_1y(t-1) + \dots + a_nay(t-na) = b_1u(t-nk) + \dots + b_nbu(t-nb-nk+1) + e(t)$$

Où y est le signal piézométrique de sortie, qui est reconstitué, u le facteur explicatif, n_a et n_b les temps de mémoire du système, n_k un temps de retard et $e(t)$ le terme d'erreur. Ce modèle a été choisi pour sa facilité de mise en œuvre. Les paramètres du modèle peuvent également fournir indirectement des informations sur les propriétés physiques du système (temps de retard vis à vis de perturbations).

Le modèle non-linéaire Hammerstein-Wiener fonctionne selon la procédure suivante :



Un modèle de Hammerstein-Wiener consiste en un bloc linéaire compris entre 2 blocs non-linéaires (Billings, 1980; Zhu, 2002; Bai, 2002). Une fonction linéaire par morceaux est utilisée pour le bloc non-linéaire tandis que la partie linéaire est décrite par un modèle à erreur de sortie.

Ce modèle est l'un des modèles non-linéaire par blocs les plus utilisés. Il présente l'intérêt, par rapport aux modèles non-paramétriques, de permettre une interprétation physique du système. Le bloc linéaire peut également être calé indépendamment des 2 autres, ce qui permet d'observer le gain lors de l'introduction de la non-linéarité.

Le modèle choisi est celui qui donne la meilleure reconstruction des données sur l'échantillon de référence. En général, il s'agit du modèle non-linéaire, ce qui suggère un manque probable de linéarité du système.

La calibration consiste à déterminer les paramètres a_i et b_i , n_a , n_b et n_k .

Dans le cas du modèle ARX, une méthode des moindres carrés (Ljung, 1996) est employée pour déterminer a_i et b_i . Les paramètres n_a , n_b et n_k sont estimés à l'aide du critère de Akaike qui consiste à trouver un optimum entre le nombre de paramètres et le bénéfice apporté par l'introduction de ces paramètres (Bindlish, 2003; Akaike, 1974).

Dans le cas du modèle non-linéaire, l'algorithme itératif de Levenberg-Marquardt est utilisé afin de caler les paramètres (Wang et al., 2008; Ljung, 1999, 1996; Falkner, 1988). Les paramètres du bloc linéaire sont tout d'abord estimés en ajustant directement le modèle à erreur de sortie.

Le logiciel MATLAB est utilisé avec les fonctions suivantes : `oe` pour le modèle à erreur de sortie, `arx` pour le modèle autorégressif, et `nlfsw` pour le modèle non-linéaire de Hammerstein-Wiener (Ljung, 2012).

Le choix de la période de calage des paramètres est critique (Whittaker, 2003). La période la plus longue sans lacune est généralement considérée. Toutefois, lorsque la période d'apprentissage diffère significativement de la période sur laquelle les séries de données sont reconstituées, la période d'apprentissage peut être modifiée car la reconstitution des données est alors sujette à forte caution. Cela est particulièrement vrai dans le cas du modèle non-linéaire (Woodhouse, 1999). Le modèle non-linéaire est donc privilégié, sauf en présence de fortes différences de comportement du système entre les deux périodes.

Pour le calage, une technique de fragmentation de l'échantillon est employée. Le problème de cette procédure est que la période de calibration doit être indépendante de la période de validation, ce qui n'est pas

forcément le cas (Henriksen et al., 2003; Whittaker, 2003). Cependant le temps de réponse de l'aquifère est court (ce qui est montré par la suite, lors de l'analyse corrélatoire) ce qui affaiblit la dépendance entre les deux périodes temporelles.

L'adéquation entre le signal observé et modélisé est caractérisée à l'aide du critère de Nash. Le critère de Nash est maximisé. Il est supposé acceptable lorsqu'il est supérieur à 0,5.

Avant de pouvoir accepter le modèle, des tests de corrélation croisée entre les résidus et les signaux entrants sont également réalisés, afin de s'assurer que la perte d'information n'est pas trop importante (Breaker et Brewster, 2009). Le degré d'autocorrélation des résidus est également calculé dans l'optique d'évaluer la blancheur de ces derniers.

Différents facteurs explicatifs sont testés : précipitations, évapotranspiration, variation du niveau du fleuve Rhône à différents endroits. Mais, seul un facteur explicatif a finalement été utilisé dans cette étude (niveau d'eau du Rhône au seuil de Peyraud) car la prise en compte de plusieurs facteurs n'améliore pas significativement le résultat (Annexe : Exemple de reconstitution).

Aucune reconstitution des données manquantes n'a été réalisée dans le cas des données mensuelles et trimestrielles. En effet, la durée d'apprentissage est alors trop courte et le temps de réponse du système est trop rapide par rapport aux pas de temps existants entre les données.

1.5 Analyse en composantes principales

Dès lors que les principales anomalies sur les chroniques piézométriques ont été enlevées, il est possible de procéder à une analyse de l'information contenue dans les jeux de données. La première méthode employée consiste à essayer de déterminer quels sont les principaux facteurs qui expliquent la variabilité des niveaux de nappe. A ces fins, une analyse en composantes principales est conduite.

L'analyse en composantes principales permet de décomposer le jeu de données initial en un jeu plus restreint qui permet d'expliquer la majeure partie de la variance des données de départ. C'est une méthode classique et bien documentée (Joliffe, 2002 ; Karhunen, 1947). De nombreuses variantes de cette méthode ont été développées. Des formulations robustes de l'ACP, qui permettent de minimiser l'influence des données aberrantes, ont été étudiées (Ding et al., 2006; Chen et al., 2009). Mais ces techniques n'ont pas été considérées dans le cadre de ce travail. En effet il est toujours plus intéressant de travailler sur un jeu de données cohérent. D'autre part l'analyse des données aberrantes permet une compréhension plus approfondie des sources des erreurs observées.

Soit une matrice X de taille $n \times p$ (n points dans un espace à p dimensions), l'ACP consiste à projeter les points dans un espace à t dimensions, où $t \leq p$, et tel que la dispersion projetée (inertie) soit maximale dans ce

sous espace. L'espace à t dimensions qui répond à ces critères est défini par les vecteurs propres de la matrice de corrélation/covariance $X'X$ associée avec les t plus grandes valeurs propres.

La matrice $x = (x_1, x_2, \dots, x_p)$ contient les séries temporelles piézométriques – n pas de temps et p points d'observation.

$$\begin{aligned} \text{Matrice de covariance de } x : & \begin{pmatrix} \text{var}(x_1) & \cdots & \text{cov}(x_1, x_p) \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \text{cov}(x_p, x_1) & \cdots & \text{var}(x_p) \end{pmatrix} \\ \text{Matrice de corrélation de } x : & \begin{pmatrix} 1 & \cdots & \text{corr}(x_1, x_p) \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \text{corr}(x_p, x_1) & \cdots & 1 \end{pmatrix} \end{aligned}$$

Les vecteurs propres de la matrice de corrélation/covariance sont les composantes principales (CP). Elles sont réordonnées dans l'ordre décroissant des valeurs propres. La variance expliquée par chaque vecteur propre est liée à l'importance relative de sa valeur propre par rapport à la somme de toutes les autres valeurs propres. Pour chacune des p variables, les coefficients de saturation sont définis. Il s'agit des coefficients de corrélation entre les composantes principales et les variables. Les scores sont également calculés. Ils correspondent à la position de chaque observation dans le nouveau système de coordonnées des composantes principales

L'analyse en composantes principales est conduite avec le logiciel MATLAB à l'aide de la fonction *princomp*. Cette fonction opère seulement, avant l'ACP proprement dite, une soustraction de valeur moyenne sur les séries temporelles. Afin de mener une ACP sur la matrice de corrélation les données sont donc préalablement normalisées. L'emploi de la matrice de corrélation est susceptible d'induire une perte d'information et ne doit être considéré que lorsque les différentes variables ont des unités différentes ou que la variance varie beaucoup entre les variables. L'ACP conduite sur la matrice de corrélation permet en revanche d'obtenir des résultats d'une portée plus générale (Joliffe, 2002). Dans l'étude les deux types de matrices sont donc utilisés et comparés.

Une fois que chaque vecteur propre a été calculé il est nécessaire de choisir le nombre de vecteurs propres qui doivent être gardés. Différents critères, relativement subjectifs, ont été développés pour réaliser ce choix (Joliffe, 2002). La principale règle employée dans l'étude a été de définir un seuil de variance cumulée et de garder les composantes principales qui suffisent à atteindre ce seuil. En présence de nombreuses stations de mesures (p important), le seuil qui est utilisé peut être plus bas que dans le cas où le nombre de stations de mesure est faible. En général le seuil utilisé est compris entre 70 et 90 % (Joliffe, 2002). Une autre règle utilisée, dans le cas de l'ACP basée sur la matrice de corrélation, est la règle de Kaiser (Kaiser, 1960) : seules les CP dont la valeur propre associée est supérieure à 1 sont conservées. Cette règle se base sur le fait que n'importe quelle CP avec une variance inférieure à 1 contient moins d'information qu'il n'y en avait originellement dans une variable. Le dernier critère qui a été considéré est celui de Cattell (Cattell, 1966). Ce critère suggère que la coupure soit réalisée pour la CP pour laquelle la pente de la courbe de variance expliquée présente une rupture. Il s'agit également de garder les CP dont les valeurs propres sont similaires (North et al., 1982).

Il peut être délicat de donner une interprétation physique aux composantes principales (Swadhin et al., 2002; Joliffe, 2002). Le but de l'ACP est en effet de définir de nouvelles variables non corrélées qui maximisent successivement la variance. Mais les signaux attribués à des processus physiques ne sont pas nécessairement orthogonaux comme le sont les vecteurs propres (Simmons et al., 1983; Longuevergne et al., 2007). De fait les principaux facteurs contributifs à la variabilité des niveaux de nappe peuvent être corrélés : niveau du Rhône et précipitations, prélèvements d'eau agricole et évapo-transpiration,...

D'autre part l'ACP ne peut permettre, au mieux, que la détection des facteurs qui contribuent à la variabilité des niveaux de nappe, mais non nécessairement la détermination des principaux facteurs responsables de la recharge des aquifères (si ceux-ci ne varient pas dans le temps).

La signification physique des composantes principales doit par conséquent être définie de deux manières : (1) représentation des scores des vecteurs propres et comparaison avec les séries temporelles associées aux différents facteurs pouvant être responsables des fluctuations de niveau de nappe, (2) représentation spatiale des coefficients de saturation associés aux différents vecteurs propres afin de déterminer si les suppositions issues de l'étape (1) sont correctes – par exemple l'influence de prélèvements doit être de moins en moins importante lorsque l'on s'éloigne de ces derniers.

1.6 Classification basée sur l'ACP

Suite à l'analyse en composantes principales, des zones de comportements homogènes de la nappe peuvent être identifiées à l'aide de méthode de classification.

La classification est appliquée aux points définis dans un espace à $p \times t$ dimension - t étant le nombre de vecteurs propres sélectionnés et p le nombre de points de mesure - par les coefficients de saturation respectivement associés aux points de mesure et aux vecteurs propres. Il est en effet nécessaire de réduire les variables initiales (signaux temporels de hauteurs d'eau) avant de réaliser la classification, particulièrement dans le cas des données trimestrielles, lorsque le nombre de pas de temps est à peine plus important que le nombre de points de mesure (Baek et al., 2010).

De nombreuses techniques de groupements ont été développées (Liao, 2005). Une technique de groupement de type K-mean est employée (MacQueen, 1967). Il s'agit d'un algorithme itératif qui fonctionne de la manière suivante :

Une fois le nombre k de groupes choisi (a) les k centres de groupe sont définis arbitrairement (b). Les distances entre les points et le centre de chaque groupe sont calculées (c). Les points sont associés au groupe dont le centre est le plus proche (d). Et les centres des groupes sont recalculés (e). La procédure retourne alors à l'étape (d) jusqu'à ce que les centres des groupes ne changent pas d'une itération sur l'autre.

Cette méthode, aisée à implémenter et relativement robuste, a été utilisée à de nombreuses reprises et est bien documentée (Kumar et Duffy, 2009, Abbas, 2008). L'algorithme fonctionne particulièrement bien pour des jeux de données importants (Abbas, 2008). En outre, il est aisé de spécifier le nombre de groupes souhaité, contrairement aux méthodes de type nuées dynamiques. La fonction MATLAB *kmeans* a été employée.

Dans un souci de simplicité, la distance euclidienne a été choisie. L'algorithme du K-mean minimise la somme des erreurs au carré sur tous les groupes :

$$\text{Somme des erreurs au carré} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=1}^k (f_i - m_j)^2$$

Où k est le nombre de groupes, m_j est le vecteur de coordonnées du groupe j , n est le nombre de composantes principales retenues f_i le vecteur des coefficients de saturation associés à la composante principale i .

Différents nombres de vecteurs propres peuvent être retenus pour le groupement. Le choix est complexe (Ben-Hur et Guyon, 2003). Seuls les vecteurs propres qui expliquent la majeure partie de la variance du système sont toutefois susceptibles d'être sélectionnés dans cette étude. Un faible nombre de composantes principales produit en effet un résultat plus stable et qui se rapproche mieux de la classification connue (Ben-Hur et Guyon, 2003).

D'ordinaire, afin de trouver les dissimilarités entre les variables il est important d'accorder le même poids à chaque composante principale (Jolliffe, 2002), même si cela peut également conduire à certains biais dans les résultats, car chaque composante principale ne permet pas d'expliquer la même part de la variance du système.

En définitive, des groupements ont été réalisés avec des nombres variables de composantes principales.

Afin d'éviter la convergence du K-mean vers des optimums locaux, et non globaux, l'algorithme est répété à plusieurs reprises à partir de centres initiaux de groupes différents. La partition qui comporte l'erreur résiduelle la plus faible est choisie (Jain, 2009).

Le nombre de groupe k à prendre en compte est un critère crucial. De nombreuses méthodes ont été développées qui peuvent être classifiées comme globales ou locales (Chiang et Mirkin, 2010; Fischer, 2011). Dans les procédures globales, le groupement est conduit pour différentes valeurs de k et le nombre de groupes est déterminé par minimisation d'une fonction qui dépend de k . Dans les méthodes locales, le choix doit être fait à chaque itération de partitionner, ou non, les groupes. Une méthode globale a été utilisée. Elle est basée sur la comparaison de la cohésion au sein des groupes avec la cohésion entre les groupes (Chiang et Mirkin, 2010; Kaufman et Rousseeuw, 1990).

La largeur s de la silhouette au point i est calculée par :

$$s(i) = \frac{(\min(b(i)) - a(i))}{(\max(a(i), \min(b(i))))}$$

Où $a(i)$ est la distance moyenne entre le point i et les autres points du groupe et $b(i)$ est la distance moyenne entre le point i et les points des autres groupes. Si la largeur de la silhouette est proche de 1, le point est bien

classifié, si elle est proche de 0 le point pourrait être regroupé avec un autre groupe et si elle est proche de -1 le point n'est pas bien classifié. Le nombre de groupe choisi est celui qui permet de maximiser la somme des largeurs de silhouette des différents points.

Cette procédure a été modulée par un choix plus subjectif, lorsque la somme des largeurs des silhouettes ne diffèrait pas trop selon le nombre de groupes considéré, et afin que la partition apparaisse plus porteuse de sens.

Le choix du nombre de groupe dépend également du nombre de composantes principales prises en compte (Ben-Hur et Guyon, 2003).

1.7 Analyse corrélatoire simple

La simple corrélation, ou corrélation de Pearson, permet de quantifier l'importance de la relation linéaire des valeurs successives d'une ou deux séries temporelles (Box et Jenkins, 1976). Dans le cas d'une même série temporelle x il s'agit de l'autocorrélation r_x :

$$r_x(k) = \frac{C_x(k)}{C_x(0)}$$

Et $C_x(k)$ est l'autocovariance définie par:

$$C_x(k) = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})$$

Où k est le temps de retard, \bar{x} est la valeur moyenne de la série temporelle et n le temps de retard maximum pour lequel l'autocorrélation est déterminée. Le corrélogramme $r_x(k)$ permet de représenter le temps de mémoire du système. Plus l'autocorrélation décroît lorsque k augmente, plus le temps de mémoire du système est faible. N doit donc être suffisamment important pour pouvoir estimer ce temps de mémoire.

Dans chacune des analyses les signaux sont préalablement centrés.

Dans le cas de deux séries temporelles x et y, la fonction de corrélation croisée, r_{xy} est définie comme :

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y}$$

Où $C_{xy}(k)$ est défini comme:

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y})$$

$$\text{Et } \sigma_x = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad \sigma_y = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}$$

Le temps de retard k pour lequel la corrélation est maximale peut être considéré comme le temps de retard qui sépare les séries temporelles x et y . Si $r_{xy}(k) > 0$, pour $k > 0$, la série x est en avance sur la série y . Le contraire peut être constaté lorsque $r_{xy}(k) < 0$. La fonction de corrélation croisée n'est pas nécessairement symétrique. Dans le cas où la fonction d'entrée correspond à un bruit blanc, la corrélation donne le temps impulsionnel de réponse du système. Plus le pic de corrélation est étroit, meilleure est l'estimation du temps de retard (Kirkwood, 2003).

Une corrélation de 0 indique une absence de relation entre les deux séries, tandis qu'une corrélation de 1 signifie que les deux séries sont identiques à un facteur près et une corrélation de -1 indique une anti-corrélation.

Les fonctions MATLAB *corr*, *xcorr* et *corrcoeff* sont utilisées.

Le gain du signal y par rapport au signal x est donné par :

$$G_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{C_x(k)}$$

Il correspond à l'atténuation (quand il est inférieur à 1) ou au contraire, à l'amplification, lorsqu'il est supérieur à 1, du signal sortant par rapport au signal entrant.

Il est délicat d'estimer le degré de significativité de la corrélation de Pearson, calculée entre deux séries temporelles, dans le cas où leurs distributions ne sont pas Gaussiennes. C'est pourquoi la corrélation de Spearman est utilisée (Spearman, 1904). Elle consiste, dans un premier temps, à classer les valeurs des séries temporelles en associant à chaque valeur son rang. La corrélation de Pearson est ensuite calculée à partir de ces rangs et non plus à partir des valeurs originelles. Des tables permettent alors de calculer la significativité de la corrélation en fonction du nombre de valeurs des séries temporelles.

Dans certains cas des valeurs arbitraires de corrélation sont également utilisées comme seuil de significativité (Larocque et al., 1998; Vekerdy et Meijerink, 1998).

1.8 Analyse de Fourier

Les signaux $x(t)$ et $y(t)$ peuvent être décomposés dans l'espace des fréquences à l'aide de l'analyse de Fourier. L'algorithme de la transformée de Fourier rapide est utilisé afin de raccourcir le temps de calcul (Cooley et Tukey, 1965). La transformée de Fourier de x s'écrit comme :

$$FT_x(k) = \sum_{j=1}^n x(j) e^{\frac{2i\pi}{n}(j-1)(k-1)}$$

Où n correspond à la taille du vecteur x , k est un index de la transformée de Fourier et j est un index pour le vecteur x . La fonction MATLAB *fft* est utilisée.

La densité spectrale de puissance (PSD) donne la puissance contenue dans le signal par fréquences. Elle est calculée à l'aide de la méthode classique de fenêtrage de Welch (Welch, 1967) :

$$P_x(f) = \frac{1}{KT} \sum_{k=1}^K FT_x(k) \cdot FT_x(k)^*$$

Où K est le nombre de fenêtres, T leurs longueurs, f la fréquence, $FT_x(k)$ la transformée de Fourier et $FT_x(k)^*$ sa forme conjuguée. La fonction MATLAB *pwelch* est utilisée. Les pics visibles de $P_x(f)$ fournissent les principales fréquences contenues dans le signal.

Le spectre croisé de densité spectrale est obtenu par :

$$P_{xy}(f) = \frac{1}{KT} \sum_{k=1}^K FT_x(k) \cdot FT_y(k)^*$$

Il fournit des informations sur la puissance commune aux deux séries x et y et sur le déphasage entre ces deux séries. La fonction MATLAB *cpsd* est utilisée. Un fenêtrage de Hamming, avec un recouvrement de 50 % est pris en compte.

La corrélation entre les deux signaux x et y est donnée par :

$$C_{xy}(f) = \frac{|P_{xy}(f)|^2}{P_x(f)P_y(f)}$$

La fonction de MATLAB *mscofhere* est utilisée, avec une méthode de fenêtrage de Welch sans recouvrement. Le recouvrement permet une estimation plus précise de la cohérence spectrale mais la significativité de cette dernière est alors plus délicate à établir (Bortel et Sovka, 2006; Gallet et Julien, 2011).

Le déphasage entre les signaux peut être calculé. Dans le cas où les deux signaux sont corrélés cette différence de phase peut s'interpréter en termes de temps de retard (Larocque et al., 1998). En supposant que y est le signal sortant qui peut être expliqué en partie par le signal entrant x, avec un temps de retard ret, y s'écrit comme :

$$y(t) = a \cdot x(t - \text{ret}) + b(t)$$

En prenant la transformée de Fourier de l'expression précédente, on obtient :

$$P_{xy}(\omega) = P_{xx}(\omega)e^{-i\omega \cdot \text{ret}} + P_{xb}(\omega)$$

Dans le cas où x et b ne sont pas corrélés :

$$P_{xy}(\omega) = P_{xx}(\omega)e^{-i\omega \cdot \text{ret}}$$

Le temps de retard est donc donné par la pente, en fonction de la fréquence f, de :

$$\frac{\arg [\text{Im}(P_{xy}), \text{Re}(P_{xy})]}{2 \cdot \pi}$$

Ce temps de retard n'est interprétable que si une relation linéaire relie effectivement x et y et si le signal entrant x n'est pas corrélé avec d'autres facteurs explicatifs potentiels. Le temps de retard ne doit donc être estimé que lorsque la cohérence entre les deux signaux est significative. Safri et Murayama (2007) ont montré qu'une estimation fiable du temps de retard pouvait être obtenue en calculant ce dernier à la fréquence f qui rend la corrélation maximale.

Lorsque la relation entre l'entrée et la sortie n'est pas linéaire, il n'est pas possible de calculer le déphasage pour toutes les fréquences car les deux signaux n'auront pas le même contenu fréquentiel (Bouriez et al., 2002). Si le déphasage n'est pas une fonction linéaire de la fréquence, bien que la cohérence soit significative, cela peut traduire la présence d'un milieu de propagation dispersif (Annexe : lexique) (Piersol, 1981). Des interférences entre signaux sources peuvent également conduire à de telles non-linéarités. Et le temps de retard estimé peut aussi être biaisé lorsque plusieurs signaux sources influent sur le signal sortant. Le temps de retard est par conséquent généralement mieux estimé par analyse corrélatrice simple (Kirkwood, 2003), bien que des méthodes plus robustes d'estimations aient été développées dans le cadre de l'analyse de Fourier (Piersol, 1981).

Le gain entre les deux signaux x et y est toujours donné par :

$$G_{xy}(f) = \frac{P_{xy}(f)}{P_{xx}(f)}$$

La significativité de la cohérence spectrale est délicate à établir. De Boer et al. (1985) proposent une valeur de 0,5 comme seuil de significativité. Cette valeur signifie en effet que les deux signaux ont 50% de leurs variances partagées.

D'autre part la cohérence spectrale n'est qu'estimée, à l'aide des méthodes de fenêtrages. Il ne s'agit pas de la vraie valeur. Koopmans (1995) introduit une approximation de la distribution de l'estimation de la cohérence spectrale dans le cas de deux signaux Gaussien et en l'absence de recouvrement des fenêtres. Le seuil de significativité de l'estimation de la cohérence spectrale, au niveau de confiance α est donné par :

$$Seuil = 1 - (1 - \alpha)^{\frac{1}{K-1}}$$

Où K est le nombre de fenêtres utilisé. Avec 6 fenêtres et un niveau de confiance de 99 % le seuil obtenu est voisin de 0,6. Cela signifie que si l'estimation de la cohérence spectrale est supérieure à 0,6 on peut en conclure que la vraie cohérence spectrale est supérieure à 0. Mais cela ne suffit pas à conclure que les deux signaux sont significativement corrélés, c'est-à-dire que la corrélation ne résulte pas du hasard. Il faut pour cela utiliser beaucoup plus de fenêtres, pour que la cohérence spectrale estimée soit proche de la cohérence spectrale réelle, et que la cohérence spectrale estimée soit supérieure à 0,5. Un seuil de 0,6 est donc considéré dans l'étude, avec un nombre de fenêtres important, ce qui permet d'assurer une cohérence supérieure à 0,5.

Dans ce travail, les signaux étudiés ne sont pas nécessairement Gaussiens. Toutefois, l'hypothèse est faite que cela ne modifie pas beaucoup le résultat établi par Koopmans (Koopmans, 1995) comme cela a été montré par Bortel et Sovka (2006) et Zhan et al. (2006). Cela introduit néanmoins des biais dans les résultats (Miles, 2010).

1.9 Analyse en ondelettes

La méthodologie de l'analyse en ondelettes a notamment été résumée par Labat (Labat, 2005). Les ondelettes permettent d'étudier les fluctuations temporelles du contenu fréquentiel des signaux. La transformée en ondelettes d'un signal x peut être écrite comme :

$$C_{\Psi}^x(s, n) = \frac{1}{\sqrt{s}} \sum_{k=0}^{k=N-1} x_n \Psi^* \left(\frac{(k-n)\delta t}{s} \right)$$

Où s est le facteur d'échelle, qui correspond à la distance entre les oscillations de l'ondelette dans le cas de l'ondelette de Morlet. La fonction d'ondelette Ψ a une moyenne nulle et est généralement oscillante. Le choix a été fait d'utiliser l'ondelette de Morlet qui s'exprime comme :

$$\Psi(t) = e^{-i\omega_0 t} e^{-\frac{t^2}{2}}$$

L'intérêt d'utiliser cette ondelette est que celle-ci possède une bonne localisation dans l'espace spatio-temporel (Ahuja et al., 2005). Elle permet également de mesurer la période de Fourier du signal. Le principal problème introduit par cette ondelette provient du fait que les signaux étudiés ne présentent pas de distributions Gaussiennes, ce qui conduit à sous-estimer la cohérence réelle.

Le spectre de puissance en ondelettes et la cohérence en ondelettes sont définis de la même manière que pour l'analyse de Fourier (Maraun et Kurths, 2007). Un des inconvénients de l'analyse en ondelettes provient du fait qu'il peut être difficile d'estimer correctement la cohérence spectrale lorsque le retard entre les deux signaux, x et y , est important par rapport à la fréquence étudiée (Klein et al., 2006).

Le package MATLAB *wtc-r16* de Grinsted (Grinsted et al., 2011) est utilisé pour l'analyse en ondelettes. Il se base sur les travaux de Torrence et Compo (1998).

Comme les séries temporelles sont de tailles finies, des erreurs d'estimation surviennent à chaque extrémité des séries. Ces séries sont par conséquent complétées par des 0 de chaque côté afin de limiter les effets de bords. Le Cône d'Influence (CI) est défini comme la surface, sur le plan temps échelle, sur laquelle les effets de bords sont significatifs (Torrence et Compo, 1998). La cohérence en ondelettes est calculée seulement sur les zones situées en dehors du CI.

Le problème de la significativité des résultats, en particulier du niveau à partir duquel la cohérence est significative, se pose (Torrence et Compo, 1998; Maraun et Kurths, 2007). Les tests de significativité sont réalisés à l'aide d'une technique de Monte-Carlo. De nombreux signaux, de distributions Gaussiennes, sont générés aléatoirement et la cohérence en ondelettes est calculée pour ces signaux. La valeur de la cohérence qui a seulement 5 % de chance d'être dépassée est ensuite calculée en fonction du temps et de l'échelle (relié à la fréquence).

Dans le cas où, pour des signaux réels, les zones de cohérences significatives couvrent plus de 5 % du plan espace-temps, une cohérence significative entre les deux signaux peut être postulée. Mais cette détermination de la significativité statistique de la cohérence est délicate car elle ne dépend pas uniquement de la surface des zones potentiellement cohérentes, mais également de la forme de ces zones (Maraun et Kurths, 2007). D'autre part, une distribution Gaussienne des signaux a été postulée, ce qui n'est pas conforme à la situation réelle. Néanmoins l'erreur introduite est probablement faible (Labat, 2005).

1.10 Interpolation

Les différents résultats obtenus peuvent être représentés sous forme de cartes. Ces cartes sont réalisées par interpolation à partir des valeurs associées aux différentes stations de mesure. Les différentes interpolations ont été conduites avec le logiciel ARCGIS. La fonction *Topo to Raster* a été utilisée. Cette fonction découle des travaux de Hutchinson (Hutchinson, 1989). Elle se classe dans la catégorie des splines discrétisés. Cette fonction possède l'efficacité des méthodes d'interpolation locales, comme la méthode de l'inverse du carré de la distance. Mais elle permet également de conserver la continuité des méthodes d'interpolations globales, comme les splines et le krigeage.

Des méthodes d'interpolation plus « exactes » existent, comme le krigeage. Cette dernière méthode est intéressante car elle offre une possibilité d'estimer la variation spatiale de l'incertitude sur l'interpolation (Theodossiou et Latinopoulos, 2005). Il ne s'agit toutefois pas d'une vraie incertitude. Celle-ci est généralement sous-estimée car il existe également une incertitude sur les données et sur l'ajustement du modèle considéré pour le variogramme.

Dans la présente étude, l'interpolation est utilisée uniquement à des fins de visualisation. L'utilisation du krigeage n'est donc pas indispensable.

1.11 Bilan – schéma organisationnel des différentes méthodes employées pour la caractérisation de la relation entre hauteur d'eau en rivière et en nappe

L'analyse comportementale peut être schématisée, selon l'organigramme suivant (Figure 21). A chaque étape des choix sont réalisés.

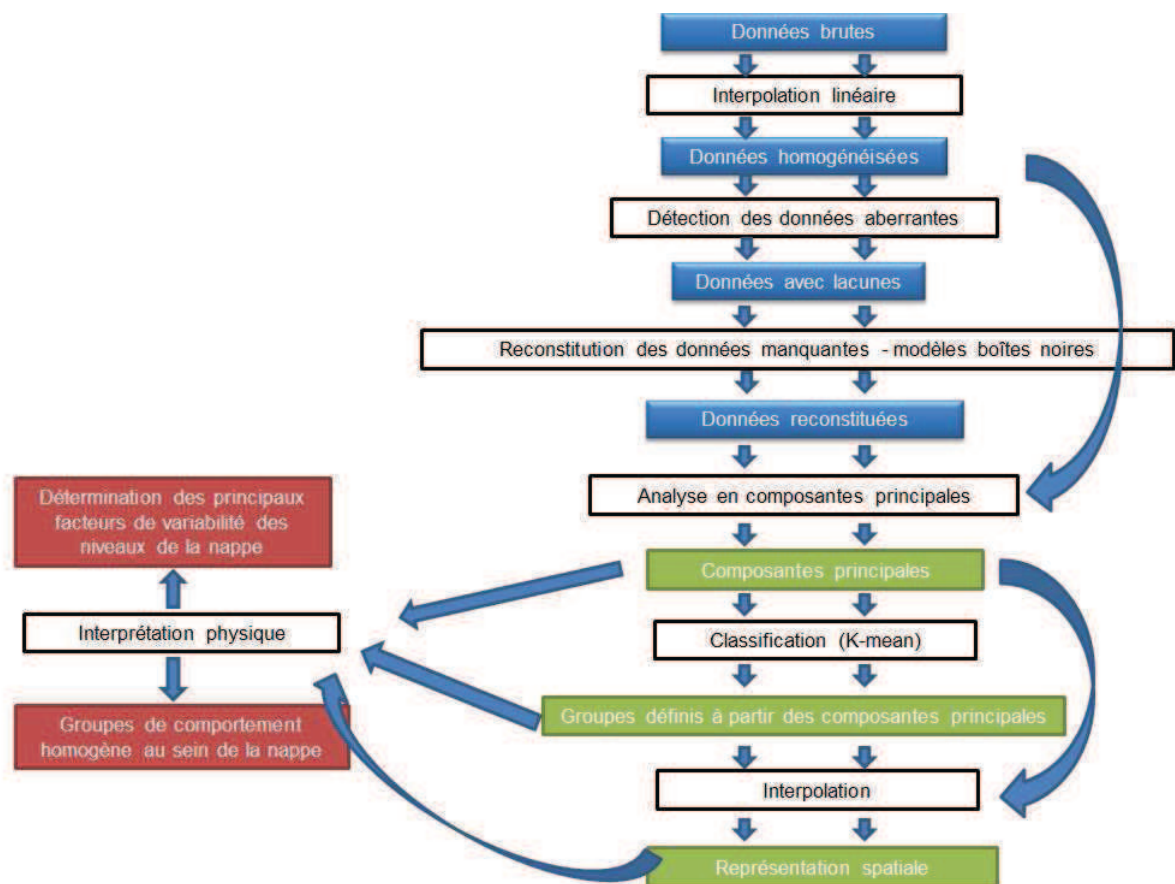


Figure 21: Schéma représentant les grandes étapes de l'analyse comportementale - Les cadres bleus correspondent aux données, les cadres noirs correspondent aux traitements, les cadres verts représentent les résultats intermédiaires et les cadres rouges sont les résultats à valeurs opérationnelles.

Un pas de temps commun est, tout d'abord, défini pour les séries temporelles. Les principales données aberrantes sont détectées puis écartées. Les données sont ensuite reconstituées sur les périodes lacunaires.

Des analyses en composantes principales sont alors effectuées sur ces chroniques (principalement piézométriques), afin d'identifier les principaux facteurs de variabilité de la nappe. Des groupements réalisés, à partir des coefficients de saturations issus des ACP, sont finalement conduits dans le but de définir des zones de comportement homogène au sein de la nappe.

Dans un second temps, des analyses corrélatoires et spectrales sont employées à partir des chroniques piézométriques préalablement définies. La démarche n'est pas aussi continue et se distingue par des analyses effectuées en parallèle. Elle est présentée ci-dessous (Figure 22).

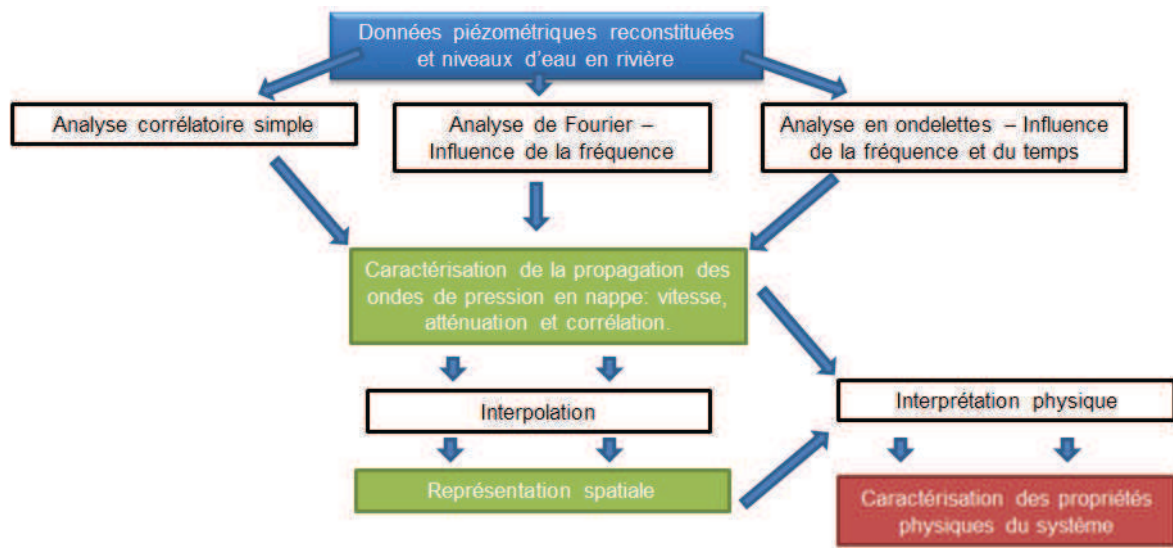


Figure 22: Schéma représentant les grandes étapes de l'analyse corrélatoire et spectrale - Les cadres bleus correspondent aux données, les cadres noirs correspondent aux traitements, les cadres verts représentent les résultats intermédiaires et les cadres rouges sont les résultats à valeurs opérationnelles.

La propagation des ondes de pression (provenant du fleuve Rhône) en nappe, et donc, plus généralement, le comportement de la nappe, est caractérisée à l'aide de différents indicateurs : temps de retard, gain, corrélation. Ces indicateurs peuvent être obtenus indépendamment à l'aide de l'analyse corrélatoire simple, de l'analyse de Fourier et de l'analyse en ondelettes. Les résultats obtenus avec chacune des méthodes sont commentés en vue d'une meilleure caractérisation du comportement de l'hydrosystème.

2 Résultats – caractérisation du comportement de l'hydrosystème à partir d'une analyse des signaux piézométriques

2.1 Détection des données aberrantes dans les chroniques piézométriques

Le choix du niveau seuil pour distinguer un saut de valeur normal (à base physique), dans une série, d'un saut anormal est délicat (Annexe : Figure 135). On peut toutefois ajuster la valeur du seuil sur une partie de chronique sur laquelle on dispose de données complémentaires (mesures ponctuelles) puis utiliser cette valeur sur l'intégralité de la chronique.

Les distributions des valeurs des séries piézométriques sont parfois très différentes sur deux intervalles de durées conséquentes (Annexe : Figure 136).

Il est alors compliqué de déterminer quelle partie du signal est celle qui est valide. Ainsi, pour le piézomètre P281Bis, une partie de la chronique présente une composante diurne marquée tandis que cette composante est absente de la suite de la série. La distribution des valeurs est assez différente entre les deux périodes. Les mesures ponctuelles ne permettent pas nécessairement de trancher dans ce cas, aussi les deux parties de la chronique, bien que présentant un comportement assez différent, ont été conservées.

La représentation d'une série piézométrique en fonction d'une autre, en un point voisin, apporte des informations intéressantes. A titre d'exemple, un écrêtage du signal au piézomètre P94 peut être mis en évidence (Annexe : Figure 137).

Au final des 20 points de mesure en continu (quasi-horaire) initiaux, seuls 15 ont été conservés. En effet sur les 5 points de mesures non pris en compte plus de 50 % des données sont lacunaires ou ont été jugées anormales.

Après l'insertion de lacunes au sein des chroniques piézométriques, celles-ci ont été reconstituées sur les plages lacunaires.

2.2 Reconstitution des plages de données manquantes dans les chroniques piézométriques

Le modèle non-linéaire permet en général une reconstruction du signal plus satisfaisante que le modèle linéaire (Annexe : Figure 138). Le critère de Nash observé lors de la phase de calage est parfois voisin de 0,9. Toutefois, dans certains cas le critère de Nash ne dépasse guère 0,55. Cela est dû à l'absence de prise en compte de l'intégralité des facteurs agissant sur les fluctuations de la nappe alluviale.

Pour l'ensemble des points de mesure, les fluctuations de niveau du Vieux-Rhône se sont avérées être le meilleur facteur explicatif des fluctuations observées en nappe (Annexe : Figure 139).

Dans le cas de sauts de valeurs importants entre deux plages de valeurs, la reconstitution des données manquantes ne permet pas nécessairement de représenter ce saut. Aussi, et lorsque ce saut est confirmé par des mesures ponctuelles, une correction linéaire est ajoutée afin de le lisser.

Différents tests de sensibilité des techniques de reconstitution des données ont été conduits. Quelques résultats de ces tests sont présentés en annexe (Annexe : Exemples de reconstitutions des chroniques piézométriques – tests de sensibilité).

Finalement, parmi les 15 points de mesure considérés, entre 5 % (P224) et 49 % (P281) des chroniques ont été reconstituées. Pour la plupart des stations, le pourcentage de reconstitution est compris entre 10 et 25 % (Tableau 2).

Tableau 2 : Pourcentage des valeurs des séries de données qui ont dû être reconstituées.

Points	P 95	P 126	P 190	P 224	P 274	P 281	P 292	P 342	PH	P94	P24	P7	P 108	P 179	P 110
Pourcentage de reconstruction	14	28	16	5	25	49	12	1	22	16	8	6	23	13	17

Le fort pourcentage de reconstitution au sein de certaines séries temporelles piézométriques conduit à des biais possibles lors des analyses ultérieures. Des tests de sensibilité seront donc présentés (Annexe : Influence de la reconstruction des données).

2.3 Analyse comportementale de la nappe alluviale à partir des niveaux d'eau et de la température

Une identification des principaux facteurs agissant sur la nappe alluviale est effectuée, dans un premier temps, à l'aide d'analyses en composantes principales portant sur les séries temporelles des mesures piézométriques. Des tests de sensibilité des résultats de l'ACP sont également conduits. Dans un second temps, les coefficients de saturation associés aux composantes principales sont utilisés afin d'identifier, par classification, des zones de comportements homogènes au sein de la nappe.

Enfin, des analyses en composantes principales sont également conduites sur les séries temporelles de température des eaux de la nappe, dans le but d'identifier les zones d'apport des eaux superficielles à la nappe.

2.3.1 Analyse en composantes principales des signaux piézométriques

Des analyses en composantes principales sont conduites, à partir de différentes séries temporelles piézométriques, dans le but d'identifier les principaux facteurs agissant sur les fluctuations de la nappe alluviale.

L'analyse en composantes principales est appliquée dans un premier temps aux 15 séries temporelles avec des pas de temps de 4h. Deux ACP sont menées, la première basée sur la matrice de covariance et la deuxième sur la matrice de corrélation.

Dans les deux cas, les deux premières composantes principales suffisent à expliquer plus de 80 % de la variance totale des signaux. Ce seuil de 80 % a été retenu. En effet le nombre de stations est relativement faible, ce qui incite à choisir un seuil élevé, même si, d'un autre côté, le nombre de pas de temps est élevé, ce qui entraîne l'effet inverse. La règle de Cattell, et de Kaiser dans le cas de la matrice de corrélation, indiquent également que seules les deux premières composantes principales doivent être conservées.

Les deux premières composantes principales sont bien définies car les valeurs propres associées sont bien distinctes (Annexe : Figure 140).

Le premier vecteur propre explique à lui seul de 65 % à 70 % de la variance totale, respectivement avec la matrice de corrélation et de covariance.

Il est possible d'associer cette première composante principale aux fluctuations observées du niveau du Vieux-Rhône. En effet les scores associés à cette composante principale sont très similaires au niveau du Rhône (Figure 23), et il a été vu dans la partie précédente que les précipitations sur la zone d'étude sont peu corrélées au niveau du Vieux-Rhône. Le résultat obtenu est très similaire lorsque la matrice de corrélation est utilisée.

La différence de représentativité de la variance totale, selon que l'on considère, ou non, la matrice de corrélation, est significative. Cela montre que les principaux pics de crue de la nappe sont expliqués par cette première composante principale, c'est à dire par le niveau d'eau du Vieux-Rhône. Un résultat similaire avait été observé par Fourneaux (1975) sur la nappe de l'Isère.

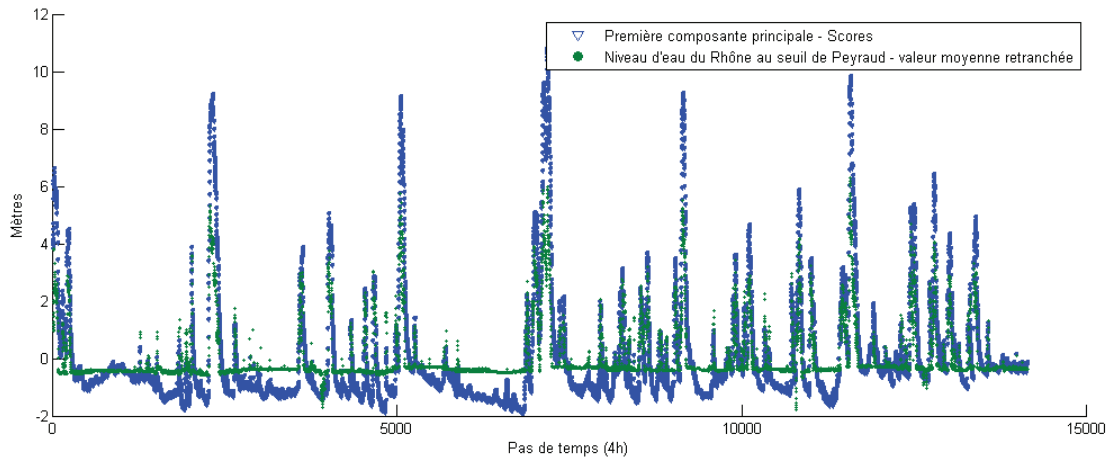


Figure 23: Scores associés à la première composante principale (bleu) et niveau d'eau du Rhône au seuil de Peyraud (vert) – Données quasi-horaires – On note la bonne correspondance entre les deux courbes.

De plus, une cartographie des coefficients de saturation associés aux différents points de mesure, et à la première composante principale, est réalisée (Figure 24). Les coefficients de saturation les plus importants se situent au voisinage du Vieux-Rhône.

La première composante principale peut donc être associée à l'effet du Rhône sur la nappe. Il apparaît également que le niveau d'eau du Rhône exerce un effet sur l'ensemble de la nappe alluviale : les coefficients de saturation associés à la première composante principale sont relativement importants pour l'ensemble des points de mesure. Plusieurs zones peuvent être identifiées. La partie centrale de l'aquifère, proche du principal système de lône (P292, P224), est plus influencée par les fluctuations de niveau d'eau du Rhône que la zone située plus au Sud, à l'Est de Sablons (P7).

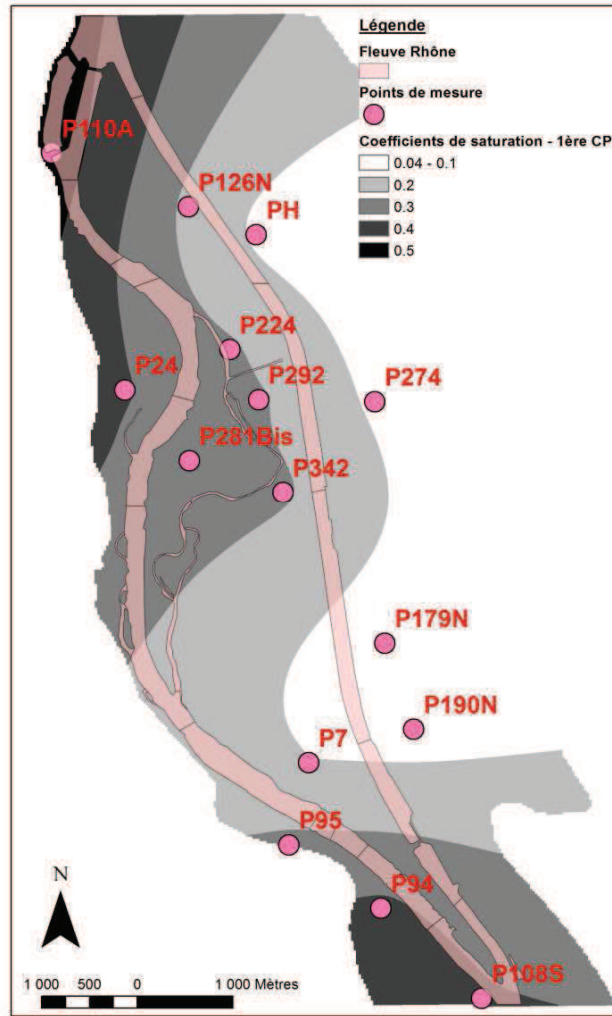


Figure 24: Coefficients de saturation associés à la première composante principale (croissant du blanc au noir) – Données quasi-horaires – Les zones en noir correspondent aux zones où la première composante principale joue un rôle important, tandis que dans les zones blanches la première composante principale joue un rôle plus limité.

Le deuxième vecteur propre explique entre 17 et 14 % de la variance du signal, respectivement en considérant la matrice de corrélation et la matrice de covariance.

L'interprétation de ce deuxième vecteur propre est plus délicate que dans le cas du premier vecteur propre. Différents phénomènes interviennent.

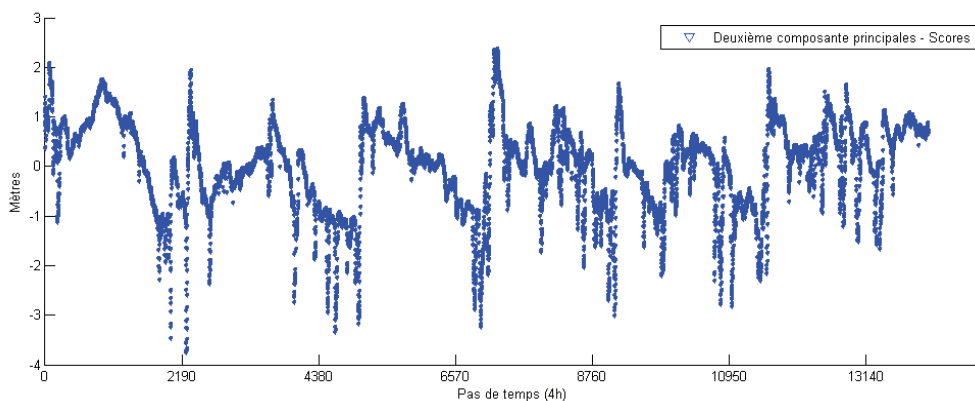


Figure 25: Scores associés à la deuxième composante principale - Données quasi-horaires – On note une certaine saisonnalité.

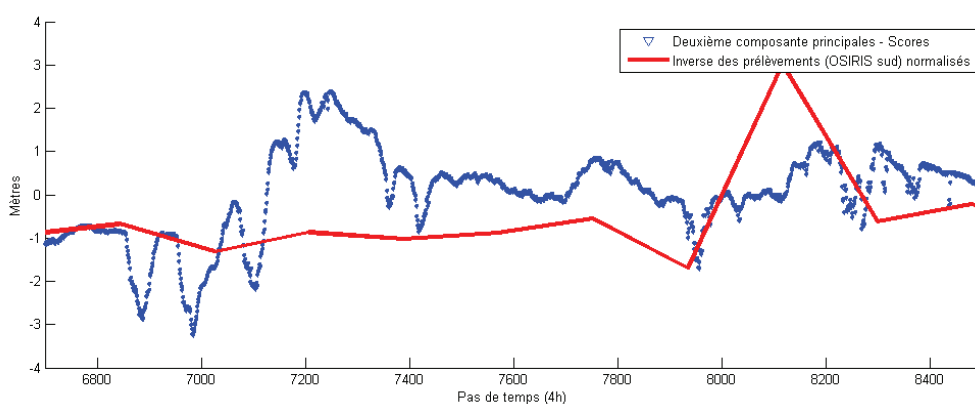


Figure 26: Scores associés à la deuxième composante principale (bleu) et opposée normalisée des volumes prélevés par OSIRIS (rouge) – On note la difficulté d'établir une correspondance dans le cas général, certains scores importants peuvent néanmoins s'expliquer par la baisse des prélèvements.

Lorsque les scores sont représentés, des pics sont visibles. Certains de ces pics correspondent à des diminutions connues des prélèvements du groupe OSIRIS sur la zone (Figure 25 ;Figure 26). Mais tous les pics ne peuvent être expliqués par une variation des volumes prélevés en nappe, même si le manque de précision des données de prélèvements (données mensuelles moyennées par groupes de stations) ne permet pas d'en être sûr.

Certaines fluctuations correspondent à des processus saisonniers. Ainsi des maximums s'observent en période printanière tandis que les minimums sont observés à la fin de l'automne ou au début de l'hiver. Il pourrait s'agir de l'impact des précipitations tamponné par les phénomènes de transits en zone non-saturée. Ce phénomène diffère néanmoins de ce qui est observé, plus au Sud, dans la plaine de Bièvre-Valloire : maximum en période hivernale et printanière et minimum en période estivale (Annexe : Figure 144). Ces minimums estivaux résultent cependant de prélèvements agricoles intensifs en période estivale. Ces derniers jouent probablement un rôle moins important au niveau de la zone étudiée.

Des pics négatifs sont également visibles. Ces pics correspondent à des pics positifs pour la première composante principale (ils apparaissent aux mêmes dates). Ils sont expliqués par le fait que l'onde de crue prend un certain temps pour se propager au sein de la nappe. Les points les plus distants du Rhône ne ressentent donc pas immédiatement l'influence des fluctuations du Rhône. Le Rhône joue donc un rôle, tant au niveau de la première que de la seconde composante principale. Ce résultat diffère donc de ce qui avait pu être observé sur

d'autres zones d'études ou chaque composante principale pouvait être rattachée à un seul phénomène physique (Longuevergne et al., 2007 ; Yu et Chu, 2010).

Les facteurs de saturation associés aux différents points de mesure et à la deuxième composante principale peuvent également être cartographiés (Figure 27). Les coefficients de saturation les plus importants se situent à l'Est de la zone d'étude (loin du Rhône) et également au centre. Cette dernière zone correspond à la principale zone d'implantation de points de prélèvement en nappe. L'information issue du traitement des coefficients de saturation confirme donc ce qui est déduit de l'analyse des scores.

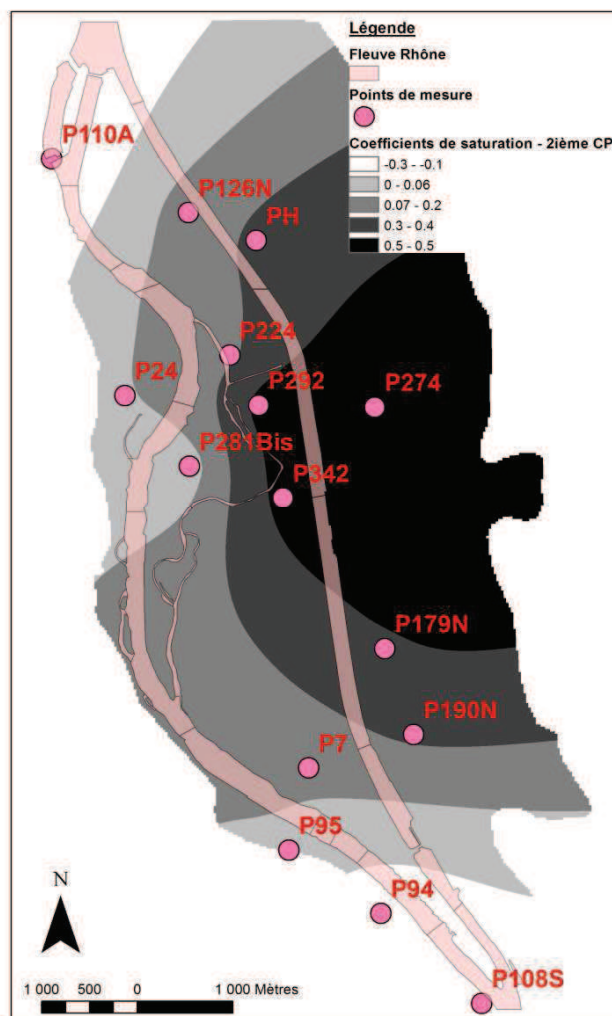


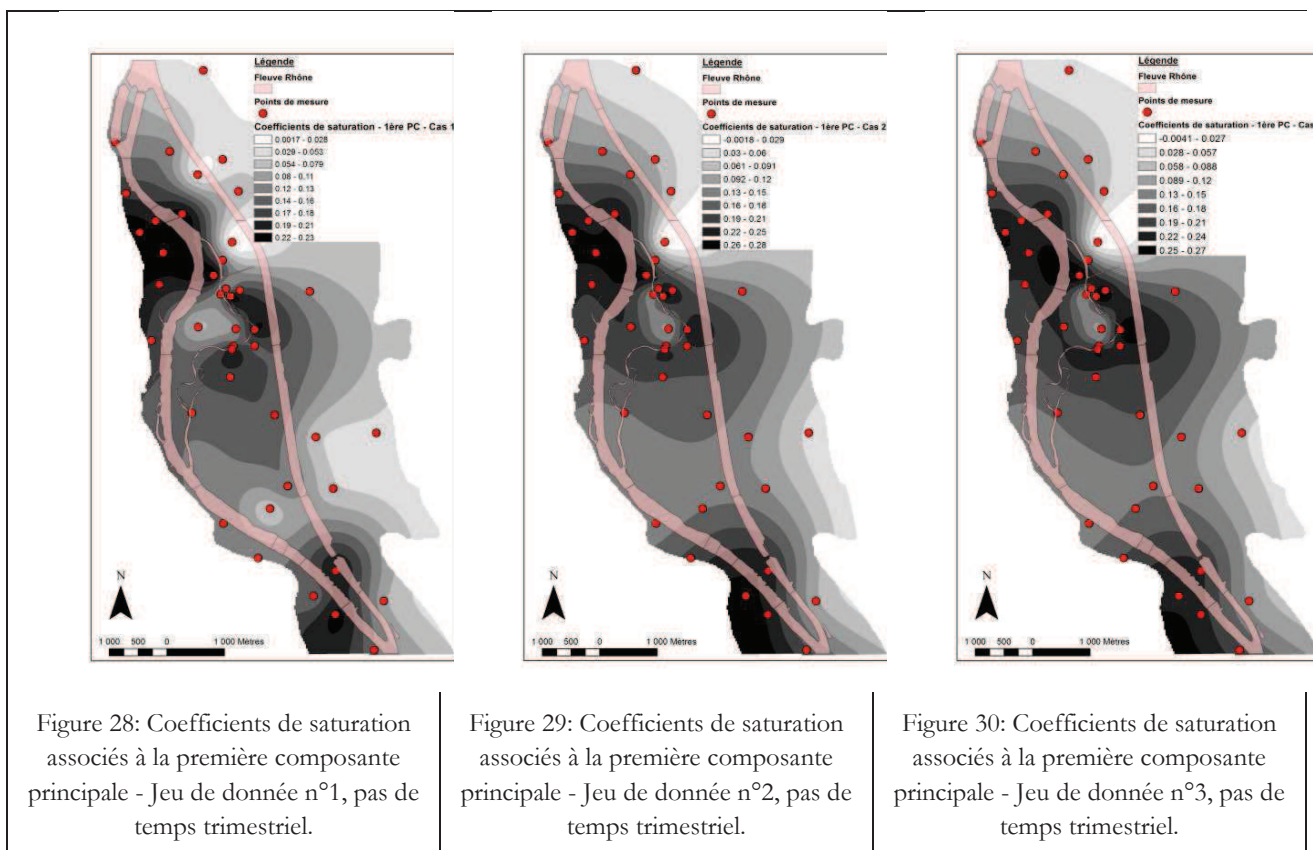
Figure 27: Coefficients de saturation associés à la seconde composante principale (croissant du blanc au noir) – Données quasi-horaires - Les zones en noir correspondent aux zones où la seconde composante principale joue un rôle important, tandis que dans les zones blanches la seconde composante principale joue un rôle plus limité.

L'analyse en composantes principales peut également être appliquée aux données disponibles aux pas de temps trimestriels. Comme il a été vu lors de l'analyse préliminaire des données, trois différents cas sont étudiés, en fonction du jeu de données initial. Dans ces trois cas, 5 composantes principales doivent être considérées. Ce choix résulte du critère de Cattell et du calcul de la part de variance totale expliquée. Les 5 premières

composantes principales expliquent, respectivement pour les trois jeux de données, 76 %, 85 %, et encore 85 %, de la variance totale (la matrice de covariance est utilisée).

Le pourcentage de la variance totale expliqué par la première composante est, respectivement pour les trois jeux de données, 46 %, 50 % et 47 % tandis que ce pourcentage s'élève à 9 %, 11 % et 12,5 % pour la deuxième composante principale. Les deux premières composantes principales sont bien définies. En revanche, les trois composantes suivantes correspondent à des variances expliquées assez proches et sont difficilement distinguables. Seuls les résultats concernant la matrice de covariance sont détaillés par la suite, car la prise en compte de la matrice de corrélation ne modifie pas de façon importante les résultats.

Les coefficients de saturation correspondant à la première composante principale sont cartographiés pour chacun des trois cas étudiés (Figure 28 ; Figure 29 ; Figure 30).



Le premier vecteur propre semble, dans tous les cas, pouvoir être associé à l'impact du Fleuve Rhône (plus particulièrement du Vieux-Rhône) sur la nappe. En effet, plus l'éloignement au fleuve augmente, plus les coefficients de saturations diminuent.

D'autre part, les scores issus de la première composante principale sont corrélés aux fluctuations moyennes du Rhône sur la semaine précédant la mesure (Annexe : Figure 141).

Il est également intéressant de constater que le résultat obtenu est très similaire, quel que soit le jeu de données envisagé. Cela est également vrai pour les autres composantes principales. Aussi, par la suite, seul le jeu de données n°1 est étudié.

Le deuxième vecteur propre est également relié aux fluctuations du Rhône. Mais, pour ce second vecteur propre, les coefficients de saturations associés aux stations de mesure proches des principaux points de prélèvement sont faibles (Figure 31). De manière similaire à ce qui était observé avec les données aux pas de temps de 4h, le Rhône joue donc un rôle tant au niveau de la première que de la seconde composante principale, tandis que les prélèvements semblent également intervenir pour la deuxième composante principale.

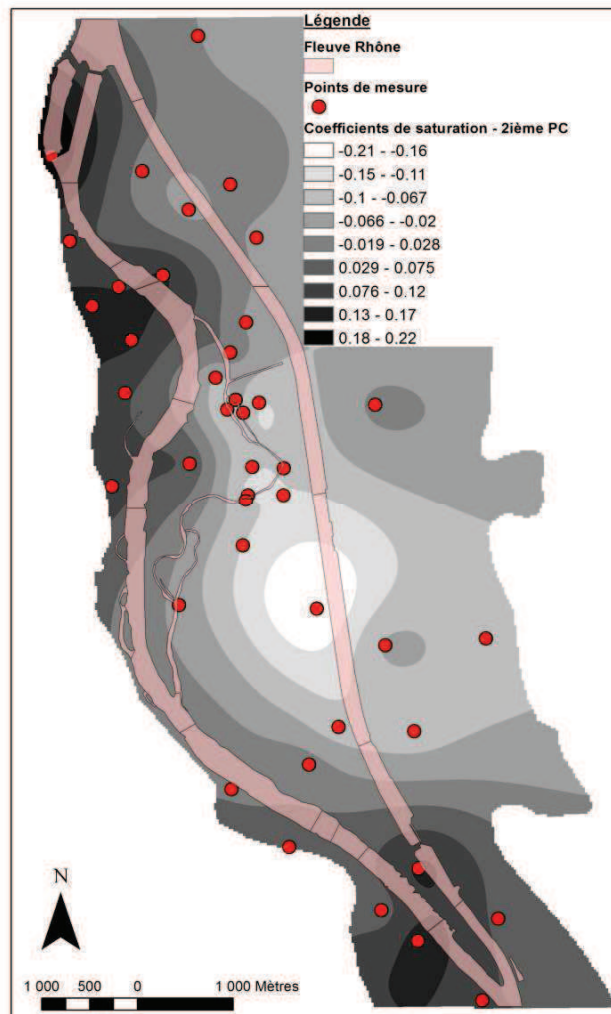


Figure 31: Coefficients de saturation associés à la deuxième composante principale - Jeu de donnée n°1, pas de temps trimestriel – On note la présence de forts coefficients proche du Rhône et de faibles coefficients près des prélèvements OSIRIS.

Les troisièmes, quatrièmes et cinquièmes vecteurs propres possèdent des coefficients de saturation élevés dans la partie est et particulièrement au centre de la zone (Figure 32). Ils prennent en compte le comportement des points de la nappe situés à l'aplomb des versants molassiques présents à l'Est de la zone d'étude. Le tracé des scores ne permet malheureusement pas d'identifier les phénomènes physiques mis en jeu, car le pas de temps trimestriel n'est pas assez fin.

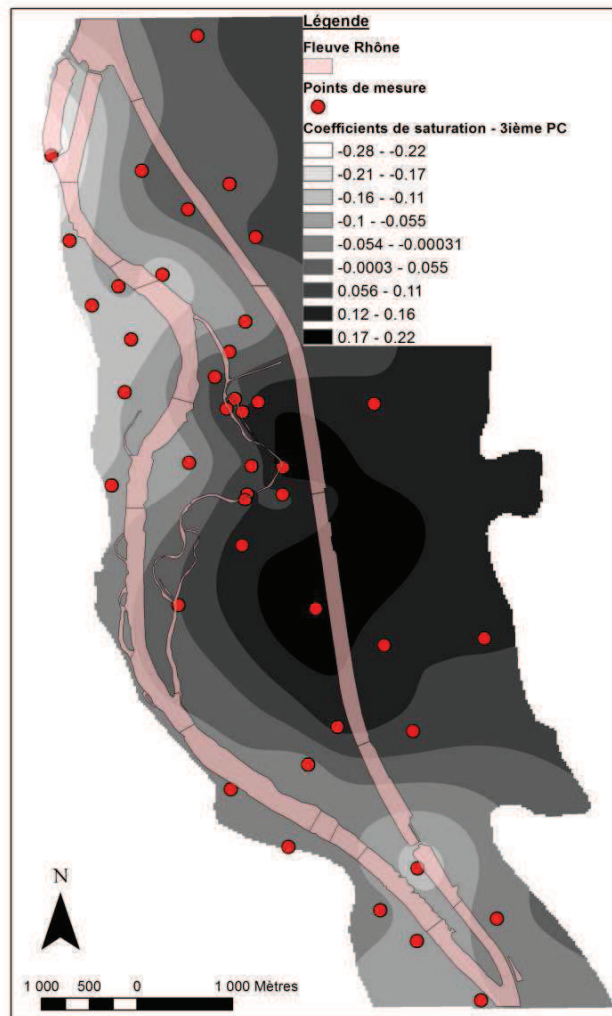


Figure 32: Coefficients de saturation associés à la troisième composante principale - Jeu de donnée n°1, pas de temps trimestriel – On note de forts coefficients proches du versant Est et au niveau de la plaine de Sablons.

Enfin les données mensuelles sont utilisées afin d’observer si la prise en compte d’un nombre de points plus limité permet d’affiner la distinction des comportements des différents points, au sein de zones apparemment homogènes préalablement identifiées. La zone des prélèvements OSIRIS a été choisie pour cette étude.

Les 3 premières composantes principales expliquent respectivement 76 %, 16 % et 6 % de la variance totale du système. Le comportement observé aux points P302 (représenté par la seconde composante principale) et P342 (représenté par la troisième composante principale) diverge notablement de ce qui est observé aux autres piézomètres. Les points R1, P160N et P285Bis, pourtant géographiquement proches de ces deux points, ont le même fonctionnement que les points P220, P287, P288, PR17 et P292 (le positionnement des points est indiqué : Figure 44).

Les points P302 et P342 présentent tous deux la caractéristique de se situer à proximité immédiate de captages (moins de 20 m). Ils intègrent donc moins le comportement moyen du champ captant que les autres points. Ils sont influencés directement par le captage situé à proximité. Or les débits prélevés en nappe ne sont ni synchrones ni identiques aux différents points de prélèvements.

On constate donc qu'à une certaine échelle des différences de comportements s'observent au sein des zones homogènes définies précédemment. L'influence des prélèvements à une échelle très locale diffère de l'influence de ceux-ci à plus grande échelle.

En conclusion, il n'existe pas de discontinuité des coefficients de saturation entre les deux côtés du canal de dérivation et ce quelle que soit la composante principale étudiée. Les prélèvements semblent affecter les deux côtés du canal (Figure 31) tandis que l'apport de versant (Figure 32) et l'influence du Rhône se font également sentir de part et d'autre du canal (Figure 28). Il semble par conséquent que le canal de dérivation ne joue pas le rôle de barrière hydraulique (Annexe : lexique).

Les résultats issus du jeu de données trimestrielles semblent très similaires aux résultats obtenus avec le jeu de données au pas de temps de 4h. Ce résultat suggère que les grandes causes de variabilité de la nappe peuvent être identifiées, même si le pas de temps entre deux mesures est relativement élevé. D'autre part la prise en compte de nombreux points de mesure (55 stations pour le jeu de données trimestriel) permet d'affiner la cartographie des zones d'influence des différents facteurs, mais ne remet pas en cause les grandes zones identifiées avec le jeu de données quasi-horaire.

La fluctuation de la ligne d'eau du Vieux-Rhône est le principal facteur expliquant la variabilité des niveaux de nappe. Les fluctuations observées sur le canal de dérivation ne se répercutent pas en nappe. Les précipitations ne contribuent pas non plus aux variations de niveau de la nappe, sauf éventuellement au niveau de la plaine de Sablons et à l'Est de cette dernière. En revanche les prélèvements jouent un rôle non négligeable, notamment au voisinage de la lône de la Platière.

2.3.2 Tests de sensibilité de l'analyse en composantes principales vis-à-vis des jeux de données

L'analyse en composantes principales semble permettre d'établir des constats similaires avec des jeux de données de tailles différentes (pas de temps et nombre de points de mesure). Des tests ont néanmoins été conduits afin de vérifier la robustesse de l'ACP. Ces tests portent sur : (1) le nombre de variables (points de mesure), (2) le nombre de pas de temps et leurs tailles, (3) l'influence de la reconstitution des données manquantes qui peut ajouter artificiellement de la corrélation entre les variables (Annexe : Influence de la reconstruction des données manquantes sur le traitement des signaux).

Les différents tests de sensibilité ont été réalisés à partir des données au pas de temps de 4h car le nombre de pas de temps est relativement élevé, ce qui permet de diminuer fortement ce nombre. Il s'agit également du jeu de données qui a été partiellement reconstitué.

2.3.2.a Influence du nombre de variables (points de mesure des niveaux de nappe)

Afin de d'étudier la sensibilité de l'ACP au nombre de variables, celle-ci est réalisée sur différents sous-ensembles des variables de départ, chaque sous-ensemble laissant une variable en dehors. Cette procédure est d'utilisation courante pour l'ACP (Joliffe, 2002).

La matrice de covariance est considérée. L'ACP portant sur cette matrice est en effet plus sensible à la présence de variables manquantes.

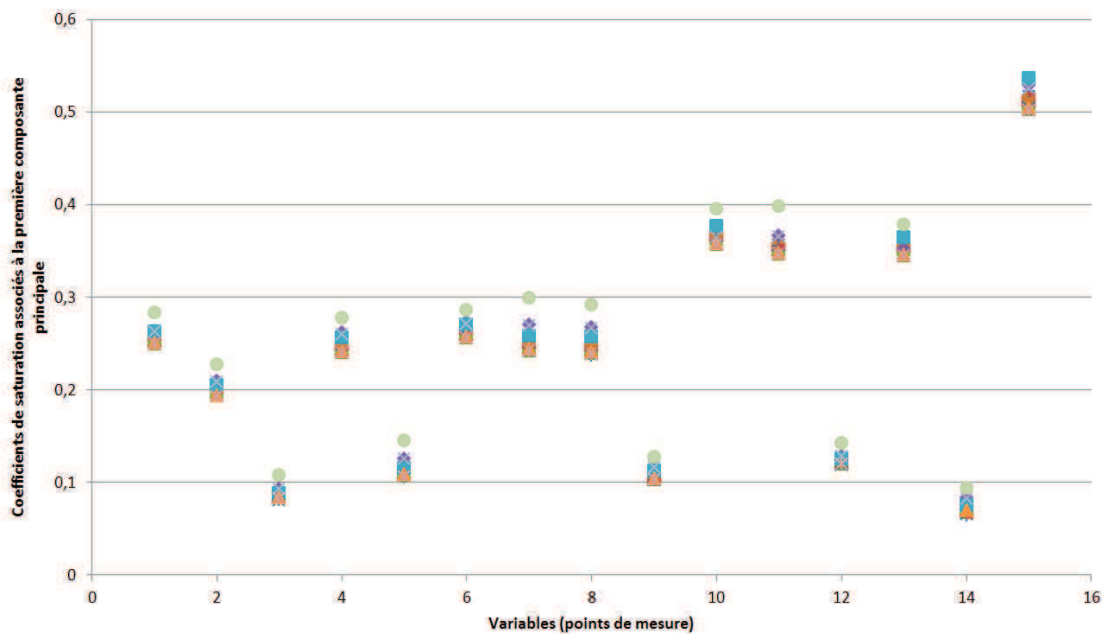


Figure 33: Variation des coefficients de saturation associés à la première composante principale et aux diverses stations lorsque chaque station est, à son tour, écartée - On note la faible variabilité des coefficients de saturation.

Les modifications des coefficients de saturation associés aux deux premières composantes principales restent faibles, surtout dans le cas de la première composante principale (Figure 33). Le changement le plus important s'opère lorsque la variable, pour laquelle le coefficient de saturation est maximal, est enlevée. Mais la carte qui représente la spatialisation des coefficients de saturation n'en n'est que peu affectée.

Les scores associés aux différentes composantes principales restent également relativement stables (non montré).

La principale modification s'opère au niveau de la variance totale expliquée par les différentes composantes. La variance totale expliquée par la première composante peut varier de près de 6 %, ce qui correspond à peu près à la contribution d'une variable dans le cas où celles-ci expliqueraient toutes la même part de la variance (1/15).

En conclusion, la relative stabilité de l'ACP montre que l'ajout d'un nombre limité de stations aura probablement une influence limitée sur les résultats.

2.3.2.b Influence des pas de temps et de la période de mesure

Les pas de temps de 4h sont dégradés afin de déterminer à partir de quel pas de temps la perte d'information devient trop importante. Les pas de temps sont progressivement augmentés jusqu'à 4 mois. Les coefficients de saturations et les valeurs propres, pour ces différents pas de temps, sont calculés (Figure 34 ;Figure 35). La matrice de covariance est utilisée.

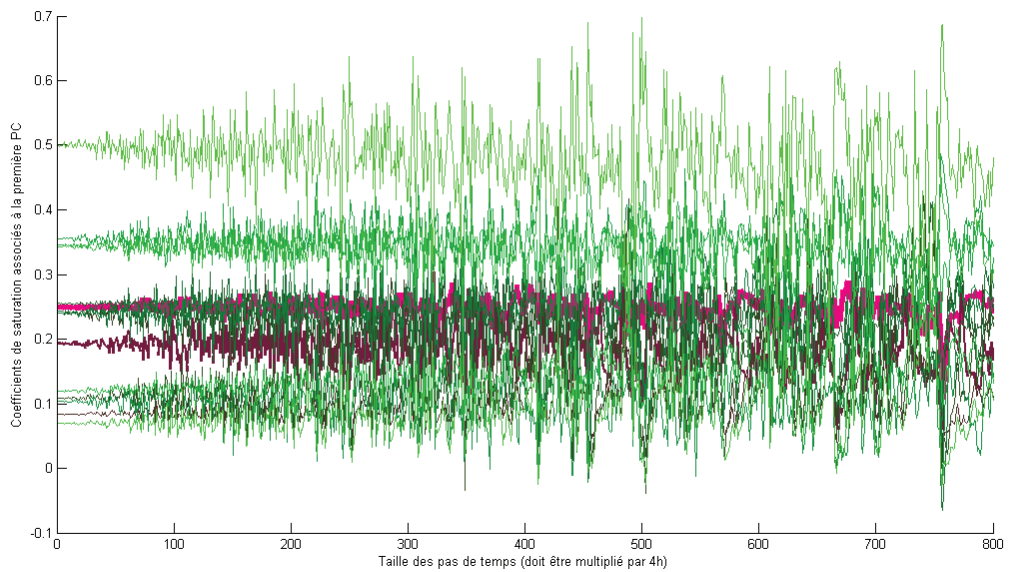


Figure 34: Variation des coefficients de saturation associés à la première composante principale, et aux différentes stations, en fonction du pas de temps pris en compte pour les mesures piézométriques – 1 mois correspond à l'abscisse 180 - On note la relative stabilité des coefficients de saturation obtenus lorsque le pas de temps des mesures est dégradé.

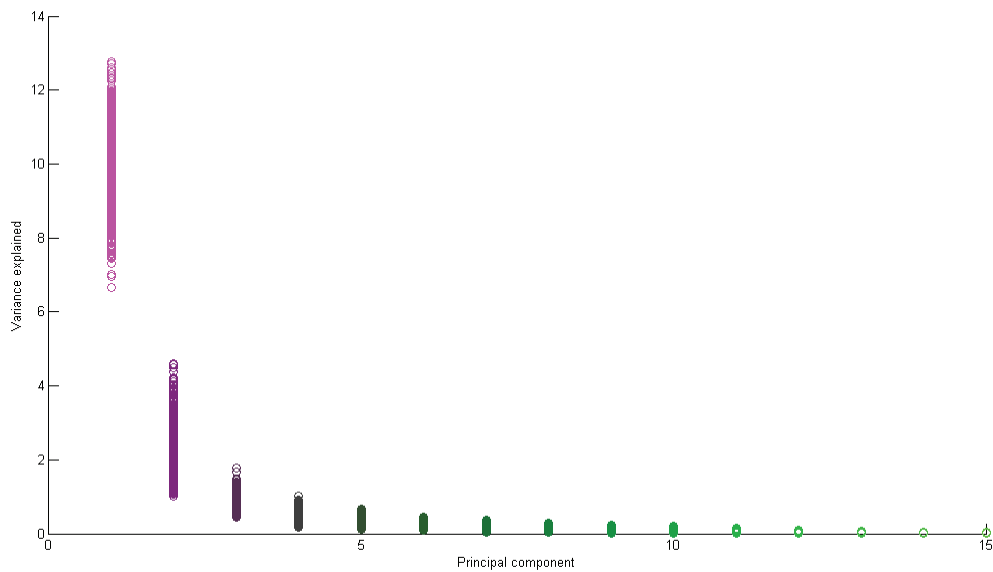


Figure 35: Variation de la variance des signaux expliquée par les différentes composantes principales en fonction du pas de temps pris en compte pour les mesures piézométriques – On note la bonne stabilité de la variance expliquée par les composantes principales lors d’une dégradation du pas de temps.

Il ressort de cette étude que l’ACP est relativement robuste par rapport à des modifications des pas de temps.

Pour des pas de temps compris entre 4 h et 1 mois aucun changement majeur n’est observé par rapport aux coefficients de saturation. Le premier « mélange » entre les coefficients de saturation (associés à la première composante principale) a lieu pour des pas de temps d’environ 2 mois (Figure 34). A partir de pas de temps supérieurs à 4 mois le mélange devient trop important. On note en effet une augmentation des coefficients de saturation les plus faibles, et une diminution des coefficients de saturation les plus élevés, lorsque le pas de temps augmente. Dans le même temps la variabilité de ces coefficients augmente. Cela traduit bien la perte graduelle d’information avec l’augmentation des pas de temps.

L’utilisation d’un pas de temps trimestriel semble donc tout juste suffisant pour capter les principales influences sur la nappe. Dans les faits, ce pas de temps s’avère suffisant car la période de mesure considérée dans le cas des données trimestrielles est supérieure à 20 ans et non limitée à 5,5 ans comme pour les données horaires.

Il est intéressant de constater que l’ACP basée sur la matrice de covariance est plus robuste que l’ACP basée sur la matrice de corrélation. Cela peut s’expliquer par le fait que de grandes fluctuations de niveau piézométrique peuvent toujours être observées lorsque le pas de temps des mesures augmente. En revanche l’information sur la périodicité des fluctuations est perdue plus rapidement. Dans le cas de la matrice de corrélation, l’utilisation de données trimestrielles n’est pas nécessairement suffisante. L’information concernant l’influence du fleuve Rhône sur la variabilité de la nappe est toutefois conservée.

En conclusion, un pas de temps mensuel semble être un bon compromis (entre le coût des mesures et la pertinence du résultat) pour étudier la dynamique de la nappe au sein du secteur étudié.

La période temporelle étudiée a, elle aussi, une importance. Afin d'étudier l'influence du choix de la période sur les résultats de l'ACP, des techniques d'échantillonnages aléatoires ont été utilisés. Différents échantillons sont définis aléatoirement à partir des données originales et l'ACP est conduite sur ces échantillons. Différentes tailles d'échantillons ont été utilisées. Les résultats sont montrés pour des échantillons de 1000 pas de temps (Figure 36), ce qui correspond à une période temporelle d'environ 6 mois. La variabilité saisonnière des fluctuations intervient à cette échelle, ce qui accroît la sensibilité de l'ACP aux données.

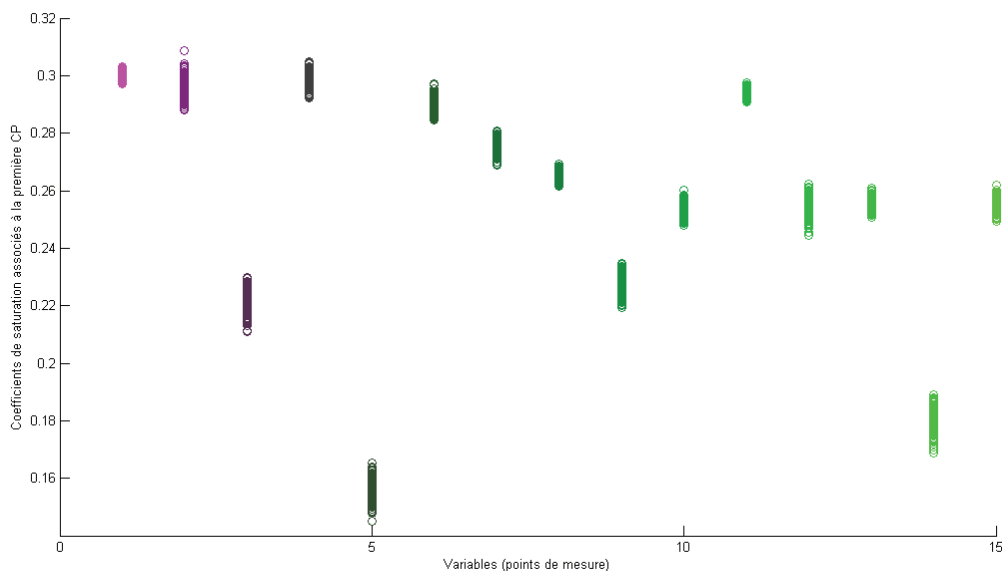


Figure 36: Variation des coefficients de saturation associés à la première composante principale et aux différentes stations, en fonction des périodes temporelles étudiées – On note la bonne stabilité des coefficients de saturation.

L'effet du choix de la période sur les coefficients de saturation associés aux différents points de mesure, et aux composantes principales, est plus limité que l'impact d'une modification des pas de temps. L'ACP utilisant la matrice de corrélation est également plus sensible au choix de la période étudiée. Toutefois, cette sensibilité reste limitée.

En conséquence, une période temporelle de 5,5 ans est suffisante pour étudier la dynamique de la nappe à l'aide d'une ACP. La variabilité saisonnière et interannuelle joue un rôle limité sur les résultats.

2.3.3 Classification des points de suivis de la nappe à partir de l'ACP conduite sur les signaux piézométriques

Une classification est appliquée aux coefficients de saturation associés aux composantes principales sélectionnées (matrice de covariance prise en compte) dans le but de déterminer des zones de comportements homogènes au sein de l'aquifère alluvial.

Dans le cas des données quasi-horaires, la classification (K-mean) est conduite à partir des deux premières composantes principales (qui correspondent à celles sélectionnées précédemment). Seuls deux groupes sont

définis car une augmentation du nombre de groupes ne modifie pas significativement la largeur de la silhouette (Figure 37).

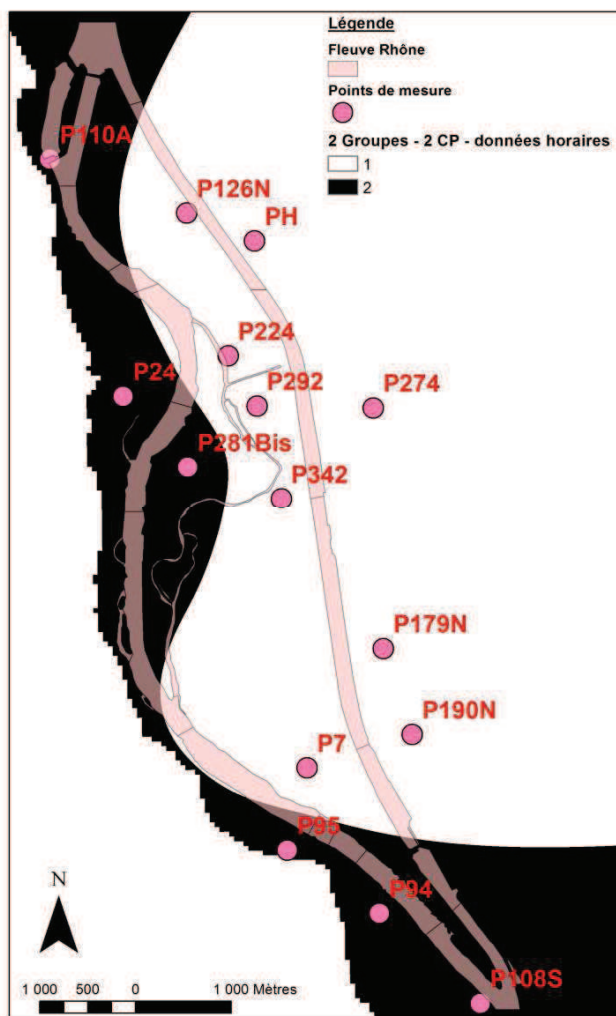


Figure 37: Classification basée sur les coefficients de saturation associés aux deux premières composantes principales - Pas de temps des données de 4h – 2 groupes considérés (noir et blanc) – En noir se retrouvent les points de la nappe influencés principalement par le Vieux-Rhône et en blanc ceux qui sont soumis à d’autres influences.

On constate que les points de la nappe qui sont proches du Vieux-Rhône se retrouvent dans le même groupe, même si les fluctuations du Vieux-Rhône dans la partie Sud sont assez différentes des fluctuations observées plus au Nord, à cause de la présence du seuil de Peyraud. La distance au Vieux-Rhône du point de suivi semble donc conditionner l’appartenance au groupe.

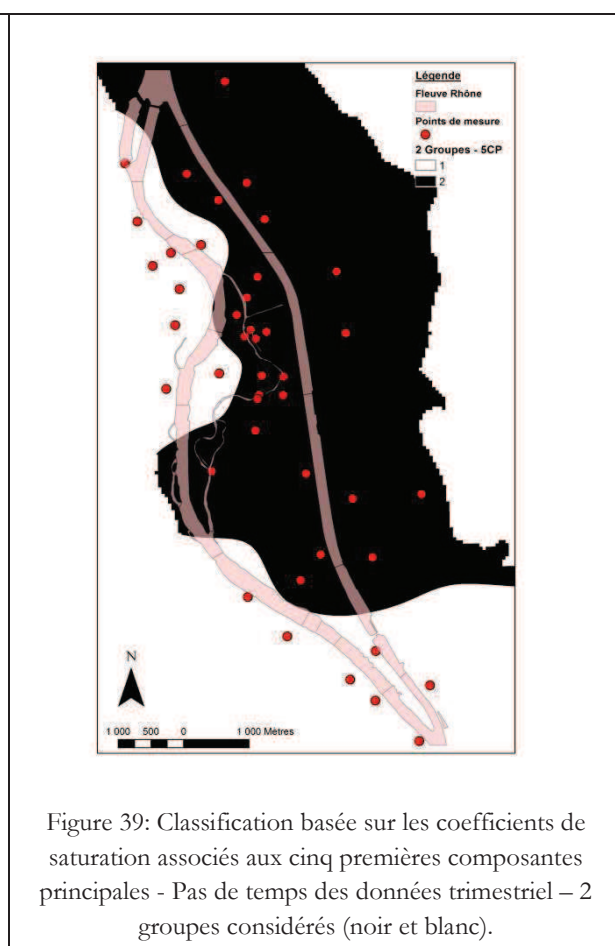
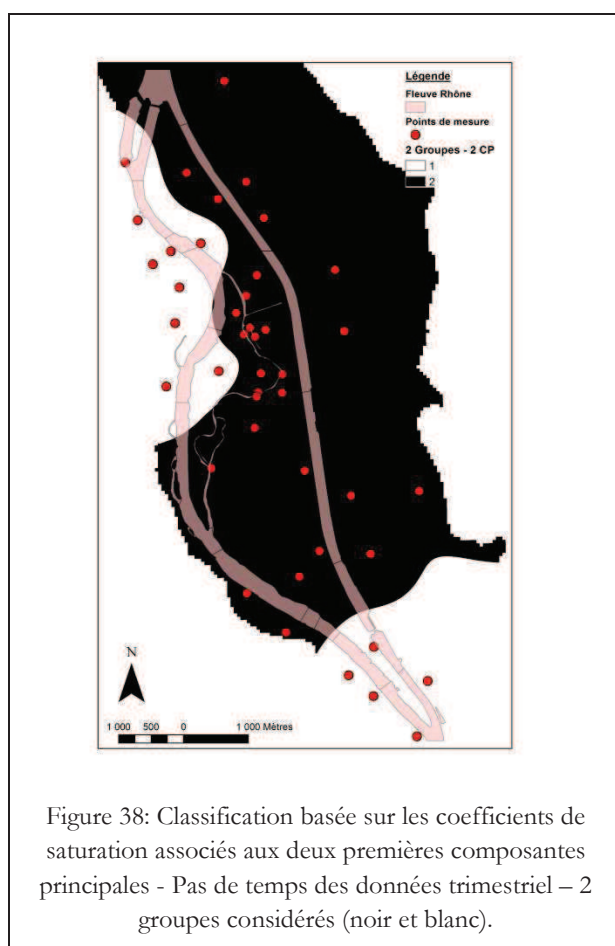
Les points de mesure situés dans la partie médiane de la plaine alluviale (P224, P292,...), et qui sont affectés par les prélèvements en nappe, se retrouvent groupés avec les points de la nappe plus distants du Rhône et qui sont peu affectés par les fluctuations de la ligne d’eau de ce dernier. Ce résultat peut paraître surprenant, à première vue, car ces points médians sont fortement affectés par les fluctuations du Rhône, ainsi qu’il avait été

vu précédemment, tandis que les points les plus distants du Rhône sont, eux, peu affectés. La classification ne doit donc pas être utilisée pour définir la zone d'interaction nappe-rivière.

Dans le cas des données trimestrielles, le choix du nombre de composantes principales à considérer est plus délicat. Deux situations sont examinées, la première en prenant en compte les 5 premières composantes principales et la deuxième avec les deux premières composantes principales uniquement.

Comme il a été montré qu'aucune différence majeure n'était constatée lors de l'ACP selon que l'on considérait 55 points de mesure, et 80 pas de temps (Cas n°1), ou 36 points de mesure et 74 pas de temps (Cas n°3), seul le premier cas est étudié (ce cas correspond à celui vu lors de l'analyse préliminaire des données).

Dans chacune des deux situations (5 et 2 composantes principales considérées) 2 et 4 groupes sont retenus. En effet, la largeur de la silhouette ne diffère pas beaucoup pour 2 ou 4 groupes, et chacune de ces classifications apporte des informations complémentaires.



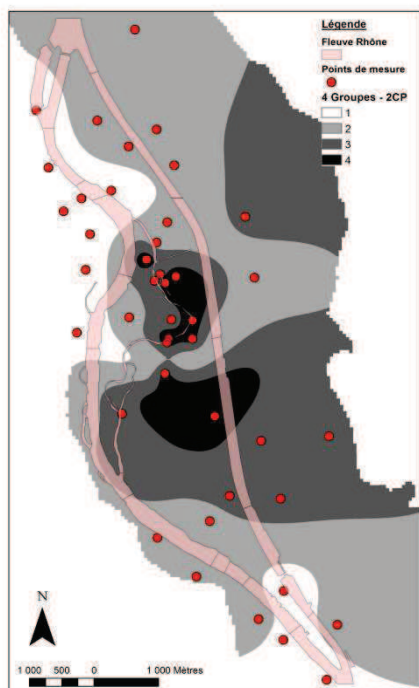


Figure 40: classification basée sur les coefficients de saturation associés aux deux premières composantes principales - Pas de temps des données trimestriel – 4 groupes considérés (noir, gris et blanc).



Figure 41: Classification basée sur les coefficients de saturation associés aux cinq premières composantes principales - Pas de temps des données trimestriel – 4 groupes considérés (noir, gris et blanc), seuls 3 apparaissent.

Lorsque 2 groupes seulement sont utilisés, la principale zone d'influence du fleuve Rhône est clairement identifiée (Zone en blanc :Figure 38 ;Figure 39). Il s'agit d'une zone qui n'est quasiment influencée que par les variations de la ligne d'eau du Rhône. La zone en noir correspond par contre à des points de la nappe dont le comportement est plus varié.

L'augmentation du nombre de groupes permet de distinguer les autres causes de variation des niveaux de nappe et notamment les apports de versant (Figure 40 ;Figure 41). La zone en noire visible sur les images précédentes est elle-même déclinée en différentes parties. La zone blanche reste par contre quasiment inchangée.

D'une manière générale, les résultats sont relativement semblables, que l'on considère 2 ou 5 composantes principales. De petites différences apparaissent malgré tout. Lorsque les deux premières CP seulement sont utilisées la zone d'influence des prélèvements est clairement identifiable (Zone en noir :Figure 40). La première zone, en blanc, est soumise à l'influence quasi-exclusive du Rhône. La zone en gris est également influencée majoritairement par le Rhône mais les variations de niveau sont moindres (Figure 42). En gris foncé on distingue une probable influence des apports de versants. Les prélèvements y jouent également un rôle. La zone en noir est fortement influencée par les prélèvements mais les crues du Rhône y sont également visibles.

Au contraire, l'utilisation des 5 premières composantes principales permet de distinguer différentes zones d'interactions avec le Rhône, mais les prélèvements ne sont pas bien discernés (Figure 41). La zone en blanc est

influencée principalement par le Rhône. En noir se distinguent le domaine assez peu affecté par les variations de niveau du Rhône. En gris les points présentent un comportement intermédiaire.

Ce résultat est en accord avec la caractérisation préalable des CP. En effet les deux premières CP diffèrent principalement sur la zone d'influence des prélèvements OSIRIS. Les prélèvements sont donc bien distingués avec seulement deux composantes principales.

Il est également intéressant de constater que dans les deux cas (2 ou 5 composantes principales prises en compte) les points de la nappe situés à l'Ouest, à l'aplomb du versant, ne sont pas tous classés dans un même groupe. Une « perte d'information » semble avoir lieu lorsque 5 composantes principales sont considérées.

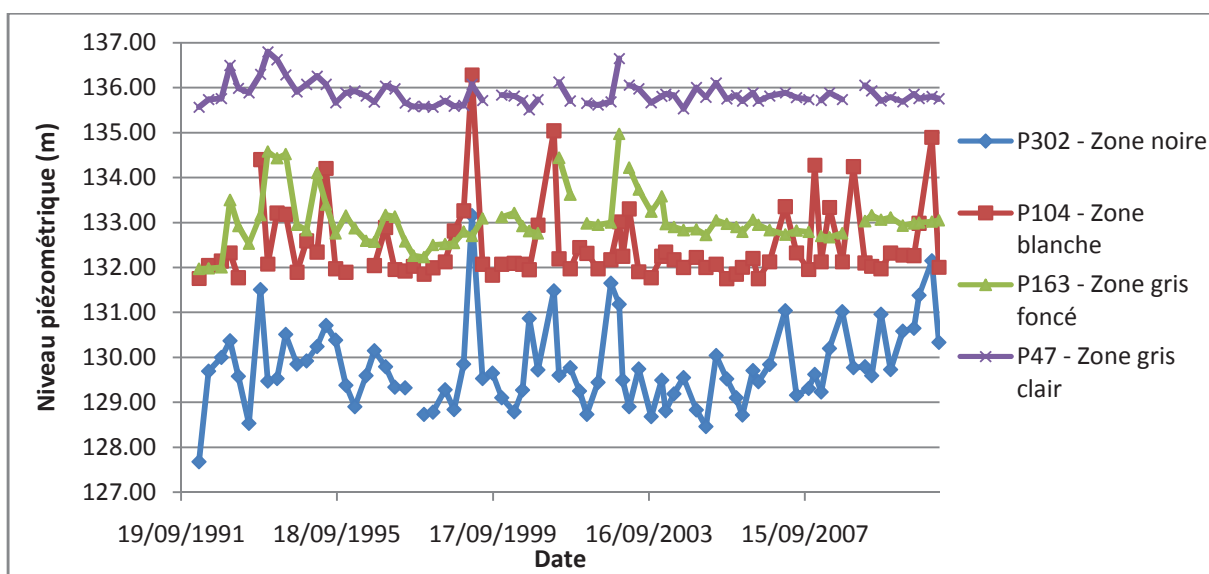


Figure 42: Niveaux piézométriques mesurés en certains points de la nappe qui se situent dans les zones de comportements homogènes identifiées.

L'absence du rôle de barrière hydraulique joué par le canal de dérivation apparaît toujours clairement avec ces groupements. Des zones de comportements similaires peuvent effectivement être observées des deux côtés – les prélèvements et le Vieux-Rhône influencent le côté est, alors que les apports de versant influencent le côté Ouest, et tandis que l'effet des fluctuations d'eau du canal de dérivation n'est pas perceptible en nappe.

Le même phénomène semble se dérouler pour le Rhône au voisinage du seuil de Peyraud. Des zones de comportements similaires s'observent de chaque côté, comme si ce qui se passait à l'Est du Rhône pouvait influencer le comportement de la plaine alluviale à l'Ouest (Figure 38 ; Figure 40). Une réserve doit toutefois être émise sur ce point. En effet, sur cette zone plusieurs points de mesure présentent des chroniques avec des distributions de lacunes similaires. Cela peut entraîner un biais dans les résultats. Ce phénomène de similitude de comportement est atténué, ou disparaît, lorsque 5 composantes principales sont considérées, ce qui confirme que les points situés au Sud-Ouest du Rhône ne possèdent pas un comportement totalement similaire avec les points situés plus à l'Est.

Enfin, un résultat très similaire est obtenu selon que le jeu de données horaire ou trimestriel est utilisé, ce qui confirme encore une fois la robustesse de l'ACP.

La classification des points de la nappe aurait pu être réalisée directement sur les signaux temporels de hauteur de nappe, sans passer par les coefficients de saturation. Toutefois dans ce cas les résultats sont quelque peu différents (Annexe : Tableau 6), car le classement ne se fait plus uniquement sur les principaux facteurs. Cette classification donne plus d'importance aux points dont le comportement est particulier. Il est donc plus délicat d'identifier des zones de comportements homogènes au sein de la nappe.

2.3.4 Analyse en composantes principales des signaux de température des eaux de nappe

L'analyse en composantes principales a aussi été appliquée aux séries temporelles de températures aux différents points de mesure en nappe. Les résultats issus de l'analyse de la conductivité électrique, similaires mais moins intéressants, sont présentés en annexe (Annexe : Conductivité électrique).

Les variations de température de la nappe peuvent s'expliquer à partir de 2 composantes principales qui représentent respectivement 84,6 % et 11,5 % de la variance totale de la température, dans le cas de la matrice de covariance, et 76,7 % et 17,9 % dans le cas de la matrice de corrélation.

Dans les deux cas, la première composante principale montre une baisse continue de la température entre le mois de septembre et celui de février, suivi d'une remontée de température dès le mois de mars. La première composante principale (pour la matrice de covariance) se rattache fortement au comportement observé dans les cours d'eau, avec une réponse thermique rapide et, ou, importante vis-à-vis de la température atmosphérique : les coefficients de saturation, des points de suivi de température de rivière, attachés à cette composante sont importants.

Il est possible de cartographier les zones de comportements homogènes de la nappe vis-à-vis de la première composante principale, dans le cas de la matrice de covariance (Figure 43).

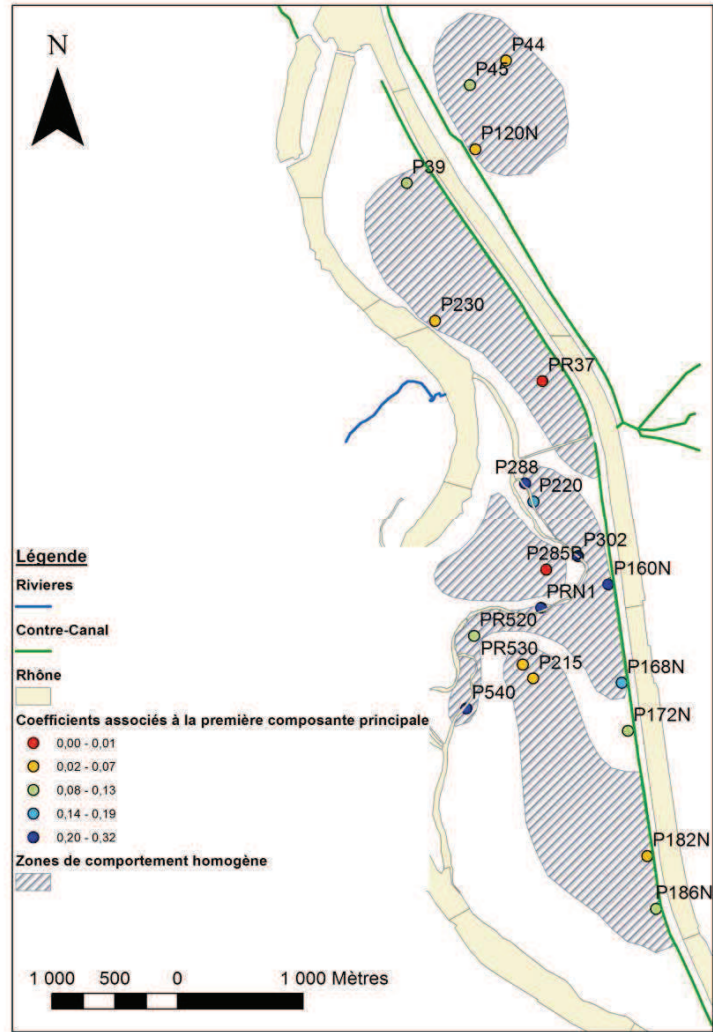


Figure 43: Coefficients de saturation associés aux différentes stations et à la première composante principale – Cas de la température, données mensuelles et matrice de covariance considérée – Les points en bleu foncé correspondent à des points de la nappe au niveau desquels l'apport phréatique est suspecté important, l'apport phréatique est plus faible au niveau des points rouges et jaunes.

On observe que les zones de fortes fluctuations thermiques se situent au voisinage de la lône de la Platière et des prélèvements OSIRIS : points P302, P220, P288, PRN1, PR520, PR540 et P160N (premier groupe). En ces points une part importante de l'eau de nappe provient donc de la lône de la Platière et, ou, du canal de dérivation voisin.

La distance au cours d'eau voisin peut en effet expliquer en partie la variabilité thermique de la nappe : la variabilité décroît lorsque la distance augmente. C'est ce qui est observé au niveau des puits du SIGEARPE par rapport au Rhône (Figure 44).

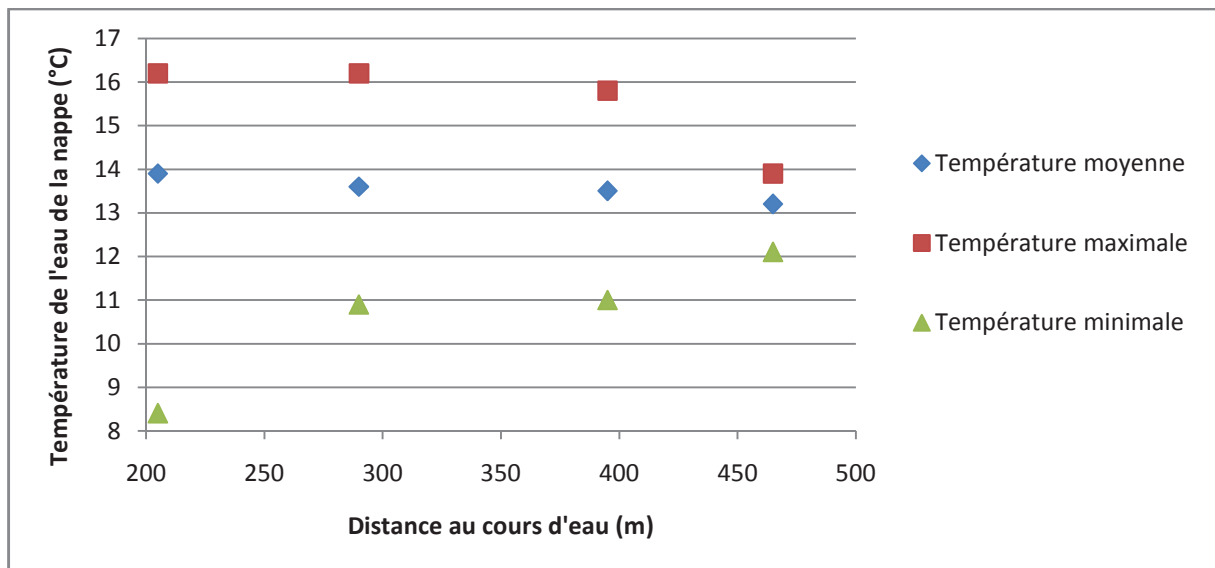


Figure 44: Evolution de la variabilité de la température de la nappe en fonction de la distance au fleuve Rhône.

Il est cependant intéressant de constater que le coefficient de saturation du P285 associé à la première composante principale est faible (Figure 43) alors que ce point se situe aussi proche de la lône que les points mentionnés précédemment. L'absence de réaction thermique observée au P285 est attribuable au fait que ce point se situe à l'Ouest de la lône. L'eau de la nappe, en cet endroit, provient donc du Rhône et non de la lône car les prélèvements OSIRIS s'effectuent à l'Est de la celle-ci (Annexe : Etude du gradient de nappe – carte piézométrique). Mais les variations thermiques du Rhône sont similaires à celles de la lône, ce qui est montré par nos campagnes de mesure. La variabilité thermique de la nappe devrait donc être semblable au P285 et aux points de mesure situés en rive gauche de la lône. Afin d'expliquer l'absence observée de similitude de comportement, il existe donc deux possibilités: soit l'apport du Rhône à la nappe est faible comparativement à celui de la lône (faible gradient, colmatage), soit la distance du P285 au Rhône est trop importante pour que les fluctuations thermiques du Rhône s'y propagent.

La distance au cours d'eau n'est pas en elle-même un critère suffisant pour prévoir la propagation thermique. Le P230 se situe au voisinage immédiat du Fleuve mais les fluctuations de température y restent faibles. Cela s'explique par le fait qu'à cet endroit le Rhône est alimenté par la nappe. De la même manière au PR530 et P215 le comportement de la nappe se rapproche de celui observé plus à l'amont (selon la pente de la surface piézométrique) aux P182N et P186N.

L'apport de la lône à la nappe semble, à première vue, plus important que l'apport du canal de dérivation à la nappe. En effet, les coefficients de saturation associés à la première composante principale et aux points P182N et P186N sont relativement faibles. Cela pourrait s'expliquer, comme pour le P285, par un colmatage moindre et un gradient hydraulique plus important près de la lône qu'au voisinage du canal de dérivation et du contre-canal.

Les fluctuations thermiques observées aux PR37, P230 et PR39 sont relativement faibles alors que le gradient de nappe y est plus important qu'aux points P168N à P186N et que la situation hydraulique est apparemment similaire (entre le Vieux-Rhône et le canal de dérivation). Ce comportement particulier pourrait éventuellement être expliqué par un colmatage plus important du canal de dérivation (et du contre-canal) sur sa section Nord.

La variabilité thermique des points situés en contrebas des versants Est - P44, P120N et P45 - reste faible, ce qui indique, qu'en général, l'échange de chaleur avec l'atmosphère doit être limité.

Lorsque la matrice de corrélation est prise en compte, la première composante principale traduit plutôt un faible temps de réponse du système qu'une forte variabilité. On observe alors en certains points une hausse notable des coefficients de saturation associés à la première composante par rapport au cas précédent. Ainsi, au P120N la variabilité de la température est faible mais le temps de retard vis-à-vis du cours d'eau l'est aussi. Une influence de la variabilité thermique du contre-canal n'est donc pas totalement à exclure, d'autant plus que le gradient de nappe peut s'inverser sur cette zone (Annexe : Etude du gradient de nappe).

La seconde composante principale montre une augmentation de la température jusqu'au mois de décembre, suivi par une diminution graduelle. La seconde composante principale peut être rattachée au caractère tampon de l'aquifère avec une réponse thermique lente vis-à-vis du milieu extérieur (air et, ou, eau de surface). Les coefficients de saturation associés à cette composante principale et aux différents points de mesure sont cartographiés, dans le cas de la matrice de corrélation (Figure 45).

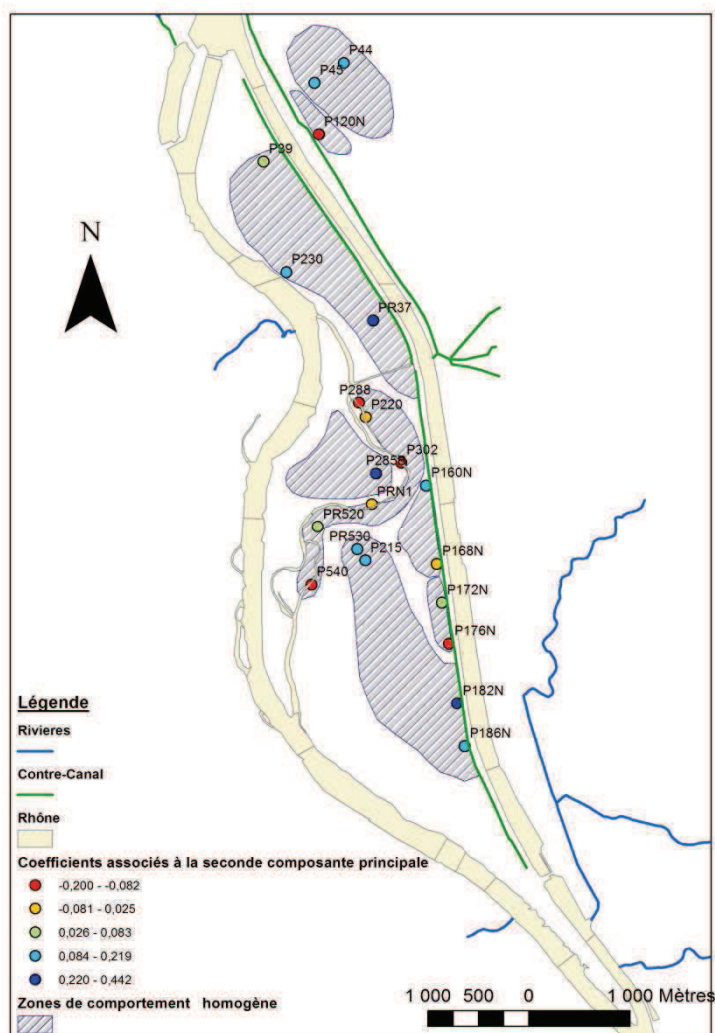


Figure 45: Coefficients de saturation associés aux différentes stations et à la seconde composante principale – Cas de la température, données mensuelles et matrice de corrélation considérée.

Il est intéressant de constater que la variabilité thermique de la nappe peut être importante mais le temps de réponse également. C'est ce qui est observé au P160N, point pour lequel le coefficient de saturation associé à la 1^{ère} composante principale issue de la matrice de covariance est fort, tandis que le coefficient de saturation associé à la 2^{ième} composante principale issue de la matrice de covariance est également fort.

2.3.5 Bilan des analyses comportementales de la nappe phréatique

Pour conclure, trois principales sources de variabilité des niveaux de nappe peuvent être cartographiées. La première, celle dont l'influence est la plus importante, est le niveau du Vieux-Rhône. Ses fluctuations impactent la majeure partie de l'aquifère. La seconde influence est reliée à des variations supposées de l'apport de versant, venant du côté est. Cette influence dépend toutefois pas forcément des seules précipitations sur les bassins versants. Enfin, la dernière influence provient des prélèvements réalisés au cœur de la zone d'étude.

Il s'agit d'un résultat intéressant. En effet, la nappe ne réagit pas fortement aux précipitations, du moins aux précipitations sur la zone d'étude. D'autre part, la nappe alluviale réagit très fortement aux fluctuations de niveau du Vieux-Rhône à l'amont du seuil de Peyraud.

Les analyses conduites sur des échantillons de données piézométriques différents ont montré qu'il pouvait être possible de travailler à partir de données dont le pas de temps de mesure est relativement important (trimestre), tant que la période de mesure est suffisamment conséquente (supérieure à 10 ans).

La reconstitution des données manquantes sur des plages de temps limités ne modifie pas de façon notable les résultats obtenus lors de l'analyse en composantes principales. D'autre part, cette reconstitution permet de diminuer la corrélation qui existe entre les coefficients de saturation des différentes composantes principales et la longueur totale des lacunes des signaux traités (Annexe : Impact sur l'analyse en composantes principales).

La technique de classification des points de la nappe à partir des composantes principales génère de l'information complémentaire à l'ACP. Des groupes de comportements homogènes ont pu être identifiés. De cette façon, il est plus aisé de cartographier la zone d'influence des prélèvements OSIRIS, ainsi que la zone influencée quasi-exclusivement par le Rhône, à l'aide de la technique de classification. Il apparaît que le canal de dérivation ne joue pas de rôle de barrière hydraulique. Ce phénomène fera l'objet d'une étude particulière lors des modélisations ultérieures.

Les informations obtenues par analyse comportementale des séries temporelles piézométriques sont complémentaires de celles que l'on peut établir à partir d'une simple analyse de la carte piézométrique (Annexe : Etude du gradient de nappe). Cette dernière ne permettrait notamment pas de distinguer des zones de comportements différents à l'aplomb des versants Est. Il ne serait pas non plus possible d'en déduire la zone influencée de façon quasi-exclusive par les variations de niveau du Rhône. En effet, la carte piézométrique n'intègre pas d'informations temporelles.

Enfin, l'analyse en composantes principales, suivie de l'interpolation des coefficients de saturation, permettrait de reconstituer des chroniques piézométriques en des points de la nappe où aucune mesure n'est disponible.

En ce qui concerne les variations thermiques, il a pu être montré que celles-ci étaient particulièrement importantes dans les zones d'interactions avec les eaux de surfaces. Dans ces zones, les principaux facteurs impactant la variabilité des températures de nappe sont le sens et l'intensité des échanges. Ceux-ci dépendent

des niveaux et des gradients de nappe, mais également de l'importance du colmatage. Un second facteur, qui joue un rôle moindre, est l'échange thermique direct avec l'atmosphère.

2.4 Analyse corrélatoire et spectrales entre les séries temporelles de hauteur d'eau en nappe et en rivière

2.4.1 Analyse corrélatoire simple

Des analyses corrélatoire simples sont conduites pour caractériser le lien entre les fluctuations de niveaux d'eau en rivière et en nappe. Ce lien peut notamment se traduire en termes de corrélation ou de temps de propagation des perturbations en nappe.

2.4.1.a Autocorrélation des séries temporelles de niveau d'eau

L'étude de la décroissance de l'autocorrélation des séries temporelles piézométriques fournit des renseignements sur le temps de mémoire du système, qui est ici l'aquifère (Mangin, 1984). Plus vite l'autocorrélation décroît, plus court est le temps de mémoire. Dans cette étude, le temps de mémoire du système est défini comme le temps de retard à partir duquel l'autocorrélation passe sous le seuil de 0,5. Le vrai temps de mémoire du système est cependant délicat à quantifier. Il dépend en effet également de la forme de la courbe d'autocorrélation. Des fonctions analytiques ont parfois été ajustées à l'autocorrélation afin de décrire cette décroissance (Massei et al., 2006).

Le temps de mémoire du système, ainsi défini, est relativement faible sur l'ensemble de la plaine. Il reste inférieur à 3 semaines pour la plupart des points de mesure (Figure 46). Il caractérise à la fois l'inertie du système, et donc les propriétés du milieu (Imagawa et al., 2012), mais également la proximité de facteurs de variabilité des niveaux de nappe.

Sur le site d'étude, les temps de mémoires les plus courts correspondent à des parties de la nappe situées à proximité du Rhône. Le temps de mémoire au P292 et P342 est supérieur au temps de mémoire observé au P95, P24 ou P110A. Il semble par conséquent que les prélèvements en nappe affectent moins le temps de mémoire du système que les fluctuations de la ligne d'eau du Rhône.

Il est en revanche plus difficile de faire le lien entre le temps de mémoire et les caractéristiques physiques du système. Le temps de mémoire le plus long s'observe pour le P274 où il atteint près d'un mois et demi. Ce temps correspond presque au double de celui mesuré au P179N, qui est le deuxième point possédant le temps de retard le plus long. Or la distance au fleuve est similaire. Cela pourrait éventuellement indiquer que la diffusivité de l'aquifère est plus faible au P274 qu'au P179N (on verra par la suite que d'autres facteurs interviennent).

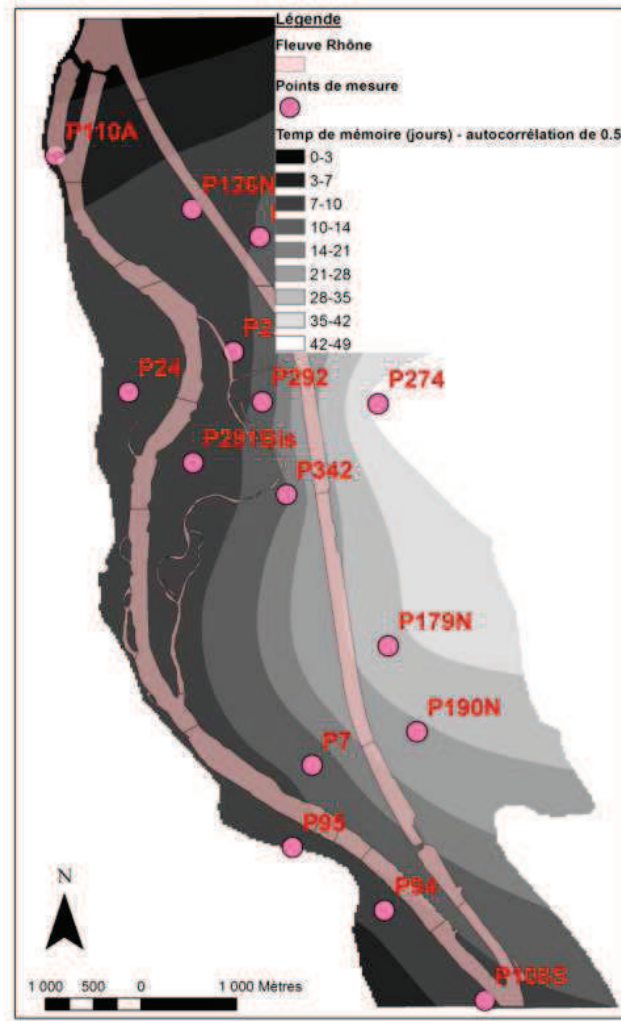


Figure 46: Temps de mémoire du système défini pour une autocorrélation de 0,5 – En noir se situent les zones où la variabilité temporelle des niveaux de nappe est très forte et en blanc celles où la variabilité des niveaux de nappe est faible.

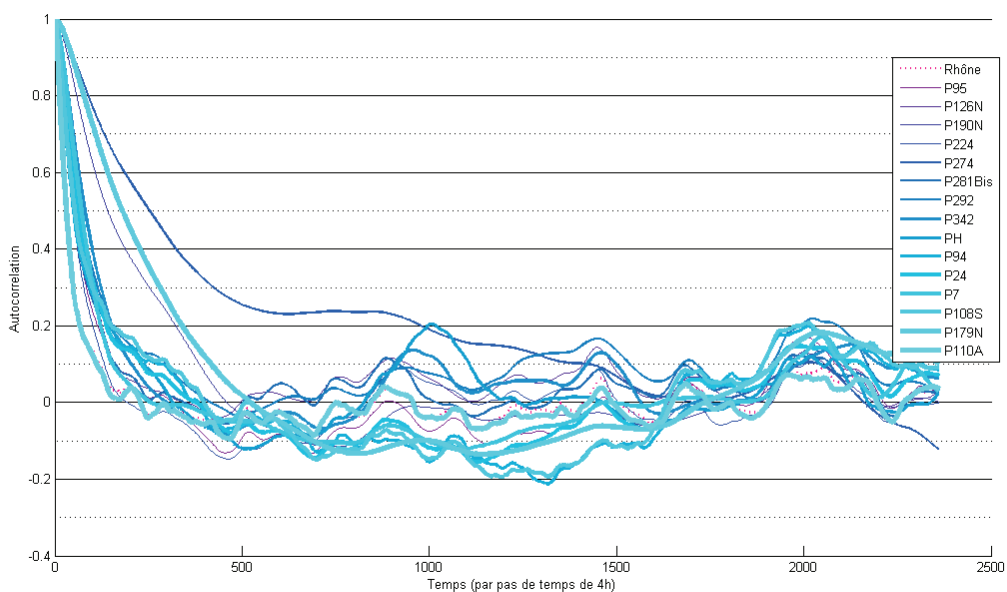


Figure 47: Autocorrélation des signaux piézométrique aux différentes stations de la nappe - On note la décroissance rapide de l'autocorrélation, puis la présence d'un pic pour une durée annuelle.

Le temps de mémoire relativement court du système signifie que le pas de temps entre 2 mesures ne doit pas être trop important afin de ne pas manquer d'évènements importants (Figure 46 ;Figure 47). Le pas de temps minimum à respecter est délicat à estimer car le seuil d'autocorrélation choisi est arbitraire. Néanmoins, pour certains points de mesure, l'autocorrélation devient vite négative, même pour des temps de retard faibles. Au P110A l'autocorrélation est quasiment nulle pour un retard de 1 mois. Et, pour la plupart des autres points un retard de 2 mois suffit à annuler l'autocorrélation. Cela signifie que le pas de temps doit être au moins mensuel afin de capter la majeure partie des fluctuations de niveau de nappe. Ce résultat est similaire à celui obtenu avec l'ACP qui montrait que, sur une période de mesure d'environ 5 ans, l'augmentation des pas de temps ne devait pas excéder le mois afin de ne pas perdre trop d'information.

L'étude de l'autocorrélation permet également de détecter des périodicités cachées dans les signaux. Ces périodicités correspondent à des pics de l'autocorrélogramme (Christin, 2005). Sur l'autocorrélogramme des pics sont visibles pour des périodicités d'un an (Figure 47). Ces pics apparaissent pour tous les signaux. Ils sont moins marqués dans le cas du Vieux-Rhône ainsi que pour le P110A qui se situe très près du Rhône. Une explication possible serait que le niveau d'eau dans le Vieux-Rhône amont n'affiche pas une périodicité annuelle très marquée. En effet, les phénomènes saisonniers sont en partie masqués par la gestion hydraulique du cours d'eau (barrage). Le niveau d'eau dans la nappe est, par contre, affecté par différents facteurs, certains, comme la pluie pouvant présenter une forte saisonnalité (on rappelle qu'il a été vu à l'aide des analyses en composantes principales que la seconde composantes se caractérisait par des fluctuations parfois saisonnières).

En revanche, dans le Vieux-Rhône aval la périodicité saisonnière du signal est plus marquée, ce qui est mis en évidence par les pics importants observés au P94 et P108S. C'est en effet en ces points que le pic d'autocorrélation est le plus important.

Une saisonnalité marquée est également observée aux P179N et P190N. Ces points étant situés proche du versant Est, ils en subissent probablement l'influence.

2.4.1.b Corrélation entre les fluctuations de niveaux d'eau en rivière et en nappe

Une corrélation significative entre le niveau de la nappe et le niveau d'eau du Vieux-Rhône amont est observée en tous les points de mesure. Le seul point de mesure pour lequel la significativité de la corrélation est inférieure à 99 % est le P274. Mais la corrélation à cette station reste néanmoins significative au seuil de probabilité de 98 %. Ce résultat montre que, bien qu'une non-linéarité ait été observée lors de la reconstitution des signaux piézométriques (le modèle non-linéaire donne généralement de meilleurs résultats que le modèle linéaire), celle-ci reste limitée.

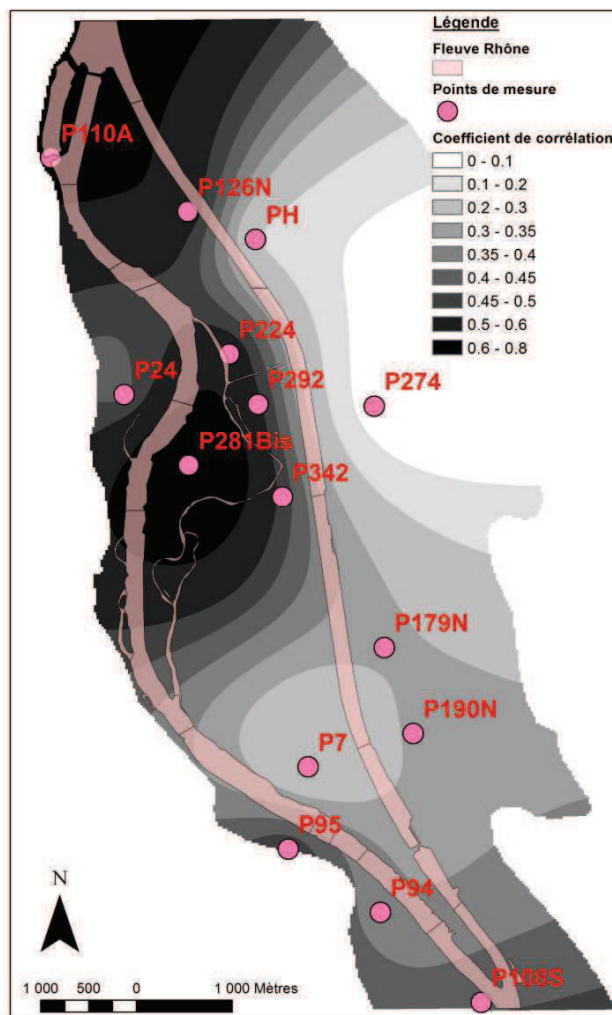


Figure 48: Coefficient de corrélation (Spearman) entre les niveaux piézométriques et le niveau du Rhône – En noir apparaissent les zones où la corrélation est importante et en blanc celles où la corrélation est moindre.

En moyenne, la corrélation décroît lorsque la distance avec le Rhône augmente (Figure 48 ;Figure 49). Il ne s'agit toutefois que d'une tendance. En effet, la corrélation observée au P7 est basse en comparaison de celle obtenue aux P179N et P190N, bien que ces points soient plus distants du Rhône et du côté est du canal de dérivation. La corrélation est également relativement faible au P94 et P108S comparativement à la distance de ces points au Rhône. Cela correspond au fait que les fluctuations de niveau du Rhône sont distinctes entre l'amont et l'aval du seuil de Peyraud.

Par contre, la présence de prélèvements en nappe n'empêche pas la corrélation d'être relativement élevée au P342, P292 et P224.

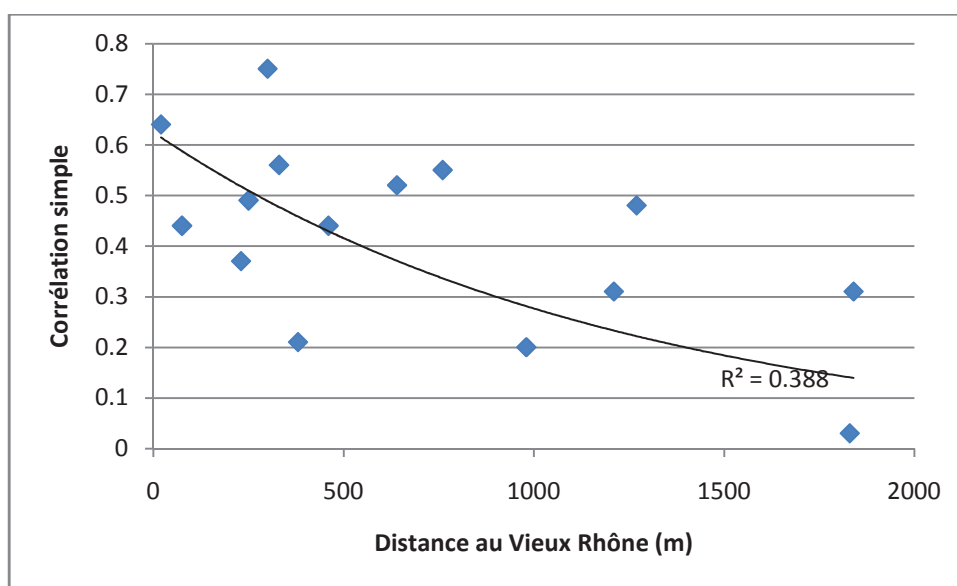


Figure 49: Coefficient de corrélation (Spearman) entre les niveaux piézométriques, aux différentes stations de mesures, et le niveau du Rhône, en fonction de la distance des stations au Rhône - On note la décroissance de la corrélation.

2.4.1.c Temps de retard entre les fluctuations de niveaux d'eau en nappe et en rivière

Le temps de retard observé lors de la propagation des ondes de crues en nappe tend à augmenter avec la distance au Rhône. Il est néanmoins délicat de déterminer la distance réelle du point de suivi à la source. En effet cette dernière peut soit être le Rhône soit un autre cours d'eau. Dans certains cas, la crue démarre dans le Rhône avant de se propager dans les annexes hydrauliques (lônes, contre-canaux). Dans les deux cas toutefois le temps de retard peut être modélisé comme une fonction croissante linéaire de la distance au cours d'eau. Le coefficient R^2 est supérieur à 0,6. Ce résultat est conforme à la théorie (Cartwright et al., 2004).

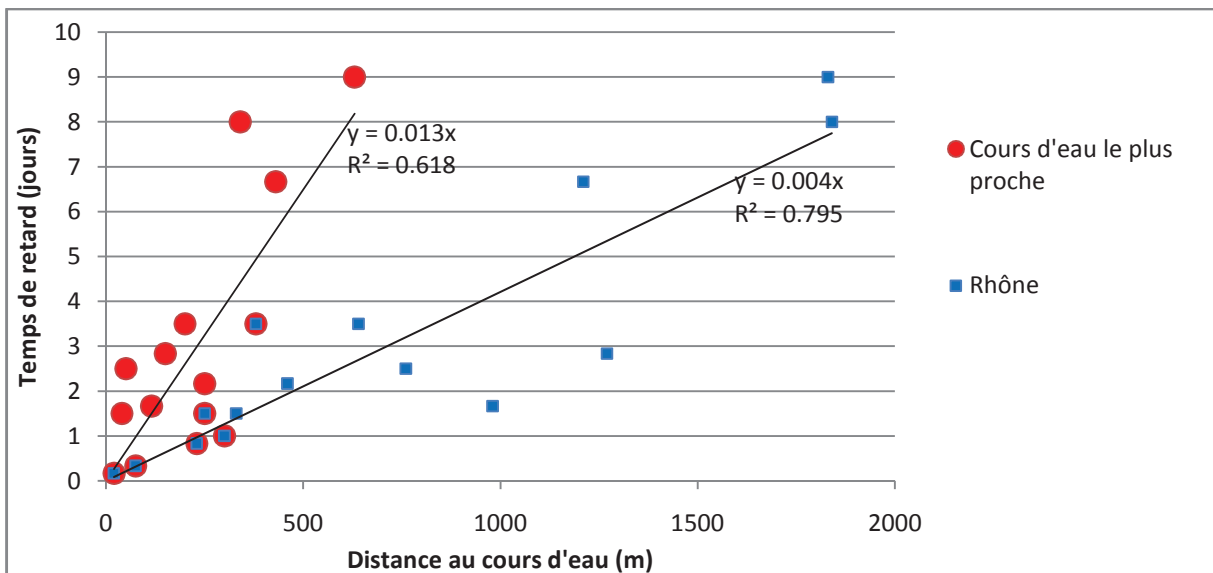


Figure 50: Temps de retard observé lors de la propagation des ondes de pression en nappe, en fonction de la distance du point de mesure en nappe (piézomètre) à la source de fluctuation (cours d'eau) – On note un accroissement quasi-linéaire du temps de retard avec la distance à la source.

Les temps de retard aux différents points de suivi des niveaux de nappe sont compris entre quelques heures et 10 jours. La vitesse moyenne de propagation en nappe des ondes de pression est comprise entre 80 et 240 m/jour (Figure 50 ;Figure 51), selon le cas considéré, ce qui est cohérent avec les observations de Derx (Derx et al., 2010), Lewandowski (Lewandowski et al., 2009) et Jakubowski (Jakubowski, 2006), qui ont trouvé des vitesses de propagation en nappe alluviale libre, respectivement, de 300 à 700 m/jour, de 1550 m/jour et de 860 à 1060 m/jour. Une comparaison plus poussée est délicate car des méthodes différentes ont été employées selon les cas (pour l'estimation du temps de retard). Les vitesses de propagation en nappes alluviales captives sont, par contre, beaucoup plus importantes que ce qui est visualisé pour la zone d'étude, de l'ordre de plusieurs kilomètres par jours (Vekerdy et Meijerink, 1998).

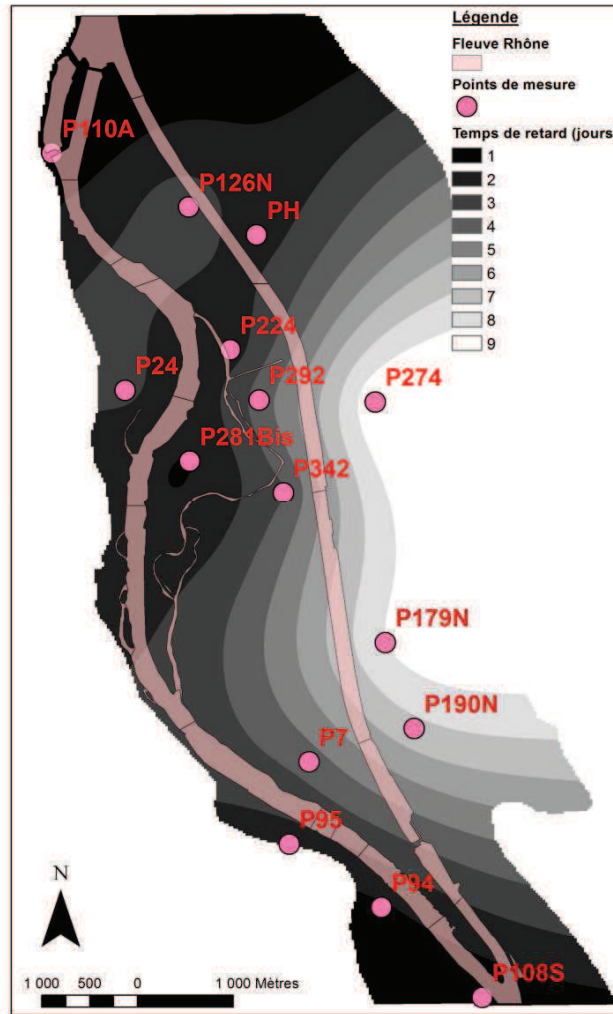


Figure 51: Temps de retard observé lors de la propagation des ondes de pression en nappe (croissant du noir au blanc) – En blanc apparaissent les zones où le temps de retard est important et en noir celles où le temps de retard est faible.

En général, lorsque la corrélation diminue, le temps de retard augmente. Cette relation n'est cependant qu'une tendance générale. Une cohérence basse n'implique pas nécessairement un temps de retard plus important (Figure 52).

Ainsi, la corrélation observée au P7 est égale au deux tiers de celle observée aux P179N et P190N, pourtant plus distant du Fleuve. En revanche, le temps de retard au P7 est environ égal à la moitié du temps de retard visible à ces deux dernières stations. Il existe plusieurs sources d'explications. Premièrement la corrélation peut être faible au P7 car le signal de nappe peut être influencé par d'autres facteurs. Cela ne signifie pas forcément que le temps de retard, lors de la propagation des ondes de crue en nappe, est faible. Enfin, la meilleure estimation des temps de retard est obtenue pour les stations où la corrélation, entre le niveau de nappe et le niveau de rivière, est importante. L'estimation du temps de retard au P7 peut donc souffrir d'imprécisions.

De la même manière, la corrélation observée au P95 est supérieure à celle visualisée aux P94 et P108S tandis que le temps de retard suit une relation inverse, et alors que ces stations sont toutes situées assez proche du Rhône. Cela s'explique par le fait que le niveau de la nappe au P94 et P108S est corrélé fortement aux

fluctuations du Vieux-Rhône aval et par conséquent la corrélation est moindre avec les fluctuations du Vieux-Rhône amont. En revanche, le niveau d'eau du Vieux-Rhône aval monte avant celui du Vieux-Rhône amont. Le temps de retard est donc moindre.

Les stations P24 et P224 sont, elles, non seulement situées à distances identiques du fleuve mais également sur des emplacements symétriques par rapport au fleuve. La corrélation observée est plus forte au P24, ce qui peut s'expliquer par l'influence des pompages qui est ressentie au P224. En revanche le temps de retard est plus faible au P224, ce qui pourrait être dû à des propriétés différentes du système physique, ou à une influence non négligeable de la lône.

Le temps de retard observé est relativement faible sur l'ensemble de la zone d'étude. Par conséquent, la corrélation reste positive car il n'y a pas d'opposition de phase entre les variations de niveau de nappe et de rivière. Une corrélation nulle n'indiquerait en effet pas forcément une absence de relation entre le niveau de la nappe et celui du cours d'eau (comme cela sera démontré par la suite).

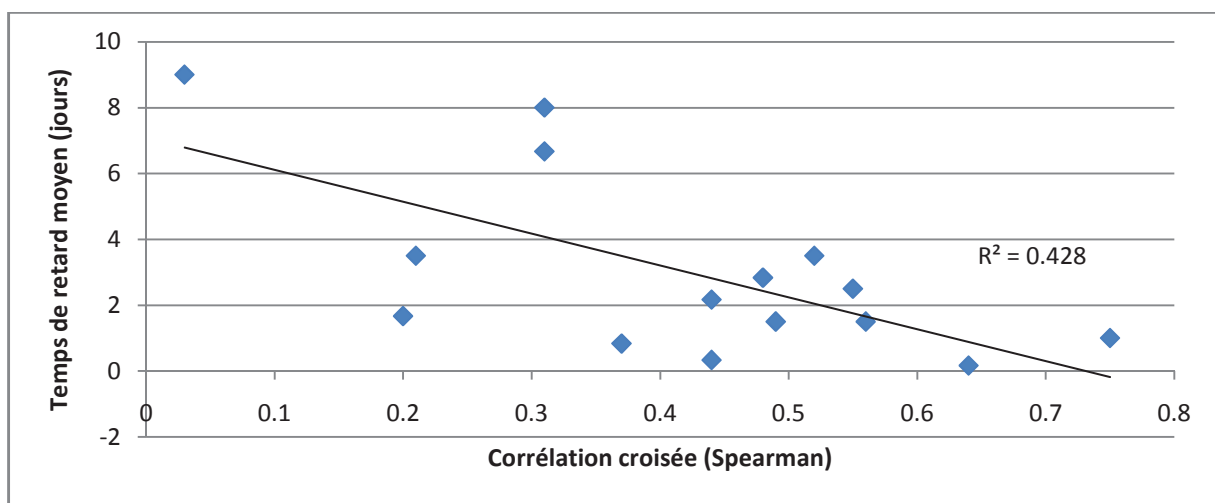


Figure 52: Temps de retard lors de la propagation des ondes de pression en fonction de la corrélation – Lorsque la corrélation diminue le temps de retard augmente.

2.4.2 Analyse de Fourier – prise en compte de la fréquence des oscillations

L'analyse de Fourier permet, au contraire de l'analyse corrélatrice simple, de prendre en compte la fréquence des oscillations de niveaux d'eau en rivière et en nappe.

Dans un premier temps, la densité spectrale de puissance, des séries temporelles de niveau d'eau, est calculée. Dans un second temps, la cohérence spectrale entre les signaux de hauteur d'eau en nappe et en rivière est déterminée. Les temps de retard des ondes de pression en nappe, ainsi que leurs atténuations, sont ensuite estimés.

2.4.2.a Densité spectrale de puissance des séries temporelles de niveau d'eau

Le calcul de la densité spectrale de puissance des signaux piézométriques permet de déterminer le contenu fréquentiel principal de ces derniers.

Comme les données ne sont pas continues et qu'elles ne couvrent pas une période infinie, il existe une limitation dans l'étude du contenu fréquentiel des signaux. L'analyse spectrale ne peut couvrir que des périodicités comprises entre 8 heures (deux pas de temps) et 2 ans (proche de la moitié de la longueur de la chronique disponible).

On observe que les fluctuations de niveau d'eau du Vieux-Rhône amont suivent des périodicités marquées. La densité spectrale de puissance présente un pic bien défini pour une périodicité de 1 jour (visible pour une périodicité de 6 pas de temps :Figure 53). Cette périodicité journalière est due à une petite régulation des débits du Vieux-Rhône par la Compagnie Nationale du Rhône. Cette composante se retrouve au niveau du signal de variation de la ligne d'eau du canal de dérivation (ces fluctuations sont en opposition de phase).

En nappes par contre, cette périodicité journalière n'est marquée que pour le P110A. Globalement le signal de hauteur d'eau en rivière est plus riche en composantes de hautes fréquences.

Un deuxième pic correspond à la présence marquée d'une composante annuelle dans les fluctuations de niveau du Rhône. Cette deuxième composante pourrait être reliée à la conjonction de deux facteurs, l'un naturel et l'autre anthropique.

Le premier facteur est relié au climat. Le régime hydrologique du Rhône est en effet caractérisé par des basses-eaux en été et des hautes-eaux en automne et au printemps. Cette composante n'est pas filtrée totalement par l'aménagement hydraulique. Celui-ci laisse en effet passer les crues, au-delà d'un certain débit.

D'autre part, le débit de base du Vieux-Rhône est régulé, entre 10 m³/s l'hiver et 20 m³/s l'été, ce qui modifie très légèrement son niveau d'eau.

En raison des caractéristiques des variations de niveau du Rhône il est donc intéressant d'étudier plus particulièrement la cohérence entre le niveau de la nappe et le niveau des eaux de surfaces, aux périodicités journalières et annuelles.

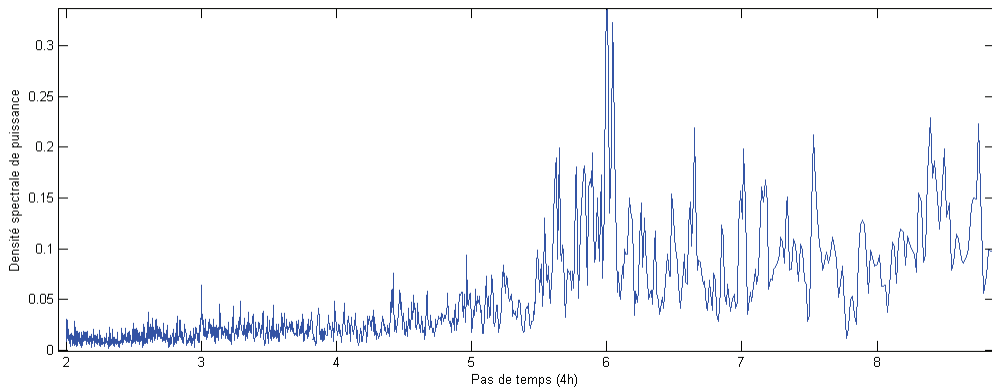


Figure 53: Densité spectrale de puissance en fonction de la périodicité du signal – On note le pic correspondant à une périodicité journalière (6 pas de temps).

2.4.2.b Cohérence spectrale entre les fluctuations de niveaux d'eau en rivière et en nappe

L'analyse de Fourier permet de représenter les fréquences pour lesquelles la cohérence est significative entre le niveau de la nappe et le niveau du Vieux- Rhône.

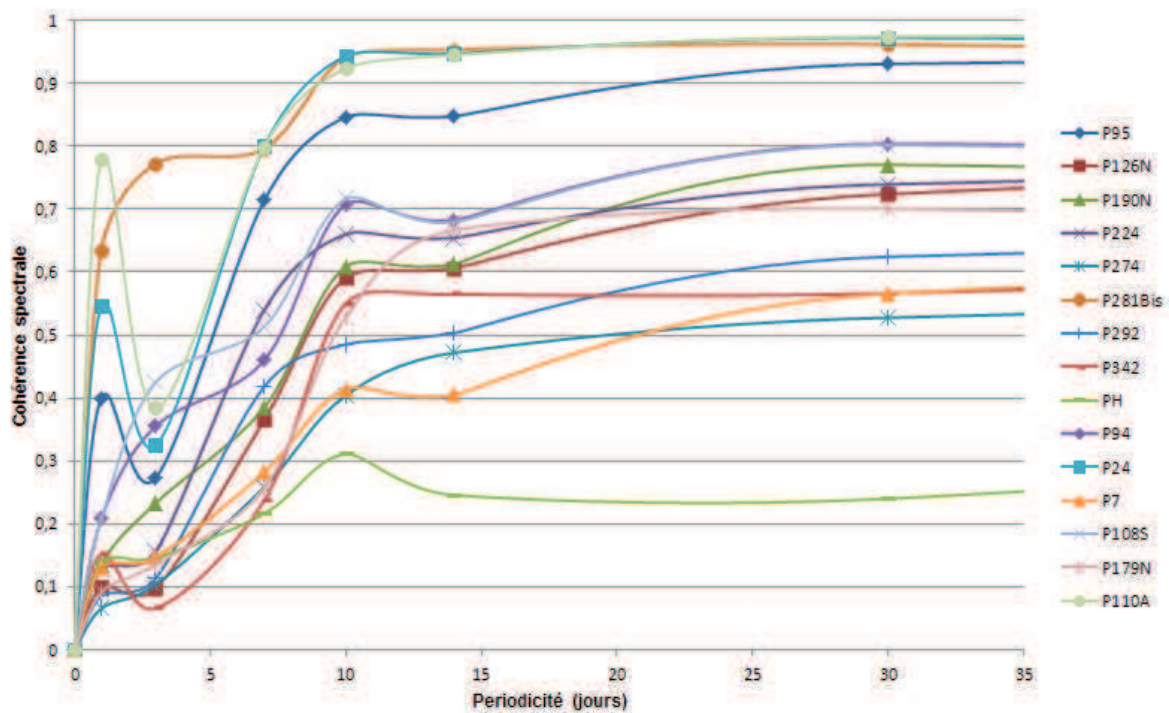


Figure 54: Cohérence spectrale entre les signaux piézométriques de nappe et les hauteurs d'eau du Vieux-Rhône, en fonction de la périodicité – On remarque la diminution, non monotone, de la cohérence lorsque la fréquence augmente.

La cohérence spectrale tend à diminuer lorsque la gamme de fréquence étudiée diminue (Figure 54). Différents facteurs peuvent expliquer ce phénomène. Tout d'abord, les fluctuations de niveau d'eau de hautes fréquences en rivière ont en général des amplitudes plus faibles, ce qui fait qu'elles se propagent moins loin. Ce fait est ici exacerbé car les crues de fortes amplitudes peuvent se propager loin du Rhône par le biais du système de lônes et de contre-canaux et par conséquent se répandre plus facilement en nappe. Le filtrage fréquentiel est également expliqué par la physique du système aquifère (Bredehoeft, 2011; Evans, 2004). En moyenne les fluctuations de niveau du Rhône de périodicités inférieures à la journée se propagent difficilement en nappe, même à proximité du Rhône. Enfin, d'autres facteurs peuvent influencer les variations de la nappe à courtes échelles temporelles, ce qui a tendance à diminuer la cohérence avec les variations de niveau d'eau du Rhône.

En revanche, il apparaît que, pour la plupart des points de mesure de la nappe, et pour des périodicités supérieures à la semaine, il existe une cohérence importante entre le niveau de la nappe et de la rivière. Cela signifie que des perturbations du niveau du Rhône, d'une durée de l'ordre de 2 semaines, ont de fortes chances d'être visibles un peu partout en nappe, pour autant que l'amplitude de la variation soit suffisante. L'information concernant l'amplitude des fluctuations des niveaux est toutefois prise en compte indirectement : il existe une corrélation entre la durée des crues du Vieux-Rhône et leurs amplitudes, ainsi qu'il a été évoqué précédemment.

La cohérence est maximale pour des périodicités comprises entre 1 et 6 mois et décroît par la suite. Cela pourrait s'expliquer par le fait que la variabilité saisonnière de la nappe diffère de celle du fleuve. En revanche, lors des crues de périodicité plus faible la cohérence est plus importante.

La difficulté d'interprétation des variations de la cohérence provient du fait qu'une faible cohérence peut être expliquée à la fois par une faible influence du facteur considéré mais, également, par une forte influence d'autres facteurs (Safri et Murayama, 2007).

La cohérence spectrale diminue globalement lorsque la distance à la rivière augmente et ce quelle que soit la fréquence considérée. Mais, pour chaque gamme de fréquence la décroissance de la cohérence n'est pas une fonction linéaire de la distance au cours d'eau (Figure 55). Une fonction exponentielle permet en général de mieux modéliser cette décroissance (R^2 plus élevé).

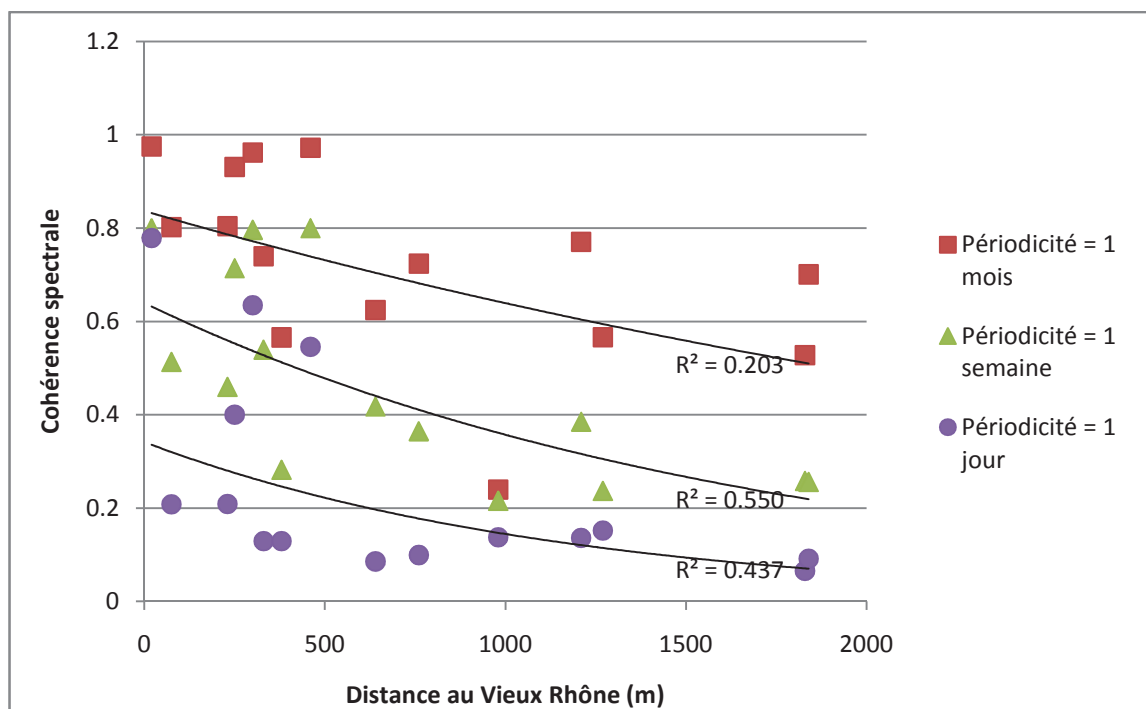


Figure 55: Cohérence spectrale entre les signaux piézométriques de nappe et les hauteurs d'eau du Vieux-Rhône, en fonction de la périodicité et de la distance au Vieux-Rhône – On note la diminution non-linéaire de la cohérence spectrale en fonction de la distance à la source.

D'autre part la même diminution de la cohérence avec l'augmentation de la fréquence n'est pas observée en tous les points de mesure (Figure 54).

Ainsi la cohérence spectrale observée au P7 pour des périodicités limitées (inférieures à un an) est plus faible que celle observée au P292 et P224, qui sont pourtant situés au cœur de la zone de prélèvement OSIRIS. Le contraire s'observe pour des périodicités annuelles. Cela s'explique par le fait qu'au P7 seules les crues majeures du Rhône peuvent être observées. Au contraire, aux P224 et P292 les fluctuations de fréquences plus élevées se propagent correctement, ce qui entraîne un accroissement de la cohérence, malgré la présence d'oscillations liées aux prélèvements. Par contre, la variabilité saisonnière de la nappe en ces points diffère notablement de celle du Rhône.

L'effet des prélèvements en nappe sur la cohérence reste tout de même sensible. En effet aux P342, P292 et P224 la cohérence observée pour des périodicités inférieures à la semaine est faible comparativement aux autres stations situées à des distances similaires du fleuve (P24, P95, P281Bis). Cette différence de cohérence s'amointrit pour des périodicités de l'ordre du mois. Ce constat pourrait découler du fait que les prélèvements influencent fortement les fluctuations de la nappe à l'échelle de la semaine mais jouent un rôle moins important à l'échelle du mois.

La cohérence spectrale pour une périodicité journalière est assez limitée dans le cas des P108S et P94, en comparaison de ce qui est observé au P95, bien que ces points soient tous situés à peu près à la même distance du Rhône. Le contraire peut être observé pour des périodicités de 3 jours (Figure 54). La première observation est due au fait que la nappe au P94 et P108S subit l'influence de la partie aval du Vieux-Rhône. Or, il a été vu que cette partie réagit différemment de la partie amont du Vieux-Rhône, surtout dans le cas des petites oscillations qui ne sont pas visibles à l'amont. La deuxième observation est plus délicate à interpréter. Elle pourrait tout simplement provenir du fait que la densité spectrale de puissance du signal temporel du niveau du Rhône est faible pour une périodicité de 3 jours comparativement à une périodicité journalière pour laquelle un

pic est visible. Aussi, l'estimation de la cohérence spectrale correspondant à une périodicité de 3 jours n'est sans doute pas très bonne. D'autre part, il a été observé au sein d'une plage que celle-ci pouvait agir à la manière d'un filtre passe bande : certaines gammes de fréquence se propagent plus facilement en nappe (Hegge et Masselink, 1991).

Les fluctuations journalières de niveau sont rapidement filtrées par la nappe. Celles-ci peuvent toutefois se propager, parfois sur plusieurs centaines de mètres (P24).

La seule station de mesure pour laquelle la cohérence spectrale est significative pour une périodicité de 3 jours est le P281Bis. Or, à cette station, de nombreuses données ont été reconstituées. Cela explique probablement pourquoi la cohérence observée est plus importante qu'au P110A, pourtant situé beaucoup plus près du fleuve (quelques mètres, contre près de 300 m).

La station de mesure PH est la seule pour laquelle la cohérence reste peu significative, quelle que soit la plage de fréquence étudiée.

Il est possible de résumer le comportement de l'hydrosystème en déterminant la fréquence à partir de laquelle une cohérence significative peut être observée entre les niveaux de nappe et ceux du Fleuve (Figure 56). Les périodicités « de coupure » correspondantes sont typiquement de moins d'un mois. La présence des prélèvements se perçoit au P342 et P292 car les périodicités de coupures sont relativement hautes. Elles sont notamment supérieures à celles observées aux P179N et P190N.

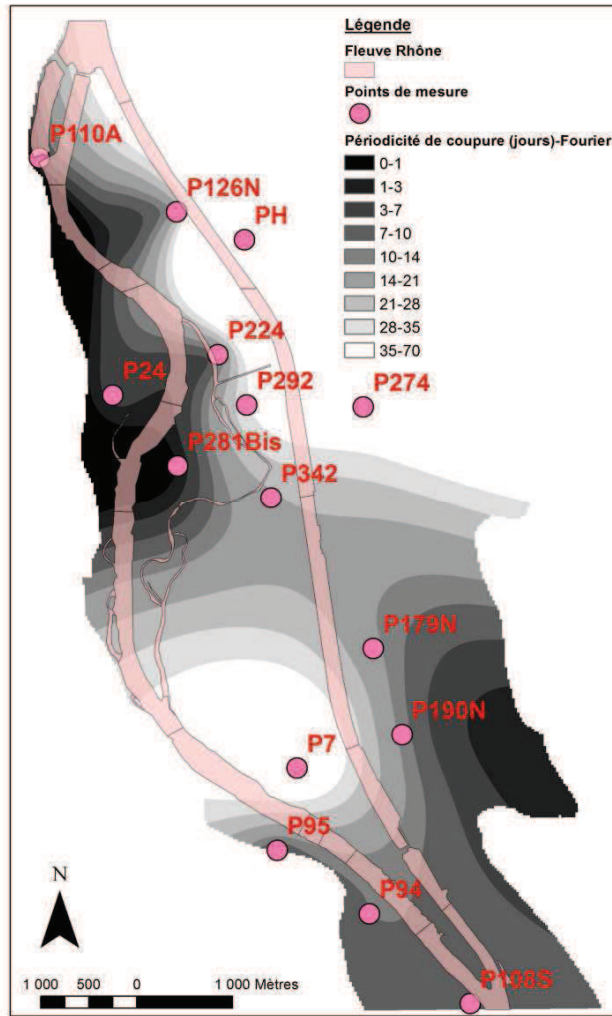


Figure 56: Périodicité en deçà de laquelle la corrélation entre le signal piézométrique de la nappe et le niveau d'eau du Vieux-Rhône n'est pas significative – Par exemple, les fluctuations de périodicités journalières du niveau du Rhône ne sont visibles que dans les zones en noir.

Dans le cas du P24, la cohérence spectrale semble donner des résultats assez différents de ceux obtenus avec la corrélation simple. La corrélation simple fournit une estimation plus basse (relativement à ce qui est observé aux autres points de mesure). Cela provient probablement du fait que seules quelques fréquences sont étudiées au travers de l'analyse de Fourier. Dans les faits, la cohérence spectrale aux hautes fréquences (périodicité inférieure à la journée), au P24, est faible, ce qui explique également la faiblesse de la corrélation simple. Il est donc intéressant d'étudier l'évolution de la cohérence en fonction de la fréquence.

2.4.2.c Temps de retard entre les fluctuations de niveaux d'eau en nappe et en rivière, en fonction de la fréquence des fluctuations

Dans le cas général, le temps de retard ne peut être estimé que pour les basses fréquences car la cohérence est alors significative et le déphasage apparaît comme une fonction linéaire de la fréquence. Au contraire, pour les hautes fréquences aucun temps de retard ne peut être estimé (on rappelle que le temps de retard s'obtient en calculant la pente du déphasage).

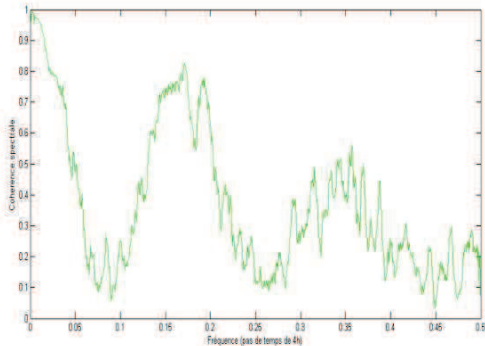


Figure 57: Cohérence spectrale au P110A entre le niveau piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône, en fonction de la périodicité des signaux.

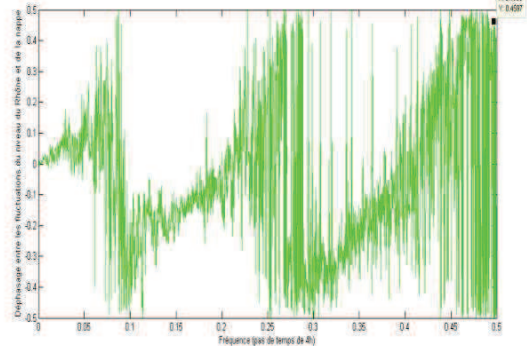


Figure 58: Déphasage observé au P110A entre le niveau piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône, en fonction de la périodicité des signaux.

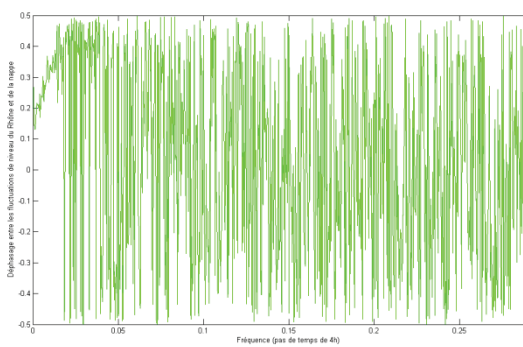


Figure 59: Déphasage observé au P179N entre le niveau piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône, en fonction de la périodicité des signaux.

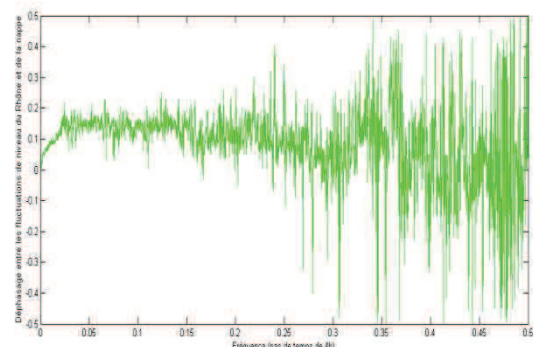


Figure 60: Déphasage observé au P281Bis entre le niveau piézométrique et le niveau d'eau du Vieux-Rhône, en fonction de la périodicité des signaux.

Trois situations différentes peuvent être observées (Figure 58 ;Figure 59 ;Figure 60).

(1) Dans le cas des points P110A, P95, P94 et P24, la variation du déphasage en fonction de la fréquence suit une relation approximativement linéaire sur chaque plage de fréquence où la cohérence est élevée (Figure 57 ;Figure 58), c'est-à-dire pour les périodes supérieures à 3 jours, de l'ordre de la journée et de l'ordre de la demi-journée. Les trois estimations du temps de retard au P110A obtenues sur ces plages fréquentielles sont, respectivement, 5,6h ($R^2=0,96$), 8,3h ($R^2=0,93$) et 11,4h ($R^2=0,69$). Une légère dispersion pourrait être mise en évidence, avec les fluctuations de fortes fréquences qui se propagent moins vite en nappe. Ce résultat n'est pas conforme à ce qui est attendu d'un milieu poreux. Toutefois il est délicat de conclure de manière définitive. En effet ces estimations de temps de retard restent assez similaires entre elles et sont entachées d'erreurs (R^2 différent de 1, surtout pour les périodicités de l'ordre de la demi-journée).

(2) Dans le cas du P281Bis, l'estimation du temps de retard est relativement différente selon qu'une périodicité de plus d'une semaine, ou de moins d'une semaine, est considérée. Le temps de retard estimé pour les basses fréquences est consistant avec les temps estimés aux autres stations de mesure. En revanche, pour les hautes fréquences le temps de retard estimé est quasiment nul, alors même que la cohérence reste significative (Figure 60). Ce phénomène serait dû au biais introduit lors de la reconstruction des données manquantes à cette station.

(3) Aux autres stations de mesure le temps de retard ne peut être estimé qu'aux basses fréquences (Figure 59), c'est-à-dire pour des périodicités supérieures à 2 semaines. Il s'agit également de la plage fréquentielle où la cohérence est significative.

Dans la plupart des cas (à l'exclusion du P110A), la pente de l'angle de déphasage décroît légèrement avec la fréquence, ce qui pourrait indiquer une dispersivité de la propagation. Les événements de basses fréquences se propageraient moins vite en nappe. Cette dispersivité pourrait aussi s'expliquer par la physique du système : les hautes fréquences se propagent plus vite que les basses fréquences (ce phénomène sera abordé lors des modélisations car il n'est habituellement pas mentionné). La dispersivité du milieu paraît toutefois faible, ce qui pourrait être dû à l'action des contre-canaux qui facilitent, au contraire, la propagation des événements de crue important et de basses fréquences.

Le temps de retard moyen pour des périodicités comprises entre 2 semaines et 1 an est estimé pour chaque station de mesure (Figure 61).

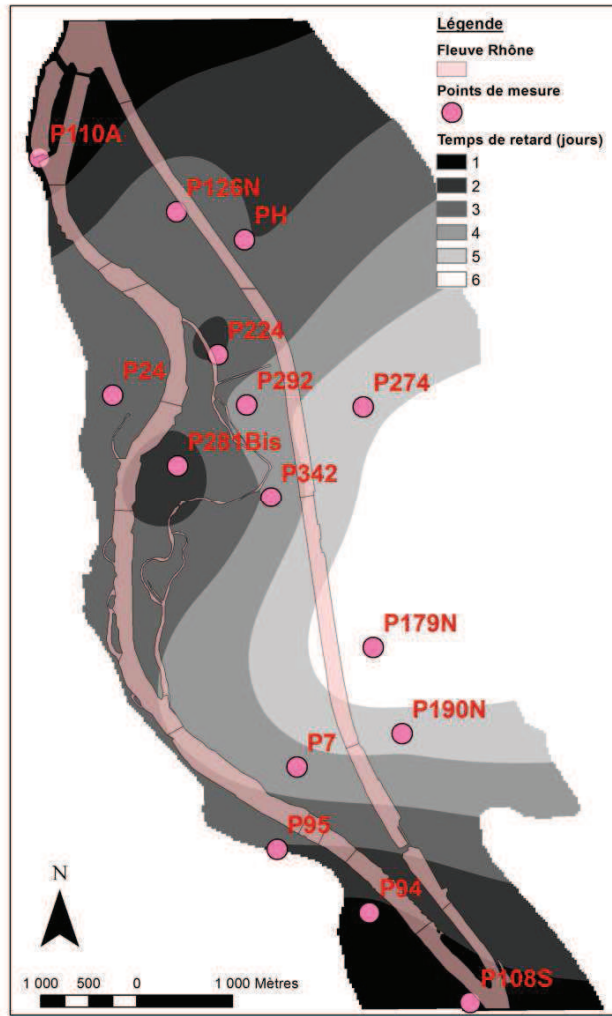


Figure 61: Temps de retard entre le signal piézométrique de la nappe et le niveau d'eau du Vieux-Rhône, pour une périodicité comprise entre 2 semaines et un an – Le temps de retard augmente avec la distance au Rhône.

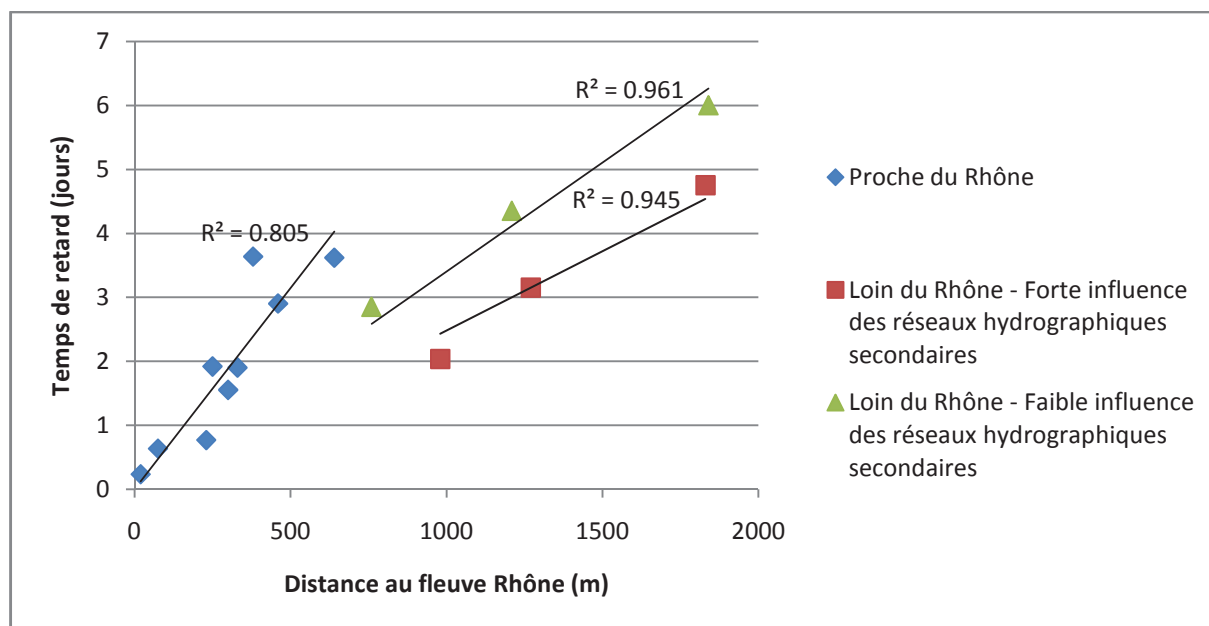


Figure 62: Temps de retard entre le signal piézométrique de la nappe et le niveau d'eau du Vieux-Rhône, pour une périodicité comprise entre 2 semaines et un an, aux différentes stations de mesures et en fonction de la distance au fleuve Rhône – On remarque l'accroissement linéaire du temps de retard avec la distance à la source, mais différentes sources de fluctuations peuvent être distinguées.

Si l'on classe les points de la nappe en fonction du temps de retard observé et de la distance au fleuve Rhône trois groupes de points peuvent être identifiés (Figure 62).

Le premier groupe correspond aux points qui se situent assez proche du Vieux-Rhône (moins de 700 m). Le temps de retard r observé en ces points peut être approximé comme une fonction linéaire croissante de la distance d (m) au Fleuve ($R^2=0,81$) et de pente assez forte ($r=0,0063*d$). Ces points sont directement affectés par les variations de niveau du Fleuve.

Les autres points sont situés plus loin du fleuve Rhône. L'influence des fluctuations du Rhône est indirecte. Elle se fait via les réseaux de contre-canaux. La distance entre la source des fluctuations et le point de mesure en nappe est donc réduite et le temps de retard observé est plus faible que le temps de retard attendu par extrapolation du comportement des points du groupe précédent (prolongement de la droite de régression linéaire). Deux sous-groupes peuvent encore être séparés.

Le premier sous-groupe correspond aux points qui sont proches des lônes et contre-canaux et soumis à leurs influences directes (PH, P274 et P342). Le temps de retard observé est très faible. Il est divisé par 3 en comparaison au temps de retard attendu sans prise en compte de ces contre-canaux. Le cas du P342 tend à montrer que la crue peut se propager en nappe depuis la lône. Le deuxième sous-groupe est composé de points situés plus loin des contre-canaux (P126N, P179N et P190N). Le temps de retard est divisé par 2 par rapport au temps de retard attendu. Dans le cas du P126N, la présence probable d'un milieu semi-confiné à proximité (évoqué lors de la description de la couche limoneuse recouvrant l'aquifère), pourrait également contribuer à la diminution du temps de retard observé.

Le temps de retard observé en ces deux derniers sous-groupes de points est plus faible que le temps de retard attendu si l'on considère la distance de ces points au fleuve Rhône. En revanche, il est légèrement plus fort que celui attendu compte-tenu de la distance de ces points aux contre-canaux (Figure 63). Cela s'explique par le fait que seuls les gros évènements se propagent aux contre-canaux. Or, le temps de retard observé

concerne à la fois ces gros évènements mais aussi des évènements de plus petite ampleur et qui se propagent plus difficilement dans les contre-canaux.

D'autre part, le temps de retard observé au P179N est supérieur à celui observé au P190N. Or, si l'onde de crue se propageait uniquement depuis le Nord via le siphon elle atteindrait le P179N en premier. Cela indique que la transmission de l'onde de crue ne s'effectue pas uniquement via les contre-canaux, mais également sous le canal de dérivation et, ou, à partir du canal de fuite (sous l'hypothèse d'un aquifère homogène).

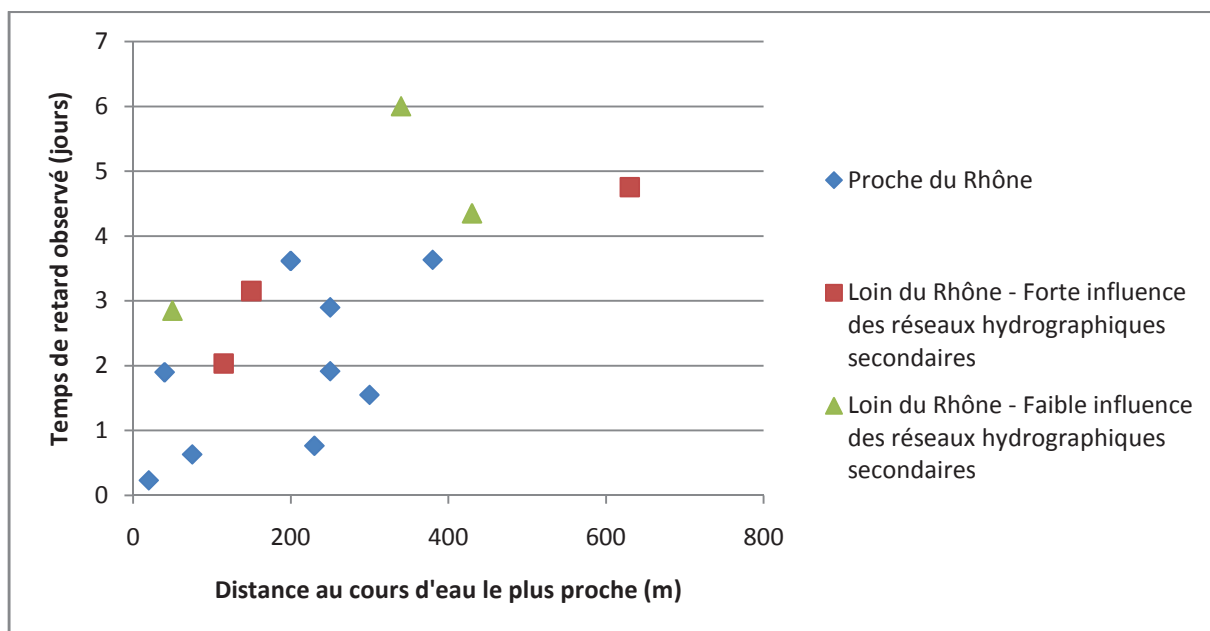


Figure 63: Temps de retard entre le signal piézométrique de la nappe et le niveau d'eau du Vieux-Rhône, pour une périodicité comprise entre 2 semaines et un an, aux différentes stations de mesures et en fonction de la distance au cours d'eau le plus proche – On note qu'il est plus délicat d'établir la linéarité de la relation.

La propagation privilégiée de l'onde de crue au travers des contre-canaux s'observe lorsque le temps de retard est calculé pour une crue importante qui franchit le siphon (mars-avril 2006). Le temps de retard calculé aux points situés en rive gauche du canal de dérivation (P190N, P274, P179N, correspondant aux stations 3, 5 et 14 :Figure 64) est alors beaucoup plus faible que le temps de retard calculé sur l'ensemble de la chronique. La propagation de l'onde de crue depuis la lône vers la nappe est plus délicate à mettre en évidence. On note toutefois une diminution du temps de retard observé au P224 (station 4 :Figure 64) lors de la grosse crue.

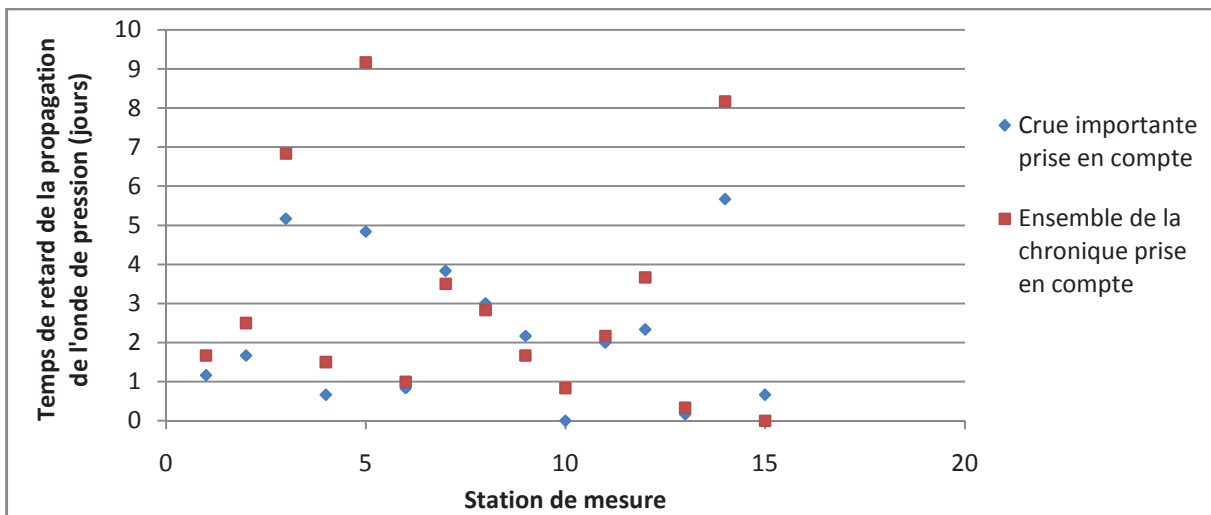


Figure 64: Temps de retard entre le signal piézométrique de la nappe et le niveau d'eau du Vieux-Rhône, aux différentes stations des mesures et en fonction de la période temporelle étudiée – On note, en certains points, une diminution du temps de retard observé lors des grosses crues, ce qui peut traduire la propagation de l'onde de crue en surface.

Les estimations de temps de retard obtenues à l'aide de l'analyse de Fourier sont généralement en accord avec celles fournies par l'analyse corrélatoire simple. Cependant quelques différences peuvent être observées.

Ainsi, les temps de retard estimés par analyse de Fourier sont plus importants pour les points P274, P190N, P179N (jusqu'à 9 jours, au lieu de 6).

Cela pourrait s'expliquer par le fait que seules les composantes de basses fréquences sont intégrées dans l'analyse de Fourier. Comme cela conduit à une augmentation du temps de retard estimé, il se pourrait que le temps de retard observé, lors de la propagation en nappe de petites perturbations, soit inférieur au temps de retard obtenu pour les plus grosses perturbations. Dans ce cas, cela traduirait la présence d'un milieu légèrement dispersif.

Mais la différence observée pourrait être expliquée sans considérer la présence d'un milieu dispersif. Le temps de retard estimé par analyse corrélatoire simple prend en effet en compte toutes les composantes fréquentielles, y compris celles de basses fréquences et pour lesquelles la corrélation est mauvaise. Cela peut donc introduire un biais dans les résultats.

Une autre explication possible serait, au contraire, que la différence observée provient principalement de l'incertitude inhérente à la régression linéaire effectuée dans le cadre de l'analyse de Fourier. En effet, le coefficient de régression linéaire est assez mauvais pour certaines stations. L'estimation du temps de retard à l'aide de l'analyse de Fourier donne des résultats en général moins corrects qu'avec l'analyse corrélatoire simple (Jiruska et al., 2005). Néanmoins l'analyse de Fourier reste intéressante dans le cas d'un milieu dispersif car elle permet d'observer les variations des temps de propagation en fonction de la fréquence de la perturbation.

2.4.2.d Gain (atténuation) entre les fluctuations de niveaux d'eau en nappe et en rivière, en fonction de la fréquence des fluctuations

Le gain est une fonction décroissante de la fréquence. Plus la fréquence est forte, plus le gain est faible (Figure 65). Les signaux de basses fréquences (grosses crues) sont moins atténués lors de leurs passages en nappe que les signaux de plus hautes fréquences.

Deux facteurs expliquent la diminution du gain : la propagation à travers le milieu poreux et le fait que les grosses crues se propagent dans le système des contre-canaux. A l'inverse de ce qui se passe pour le temps de retard ces deux phénomènes ont, ici, un effet similaire.

Dans le cas où l'influence des contre-canaux est nulle, le gain diminue exponentiellement avec la fréquence (R^2 généralement supérieur à 0,95). En revanche, lorsque tel n'est pas le cas, la décroissance n'est plus vraiment exponentielle. Ce phénomène est visible aux points PH et P342 qui se situent respectivement à une distance du Rhône de 980 m et 1270 m.

Les points P108S et P94 ont également un comportement sensiblement différent de la moyenne (il s'agit des points situés respectivement à une distance de 75 m et 230 m du Rhône). L'atténuation paraît faible pour les hautes fréquences car le signal en ces deux points est très riche en haute fréquence, à l'image du Vieux-Rhône aval.

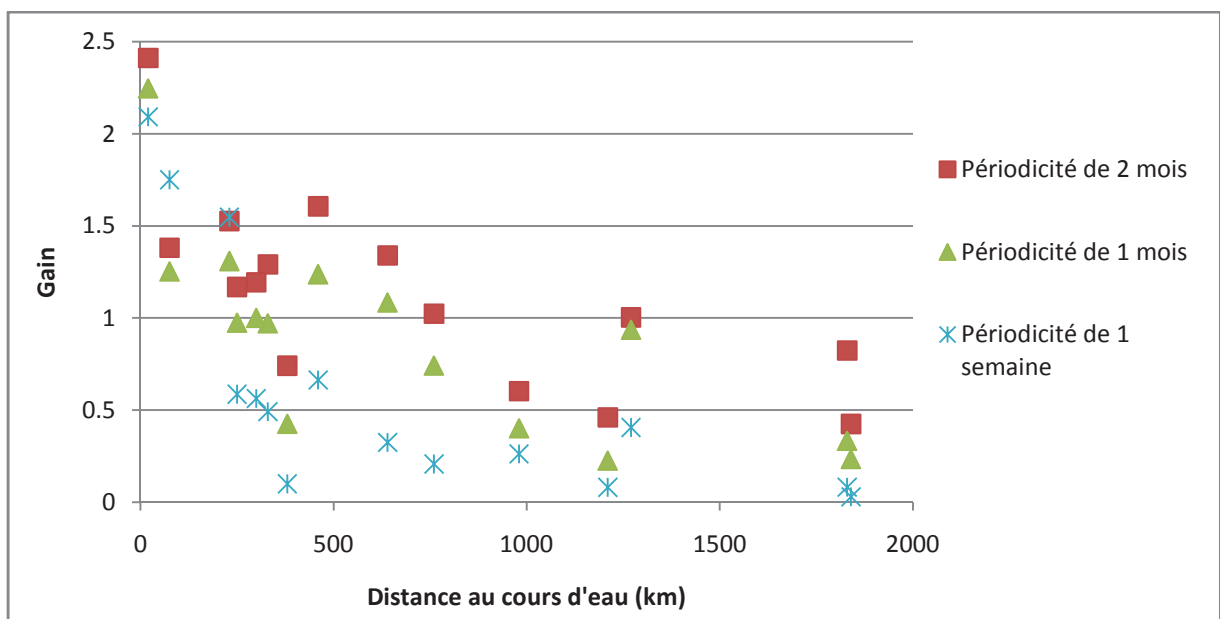


Figure 65: Gain entre le signal piézométrique de la nappe et le niveau d'eau du Vieux-Rhône au seuil de Peyraud, aux différentes stations de mesures, en fonction de la périodicité des signaux et de la distance au Vieux-Rhône – On note la décroissance, d'allure exponentielle, du gain dans le cas général.

Une décroissance exponentielle de l'amplitude de l'onde de pression en fonction de la distance au cours d'eau est attendue (Cartwright et al., 2004). Dans le cas d'oscillations sinusoïdales de faible amplitude du niveau d'eau en rivière, le niveau h de la nappe peut s'écrire comme (Nielsen et al., 2000) :

$$h(x, t) = h_0 + a. e^{-k_r x} \cos (\omega t - k_i x)$$

Où x est la distance à la source (km), t est le temps (jours), k_r est le taux de décroissance de l'amplitude et k_i est relié à l'augmentation du temps de retard. Il est possible d'estimer ces nombres d'ondes k_i et k_r en ajustant cette fonction théorique aux courbes observées qui représentent l'évolution du gain en fonction de la distance au fleuve Rhône.

Le gain est estimé pour une périodicité du signal source de deux semaines, ce qui correspond à la périodicité à partir de laquelle la cohérence est significative en tous les points de mesure. Le gain en certains points est supérieur à 1 (Figure 66). Cela s'explique par le fait que l'amplitude des fluctuations de niveau du Rhône varie le long du cours du Rhône. L'amplitude est plus élevée à l'amont qu'à l'aval.

Par conséquent le gain du signal de fluctuation du Rhône, par rapport au point de mesure au seuil de Peyraud, a été calculé le long du fleuve à partir des résultats du modèle surfacique (le calcul est expliqué dans la partie suivante). Ces gains ont ensuite été attribués aux différents points de mesure des niveaux de nappe à l'aide d'un calcul de la plus proche distance. Ils ont alors permis de calculer les vrais gains du système (Figure 66).

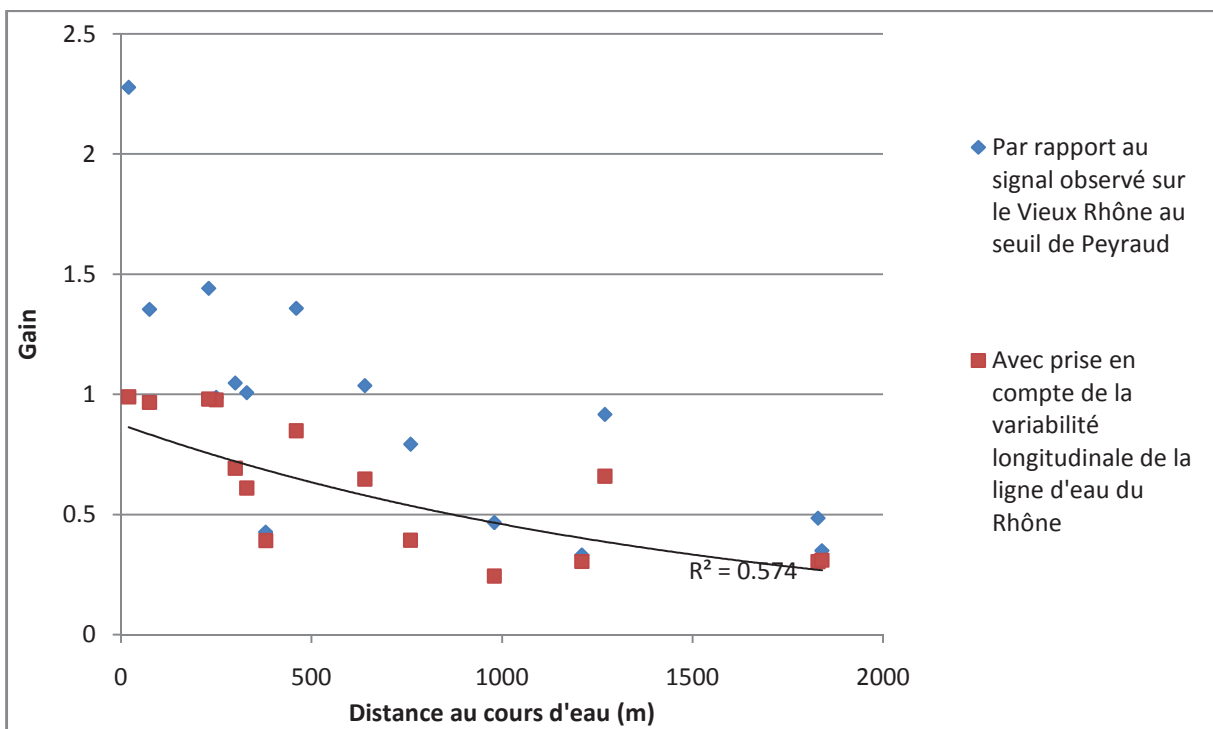


Figure 66: Gain entre le signal piézométrique de la nappe et le niveau d'eau du Vieux-Rhône au seuil de Peyraud ou au point le plus proche, aux différentes stations de mesures, pour une périodicité de 2 semaines et en fonction de la distance au Vieux-Rhône – On remarque la nécessité de prendre en compte la variabilité longitudinale des variations de niveau du Rhône.

L'ajustement d'une fonction exponentielle est toujours délicat, même si le vrai gain est pris en considération : le critère d'ajustement R^2 est de 0,57. Le nombre d'onde k_r peut être estimé à environ 0,6.

Un nombre d'onde moyen k_i peut également être estimé. Celui-ci varie entre 1,1 et 5,2 avec une valeur moyenne de 2,4, si l'on considère le temps de retard pour des périodicités de 2 semaines. L'ajustement se fait par optimisation avec la technique des moindres carrés.

On constate que k_i est supérieur à k_r alors que l'égalité, ou même le contraire ($k_i < k_r$), est attendu (Cartwright, 2008 ; Rotzoll et El-Kadi, 2008).

L'incertitude est relativement élevée (R^2 important), à la fois pour l'estimation des paramètres (gain et temps de retard) mais également lors de l'ajustement des courbes d'évolution de ces paramètres en fonction de la distance à la source.

L'importance relative du nombre d'onde k_r pourrait toutefois s'expliquer par la présence des contre-canaux. En effet ceux-ci permettent à la crue de se propager plus loin en nappe que normalement. Le temps de retard est donc réduit, mais c'est surtout le gain qui en profite car l'atténuation est exponentielle, tandis que le temps de retard augmente linéairement.

Les variations spatiales du gain, correspondant à une périodicité de 2 semaines, sont cartographiées.

On constate qu'il n'existe pas nécessairement de relation entre les variations relatives observées du temps de retard et de l'atténuation du signal, et, ce, même en considérant le gain réel (Figure 67 ; Figure 68).

Ainsi, au point de suivi PH le temps de retard estimé est relativement faible, tandis que l'atténuation du signal est importante. Cela pourrait correspondre au fait que l'onde de crue se propage rapidement au contre-canal, en rive gauche du canal de dérivation, mais celle-ci est, par contre, fortement atténuée. La ligne d'eau du contre-canal est en effet plus haute que celle du Rhône en conditions normales (2 à 3 m plus haute au minimum). Le gain réel est donc supérieur au gain estimé en considérant le signal de hauteur d'eau du Rhône. Le fait qu'un comportement similaire ne soit pas observé au P274, P179N et P190N montre qu'en ces points l'onde de pression doit provenir du Vieux-Rhône puis passer sous le canal de dérivation, et ne provient sans doute pas du contre-canal rive gauche. Si cela était le cas l'atténuation aux P274, P179N et P190N serait beaucoup plus importante qu'au PH.

On retrouve également le fait que l'atténuation au P224 est supérieure à celle observée au P24, tandis que le temps de retard évolue de manière inverse entre ces deux points de mesure. Ce phénomène est a priori difficilement explicable. Des tentatives d'explication seront proposées dans le chapitre suivant.

Le temps de retard observé au P7 est similaire à celui observé au P342 et P292. En revanche, l'atténuation au P7 est beaucoup plus importante, bien que ce dernier point se situe proche du Vieux-Rhône. Un des facteurs explicatifs potentiels pourrait être la piézométrie qui diffère de façon notable entre ces points (plus basse aux P342 et P292 qu'au P7).

Enfin, aux P94 et P108S, l'atténuation est faible comparativement à ce qui est observé au P95. Il se pourrait donc que le faible temps de retard observé traduise non seulement l'avance des fluctuations du Vieux-Rhône aval par rapport à l'amont, mais, également, une diffusivité plus grande du milieu. Le Vieux-Rhône pourrait être plus colmaté à l'amont du seuil de Peyraud qu'à l'aval.

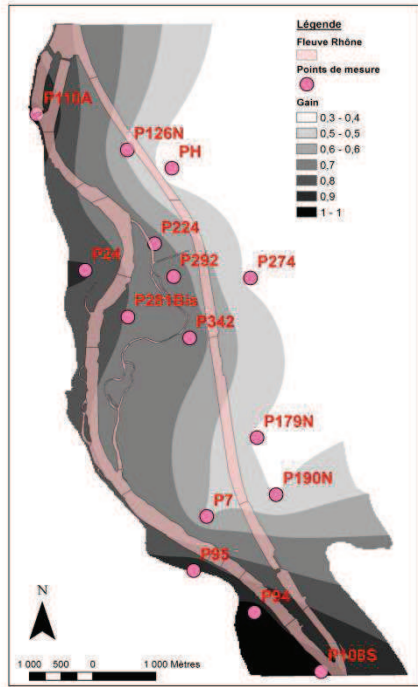


Figure 67: Gain entre le signal piézométrique de la nappe et le niveau d'eau du Vieux-Rhône au point le plus proche, pour une périodicité de 2 semaines et en fonction de la distance au Vieux-Rhône – L'atténuation est forte dans les zones en noir et faible dans les zones en blanc.

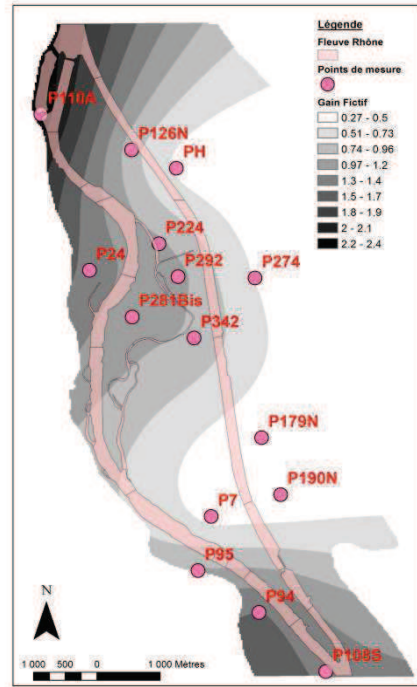


Figure 68: Gain entre le signal piézométrique de la nappe et le niveau d'eau du Vieux-Rhône au seuil de Peyraud, pour une périodicité de 2 semaines et en fonction de la distance au Vieux-Rhône - L'atténuation est forte dans les zones en noir et faible dans les zones en blanc.

Il est possible d'estimer la diffusivité du système à partir de la connaissance des temps de retard ou de l'atténuation aux différents points de mesure des niveaux de nappe. Certains auteurs avancent que la mesure de l'atténuation de l'onde de crue permet une meilleure estimation des propriétés de l'aquifère (Schultz et Ruppel, 2002), tandis que d'autres considèrent le temps de retard comme plus fiable (Keller et al., 1989). Les deux méthodes peuvent parfois être combinées (Dufour, 2009). Dans la présente étude, l'estimation de la diffusivité a été effectuée indépendamment à partir du gain et du temps de retard.

La solution de Jacob-Ferris (Jacob, 1950 ; Ferris, 1951) est retenue, en approximant la limite entre le cours d'eau et la nappe comme étant verticale. La diffusivité D calculé à partir de l'atténuation du signal s'écrit comme:

$$D_{gain} = \frac{\pi \cdot x^2}{T \cdot \ln(G)^2}$$

La diffusivité calculée à partir du temps de retard s'écrit :

$$D_{retard} = \frac{\pi \cdot x^2}{T \cdot \phi^2}$$

Où G est le gain, ϕ le déphasage (en radians), x la distance entre le point d'observation et le signal source et T la périodicité de l'harmonique considérée. La diffusivité est par ailleurs définie par :

$$D = \frac{K \cdot e}{S}$$

Où K est la perméabilité, S le coefficient d'emmagasinement et e l'épaisseur de l'aquifère considéré. Les diffusivités sont estimées par régression à partir des graphiques donnant l'évolution du déphasage et de l'atténuation en fonction de la distance à la source. Les estimations de la diffusivité varient, respectivement selon l'atténuation et le déphasage, entre $50 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ et $1 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$, ce qui dénote une perméabilité du système particulièrement élevée (entre $5 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ et $2 \cdot 10^{-2} \text{ m/s}$). La perméabilité réelle est cependant sans doute plus faible, car les estimations sont influencées par la propagation des ondes de pressions dans les réseaux hydrographiques secondaires (lônes et contre-canaux).

La différence de diffusivité obtenue selon la méthode employée (déphasage ou atténuation) s'explique comme pour les nombres d'ondes. Le résultat obtenu - $D_{gain} > D_{retard}$ - est toujours inverse à celui attendu (Rotzoll et El-Kadi, 2008).

La présence d'une zone colmatée pourrait être montrée par l'observation de gains significativement inférieurs à 1 et de retard non négligeable au voisinage immédiat du fleuve Rhône (Intrapasong et al., 2009 ; Wett et al., 2002 ; Vekerdy et Meijerink, 1998). Ce n'est pas ce qui est constaté si l'on considère le comportement de la nappe au P110A qui se situe à proximité du fleuve (quelques mètres).

En revanche, si l'on considère l'ensemble des points de mesure piézométrique et que l'on procède par régression du nuage de points disponible (calage d'une fonction linéaire pour le temps de retard et exponentielle pour l'atténuation), on obtient un temps de retard de l'ordre de 1 jour et une atténuation de 0,2, pour une distance à la source nulle. Si l'on considère l'épaisseur du colmatage comme limitée (0,1 m) et la diffusivité voisine de la perméabilité (rapport de l'épaisseur sur l'emmagasinement proche de 1), les estimations de la perméabilité des sédiments du Vieux-Rhône sont alors comprises entre $1 \cdot 10^{-5}$ et $5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$.

Ces estimations sont néanmoins probablement exagérées car, dans les faits, le temps de retard moyen estimé, pour une distance au cours d'eau nulle, est influencé, en certains points de mesure, par la propagation de l'onde de crue dans les contre-canaux. Cela a notamment pour conséquence d'augmenter l'ordonnée à l'origine de la droite de régression donnant le temps de retard en fonction de la distance. Le temps de retard et l'atténuation au voisinage immédiat du cours d'eau sont donc probablement plus faibles que ceux qui sont estimés (sous réserve d'un colmatage homogène).

Par conséquent, soit la perméabilité des sédiments du Vieux-Rhône est supérieure, ou égale, à 10^{-5} m/s , soit l'épaisseur des sédiments colmatés est très limitée, soit, encore, le colmatage est très hétérogène (et des zones de fortes perméabilités existent dans les sédiments).

2.4.3 Analyse en ondelettes – prise en compte de la fréquence des oscillations et du temps

L'analyse en ondelettes permet de prendre en compte à la fois la fréquence des oscillations de niveaux d'eau en rivière et en nappe mais également la période temporelle sur laquelle ces variations sont étudiées. Seule la cohérence entre le signal de hauteur d'eau en nappe et en rivière, ainsi que le temps de retard observé lors de la propagation des ondes de pression en nappe, sont présentés.

2.4.3.a Cohérence en ondelettes entre les fluctuations de niveaux d'eau en nappe et en rivière, en fonction de la fréquence des fluctuations et du temps

Le principal intérêt de l'analyse en ondelettes est de mettre en évidence les modifications de la cohérence entre les signaux au cours du temps.

Des modifications de la cohérence au cours du temps résultent de phénomènes physiques. Les plages temporelles où le signal de hauteur de nappe est cohérent avec le signal de hauteur de rivière (assimilables en première approximation aux zones bordées par des traits noirs sur les figures), correspondent majoritairement à des pics de crue.

Plus les points de suivi de la nappe se situent loin de la rivière, moins la cohérence est importante pour les fortes fréquences (Figure 69 ; Figure 70).

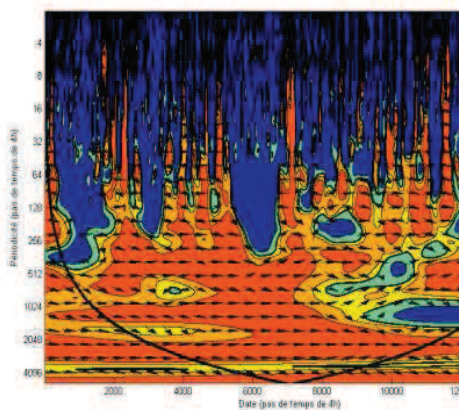


Figure 69: Cohérence entre le signal piézométrique de la nappe au P108S et le niveau d'eau du Vieux-Rhône – On note la forte cohérence (couleur orange), même aux hautes fréquences.

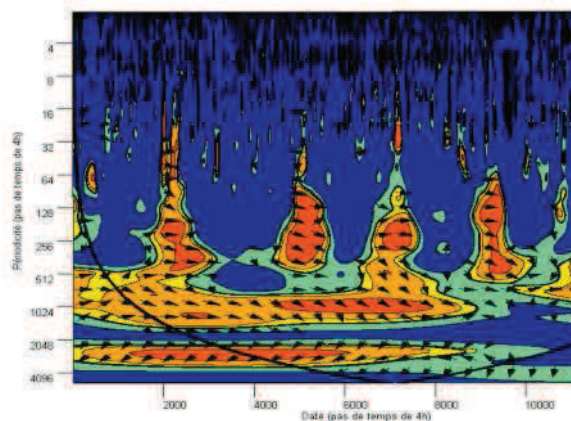


Figure 70: Cohérence entre le signal piézométrique de la nappe au PH et le niveau d'eau du Vieux-Rhône – On remarque la faible cohérence (couleur bleu) aux hautes fréquences, la cohérence est particulièrement forte (couleur orange) pendant les gros épisodes de crue.

D'autres changements observés sont dus à la reconstruction des signaux sur certaines plages. Les périodes sur lesquelles le signal est reconstitué apparaissent clairement. Sur ces périodes la cohérence est très forte pour les hautes fréquences.

En conclusion, il n'est donc pas possible d'observer de modification du degré de colmatage au cours du temps. La propagation facilitée des gros événements de crue pourrait cependant s'expliquer à la fois grâce à la présence des lônes et contre-canaux, mais, aussi, par une diminution temporaire du colmatage.

2.4.3.b Temps de retard entre les fluctuations de niveaux d'eau en nappe et en rivière en fonction de la fréquence des fluctuations et du temps

L'analyse en ondelettes permet d'établir des temps de retard, lors de la propagation des ondes de pression, en considérant uniquement les zones du plan temps/fréquence sur lesquelles la cohérence est supposée significative. C'est pourquoi le temps de retard estimé est supposé être plus précis que celui établi à l'aide de l'analyse de Fourier.

Or, la différence de temps de retard calculé par les deux techniques reste faible (Annexe : Figure 143). L'estimation du temps de retard obtenue par les deux méthodes semble donc robuste.

Les zones de cohérences significatives peuvent être découpées schématiquement en deux parties. Le déphasage observé sur la première moitié (correspondant au plus faible temps) peut être assimilé au temps de réponse de l'aquifère à la montée des eaux du Rhône. Le déphasage observé sur la deuxième moitié correspond cette fois plutôt au temps de réponse de l'aquifère à la descente des eaux du Rhône.

Le temps de retard à la montée est inférieur au temps de réponse de la nappe vis-à-vis de la décroissance du niveau d'eau en rivière. Ceci est observé en quasiment tous les points de la nappe (Figure 71).

Plusieurs phénomènes pourraient expliquer cette observation.

Tout d'abord, des phénomènes d'inondations peuvent expliquer pourquoi le temps d'arrivée du front de la vague de crue peut être faible comparativement au temps de décroissance du niveau de nappe : le signal source se propage à la fois depuis le fleuve et depuis les zones inondées. C'est également ce qui a été observé dans le cas de plages (Carol et al., 2011 ; Alastal, 2012).

Ensuite, le signal de niveau des eaux du Rhône n'est lui-même pas symétrique par rapport au pic de crue. Le temps de récession est plus long que le temps de montée des eaux. Cela peut influencer les temps de réponse estimés dans le sens qui est observé, car le temps de réponse décroît lorsque la fréquence du signal source augmente.

Enfin, le découpage en parties égales des zones de cohérences significatives ne permet pas nécessairement de séparer la période de crue de la période de décrue. En effet, le temps de montée des eaux du Rhône est lui-même inférieur au temps de décroissance des eaux. La période de crue occupe donc moins de la moitié des plages de temps pour lesquelles la cohérence est significative.

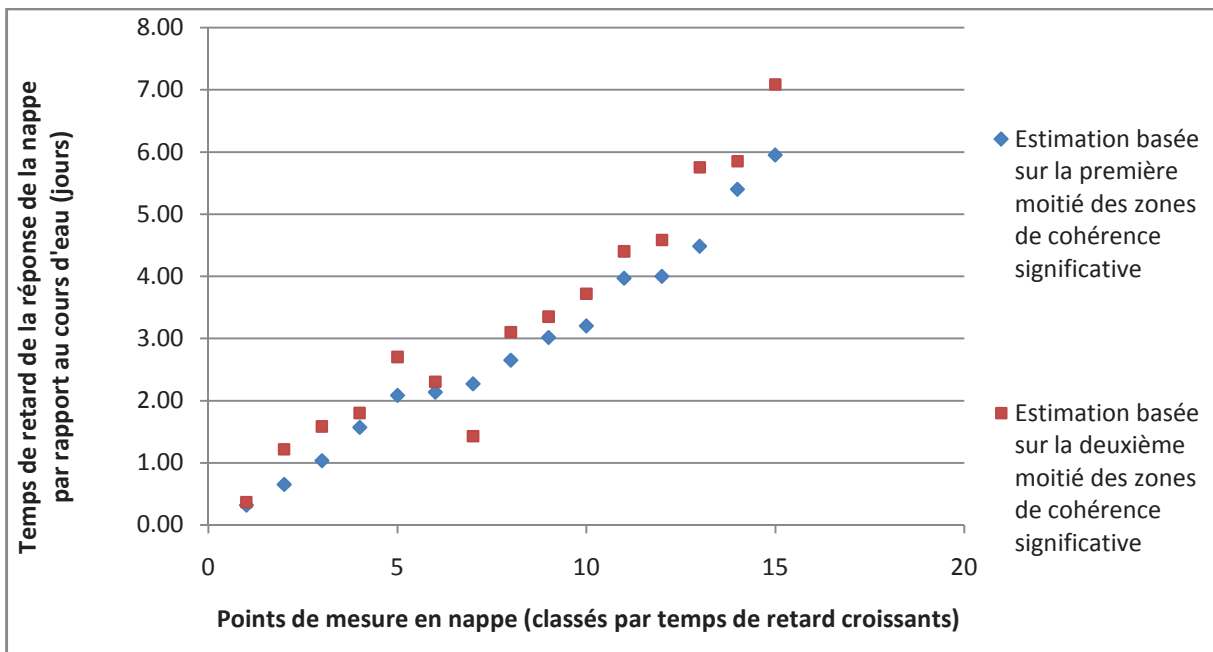


Figure 71: Temps de retard moyen entre le signal piézométrique de la nappe aux différentes stations des mesures et le niveau d'eau du Vieux-Rhône, estimé sur la première moitié des zones de cohérences significatives (bleu) et sur la deuxième moitié (rouge) – On remarque un temps de retard plus faible lors de la montée du niveau d'eau que lors de la décrue.

Les temps de retard ont été estimés sur différentes périodes temporelles afin d'observer si des changements avaient lieu. Peu de différences ont néanmoins pu être observées. En moyenne le temps de retard est légèrement plus important en hiver aux stations de mesure situées loin du Rhône et en été pour les points de mesures voisins du Rhône (Annexe : Figure 143).

Plusieurs phénomènes pourraient contribuer à expliquer cette observation.

Tout d'abord le comportement de l'hydrosystème peut dépendre du degré de saturation du sol (Jung et al., 2004). Or celui-ci est plus élevé en période hivernale qu'en période estivale.

Dans le cas d'aquifères karstiques il a pu être montré (Bailly-Comte, 2008) que les temps de retard pouvaient dépendre des conditions initiales de niveau d'eau du système. Le système étudié n'est pas karstique. Toutefois, il existe une certaine saisonnalité des niveaux d'eau en certains points de la nappe qui pourrait interagir avec l'influence du Rhône.

La température pourrait également jouer un rôle, car elle influe sur la viscosité de l'eau (Constantz, 2008). Celle-ci varie en effet à la fois dans les cours d'eau et dans les aquifères.

Enfin, la différence de temps de retard observée n'est pas très importante. Elle n'est donc pas nécessairement significative.

2.4.4 Bilan des analyses corrélatoires et spectrales des signaux piézométriques

Deux périodicités principales peuvent être observées au sein des signaux de hauteurs d'eau en rivière et en nappe. La première périodicité est journalière. Elle est marquée pour le Rhône. La seconde périodicité est annuelle. Elle s'observe tout particulièrement sur le Vieux-Rhône aval et au niveau du dôme piézométrique de la plaine de Sablons.

Les composantes de fortes fréquences des fluctuations de niveau du Rhône se propagent mal en nappe : leur propagation est rapide mais l'atténuation est forte. La cohérence entre le niveau de nappe et de rivière décroît donc avec la fréquence. Elle reste cependant significative, pour l'ensemble des points de mesure des niveaux de nappe, pour des périodicités supérieures à 2 semaines.

Le temps de retard et l'atténuation de l'onde de pression en nappe peuvent, tous deux, être déterminés. A ces fins il est nécessaire de connaître à la fois la fréquence du signal source, la localisation du point source et l'amplitude du signal source. Le manque partiel de connaissance des deux derniers points introduit de l'incertitude dans les résultats.

Globalement, le temps de retard augmente linéairement avec la distance au cours d'eau tandis que le gain diminue de manière exponentielle. A grande distance du cours d'eau le gain observé est plus fort que le gain attendu, tandis que le temps de retard est plus faible. Ce phénomène est causé par la propagation des ondes de crue du Rhône au travers des systèmes de lônes et contre-canaux. Une vitesse moyenne de propagation des ondes de pression en nappe de l'ordre de 100 à 200 m/jours peut néanmoins être définie.

La diffusivité du système peut être estimée à partir de la connaissance de l'évolution du gain et du temps de retard en fonction de la distance aux sources de fluctuations. L'estimation de la perméabilité du système est comprise entre $5 \cdot 10^{-3}$ m/s et $2 \cdot 10^{-2}$ m/s. Un léger colmatage du lit du Vieux-Rhône peut être suspecté. La perméabilité de la couche colmatante reste toutefois supérieure à 10^{-5} m/s.

Des différences relatives d'évolution des variables caractérisant le fonctionnement de l'hydrosystème (gain, temps de retard, cohérence), entre les points d'observation des niveaux de nappe, ont été constatées et expliquées. L'absence d'explications évidentes de certaines de ces différences conduit à envisager un rôle des propriétés physiques du système. Cet aspect sera développé dans le chapitre suivant.

Enfin l'analyse en ondelettes montre que le comportement du système reste relativement stable dans le temps (sur 5,5 ans). Cette analyse temporelle de la cohérence semble également permettre de détecter la présence des contre-canaux.

La sensibilité des analyses corrélatoires et spectrales à la reconstruction des données manquantes est limitée, mais elle doit néanmoins être prise en compte, pour certains points, pour les hautes fréquences (Annexe : Impact sur l'analyse corrélatoire et spectrale).

2.5 Etude détaillée du fonctionnement de l'hydrosystème

Dans cette section, un certain nombre de phénomènes sont étudiés plus en détails (et de manière qualitative) sur la zone d'étude :

- Impact de la lône de la Platière ;
- Possibilités de sous-écoulement sous le canal de dérivation et le Vieux-Rhône ;
- Evolution des échanges au voisinage de la lône de la Platière et des prélèvements ;
- Formation du dôme piézométrique observé sur la plaine de Sablons.

Ces phénomènes sont, tout d'abord, étudiés de manière quantitative. Ils feront par la suite l'objet de modélisations.

2.5.1 Impact du niveau de la lône de la Platière sur la nappe et réciproquement

Les principaux pics de crue observés dans la lône se traduisent par une évolution des températures de la nappe au P302. A la fin du printemps, l'eau de la lône est plus chaude que l'eau de la nappe. Lors des crues, la température mesurée à proximité de la lône augmente brusquement. C'est probablement le signe d'une augmentation de l'apport de la lône à la nappe (Figure 72).

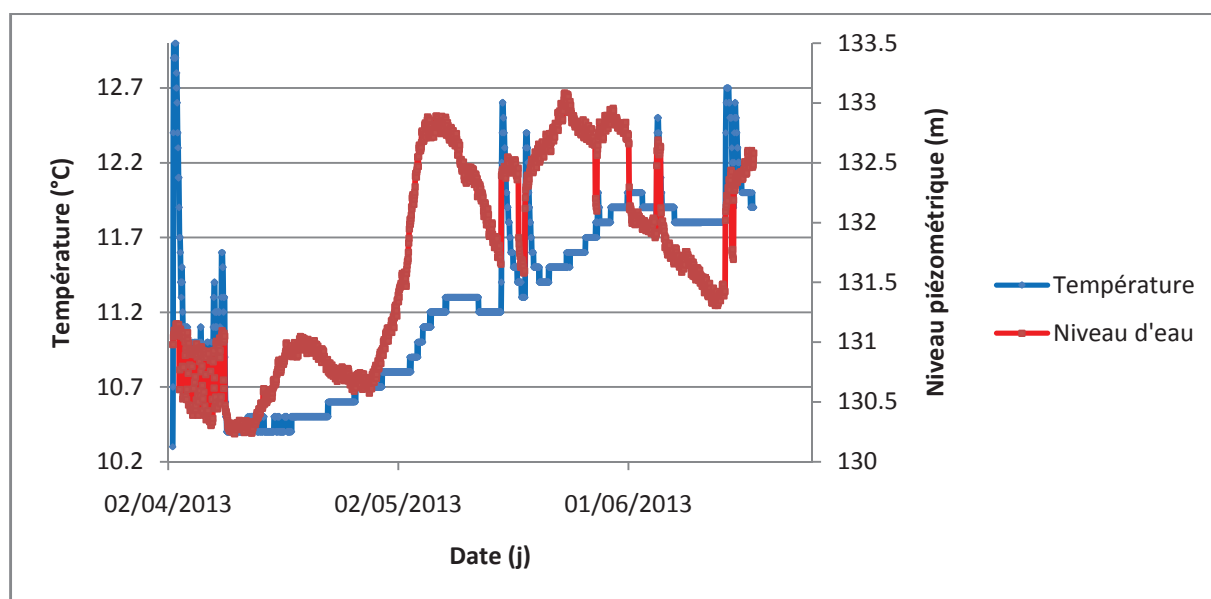


Figure 72: Température de l'eau de nappe et niveau piézométrique de la nappe au P302 – On note, début Mai, qu'à un pic de crue correspond un maximum de température.

Des fluctuations saisonnières de niveau d'eau sont observées au sein de la lône de la Platière. Le niveau d'eau se met à monter entre mi-mars et fin avril, atteint un maximum entre mi-avril et début juin puis redescend jusqu'entre la mi-juin et la fin de juillet. L'amplitude des fluctuations est comprise entre 20 et 50 centimètres.

Il existe une fluctuation saisonnière de la ligne d'eau du Rhône. Des maximums de hauteur d'eau sont observés en été tandis que les niveaux minimum se situent en hiver. Cette fluctuation est causée par la modulation du débit du Rhône entre 10 et 20 m³/s. Son amplitude ne dépasse pas une quinzaine de centimètres à l'aval du barrage de Saint-Pierre de Bœuf, là où elles sont maximales. Ces oscillations n'expliquent donc pas, du moins totalement, l'évolution de la ligne d'eau de la lône de la Platière.

Les fluctuations de niveau d'eau sur la lône seraient en partie dues au développement d'herbiers sur la partie aval de cette dernière (Communication orale de la réserve de la Platière).

Il est donc intéressant d'étudier la réponse de la nappe à ces fluctuations saisonnières car, autrement, lors des crues importantes classiques, les fluctuations du Rhône et de la lône sont corrélées et il est donc difficile de distinguer l'influence respective des deux entités.

L'observation de temps de retard particulièrement faibles entre les fluctuations du Vieux-Rhône et de la nappe au P342, et la diminution du temps de retard observé au P224 lors des fortes crues, indiquent cependant déjà un rôle probable de la lône dans la propagation de l'onde de crue (ainsi qu'il a été constaté suite aux analyses corrélatrices et spectrales).

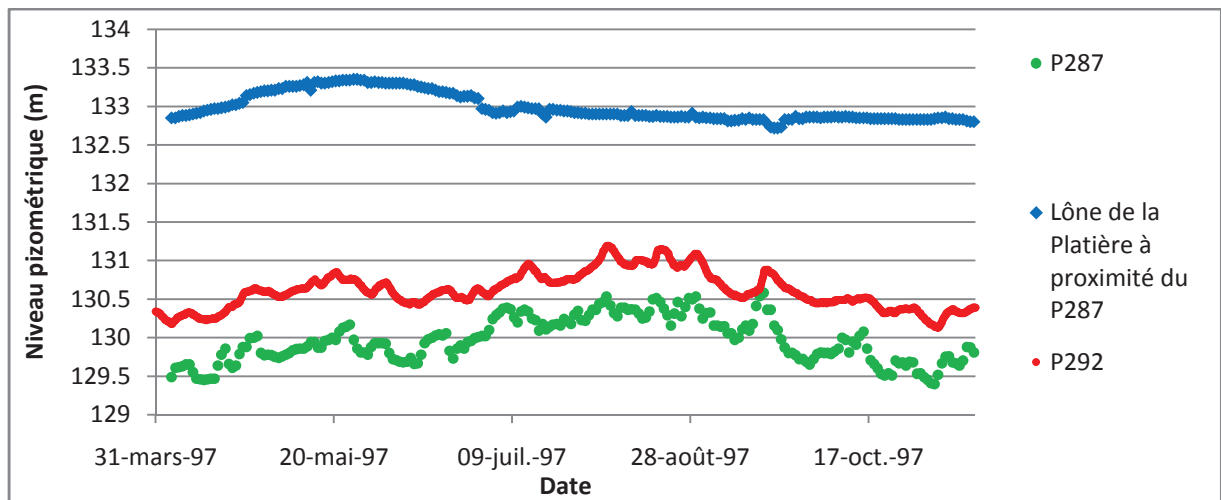


Figure 73: Niveau d'eau dans la lône de la Platière et dans la nappe en son voisinage – On remarque une concordance des variations de niveaux d'eau sur la période avril-juin, sur la période estivale il n'y a par contre pas de correspondance.

On observe une assez bonne concordance entre les pics saisonniers de niveau observés dans la lône et dans la nappe à proximité (première partie de la chronique : Figure 73). Le niveau d'eau dans la lône pourrait donc expliquer une partie des variations de niveau de nappe.

Cependant, une difficulté vient du fait que des fluctuations saisonnières importantes s'observent également au niveau de la nappe, principalement au niveau du dôme piézométrique de Sablons mais également au droit des prélèvements OSIRIS (ainsi qu'il a pu être observé lors de l'analyse comportementale de la nappe). Ces variations ne peuvent être entièrement expliquées par les fluctuations de niveau de la lône (deuxième partie de

la chronique : Figure 73). Leurs amplitudes sont en effet plus élevées et la période temporelle sur laquelle ces fluctuations apparaissent est différente.

D'autre part, le niveau de la nappe pourrait également avoir un impact sur le niveau d'eau dans la lône. Cette dernière hypothèse semble toutefois pouvoir être écartée car, lors de l'arrêt des pompes OSIRIS en septembre 2006 aucune modification du niveau de la lône n'a été observée selon le BURGEAP (BURGEAP, 2007). Ce résultat n'est pas surprenant car il existe en effet probablement une déconnexion, du moins partielle, entre la nappe et la lône (car le niveau de la nappe en son voisinage se situe parfois jusqu'à 3 m sous le niveau de la lône).

En conclusion, l'évolution du niveau de la lône de la Platière semble affecter le niveau de la nappe en proche périphérie. Cela confirme les résultats obtenus lors des analyses corrélatoires. Toutefois l'impact reste relativement limité. L'influence de la nappe sur la lône semble, par contre, nul.

2.5.2 Impact du creux piézométrique en rive droite du Vieux-Rhône et rive gauche du canal de dérivation

L'impact du creux piézométrique en rive droite du Vieux-Rhône, et en rive gauche du canal de dérivation, a été envisagé précédemment à partir des séries temporelles des niveaux de nappe. Mais il est également intéressant d'étudier les cartes piézométriques qui présentent un état « figé » du système. Une étude plus locale des séries temporelles est aussi nécessaire.

On observe que le creux piézométrique engendré par les prélèvements en nappe d'OSIRIS semble en effet atteindre la rive droite du Rhône à hauteur de la plaine de Limony aux points S1, S2, P24 et PR610 (non montré, mais cela peut apparaître sur la carte piézométrique : Figure 15).

Toutefois la carte piézométrique ne permet pas de s'affranchir du manque de précision des mesures réalisées. La cote de la nappe n'est connue qu'imparfaitement (piézomètre tordu, précision altimétrique du sommet du piézomètre limitée,...). Le creux piézométrique observé pourrait être le fruit d'erreurs de mesure car il reste peu marqué.

D'autre part le creux piézométrique pourrait n'être qu'un artefact lié au fait qu'au Sud de la plaine de Limony le gradient de la nappe est plus fort et qu'il manque des points de mesure à proximité du Rhône.

Enfin, les prélèvements du syndicat des eaux Annonay-Serrières pourraient expliquer en partie cette diminution locale de la piézométrie.

Un argument en faveur de la présence du cône piézométrique sous le Vieux-Rhône est la probable influence de l'arrêt des pompes OSIRIS Sud, à la mi-septembre 2006, sur l'évolution du niveau de nappe au P24 et PSIAEP. Cet arrêt des pompes correspond aux plus grandes variations de hauteurs de nappe aux P342, P292 et P224 observées hors période de crue du Rhône. On constate que le niveau de la nappe au P24 et au PSIAEP augmente conjointement avec le niveau de la nappe aux P342 et P292, à la mi-septembre 2006 (Figure 74). Cependant le niveau de la nappe au P24 ne semble remonter que d'une trentaine de centimètre seulement, jusqu'à un quasi-équilibre avec le niveau du Rhône. Le niveau de la nappe au PSIAEP ne remonte que d'une dizaine de centimètres. Le P24 est logiquement plus influencé par les captages OSIRIS car ce point se situe

légèrement plus proche de la plupart ces points de prélèvements. Il est également moins influencé par les prélèvements d'eau potable sur la plaine de Limony ainsi que par la rivière de Limony.

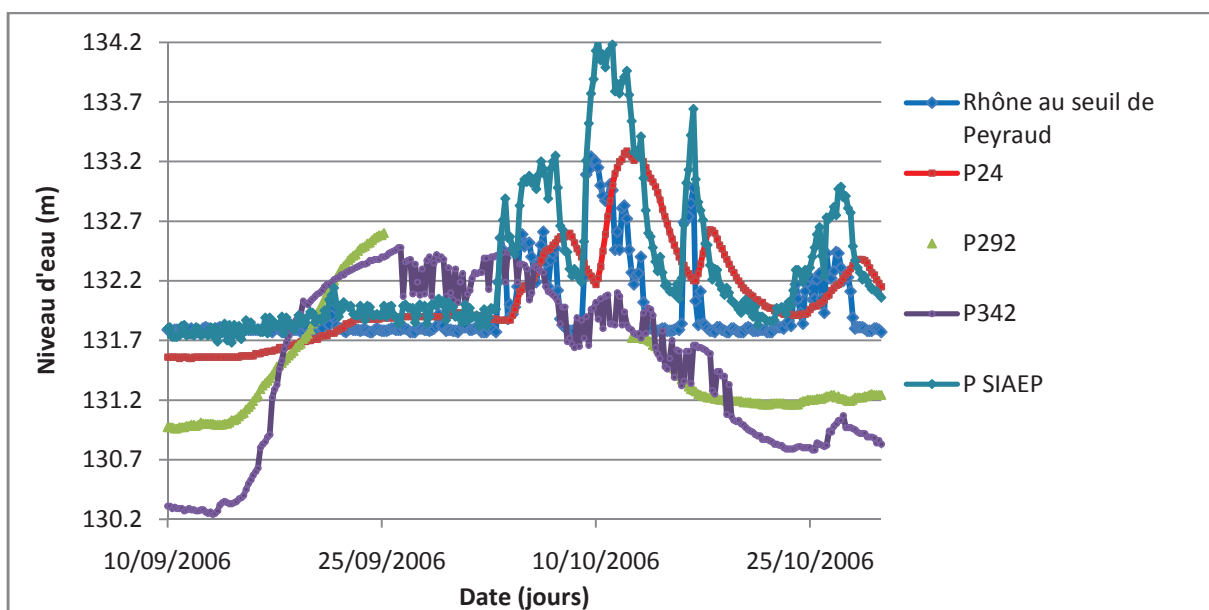


Figure 74: Niveau piézométrique de la nappe et niveau d'eau du Vieux-Rhône – On note la présence d'une croissance simultanée des niveaux de la nappe à la mi-septembre.

L'atténuation paraît donc forte entre les points de prélèvements et la rive droite du Vieux-Rhône, ce qui explique la mauvaise propagation de la plupart des signaux de nappe depuis les points de prélèvements jusqu'à la rive droite et l'absence d'observation du phénomène lors de la phase précédente de traitement des signaux. Toutefois l'atténuation de la fluctuation est déjà conséquente en rive gauche du Vieux-Rhône (Figure 75- le point P281Bis se situe à une distance de 800m des captages) : il n'est donc pas sûr que l'atténuation soit si forte sous le Vieux-Rhône, ce qui indiquerait un colmatage relativement important du fond de ce dernier.

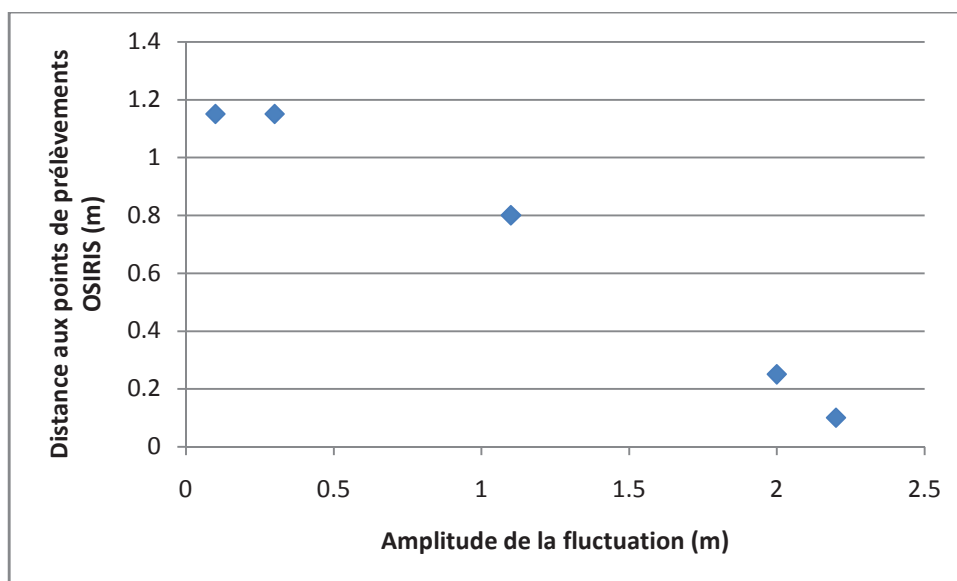


Figure 75: Amplitude de la fluctuation, causée par l'arrêt des prélèvements OSIRIS, sur les niveaux de nappe – On note que la diminution de l'amplitude des fluctuations des niveaux de nappes sous le Vieux-Rhône paraît faible.

Les cartes piézométriques établies à partir des mesures conjointes d'OSIRIS et de la Platière permettent de conclure à l'extension d'un creux piézométrique à l'Est du canal de dérivation. Un argument en faveur du sous-écoulement sous le canal de dérivation est la quasi continuité hydraulique qui peut être observée entre ses deux berges, sachant que le niveau de la nappe diffère de celui du Rhône dans le canal de dérivation.

Le creux piézométrique est beaucoup plus marqué au Sud-Est du siphon qu'au Nord-Est de ce dernier, ce qui correspond à une partie du canal de dérivation où le contre-canal est absent en rive gauche et généralement sec en rive droite. Or le contre-canal situé en rive gauche du canal de dérivation contribue probablement à alimenter la nappe qui se situe en rive droite du canal.

L'apparente continuité du creux piézométrique observé au Sud du siphon pourrait toutefois être expliquée en grande partie par la présence de prélèvements en nappe effectués par TREDI et LINDE, mais aussi par le manque relatif de points de mesure en rive gauche du canal de dérivation. A hauteur du P160N, la nappe est potentiellement déconnectée du canal de dérivation : le fond de celui-ci atteint la cote de 132 m tandis que la nappe reste sous les 131 m.

Les données continues de hauteurs piézométriques permettent d'observer l'impact des captages OSIRIS en rive gauche du canal de dérivation. Le pic observé en septembre 2006, à l'issue d'un arrêt des pompes OSIRIS Sud, est observé au PH et au P179N (Figure 76).

Le PH se situe à proximité du champ captant du SIGEARPE et du champ captant d'OSIRIS Nord. Il est donc également influencé par ce dernier. L'arrêt des prélèvements OSIRIS concerne à la fois le champ captant Nord et le champ captant Sud. Il n'est donc pas possible de rattacher la hausse observée au PH avec l'arrêt du champ captant Sud. De plus, la courbe de remontée des eaux au PH ne ressemble pas à celle qui est observée sur l'île de la Platière.

Le bureau d'étude BURGEAP (BURGEAP, 2007) explique la variation observée au P179N par une variation de l'apport de versant. Mais cela semble peu probable car cela serait observé sur d'autres périodes. Le P179N est donc probablement influencé par une diminution des prélèvements du champ captant OSIRIS Nord et, ou, Sud. Le premier champ captant présente l'avantage d'être situé à l'Est du canal de dérivation. En revanche il se situe plus loin (4,3 km au lieu de 1,8 km). D'autre part, le cône de rabattement du champ captant Nord est assez restreint dans l'espace (diamètre de l'ordre du km) comparativement au champ captant Sud (diamètre qui peut dépasser 2 km). Le P179N est donc plus susceptible d'être influencé par le champ captant d'OSIRIS Sud que par celui du Nord.

L'ensemble formé par le canal de dérivation et les contre-canaux ne joue donc pas nécessairement le rôle de barrière hydraulique, surtout au Sud du siphon où les contre-canaux sont absents.

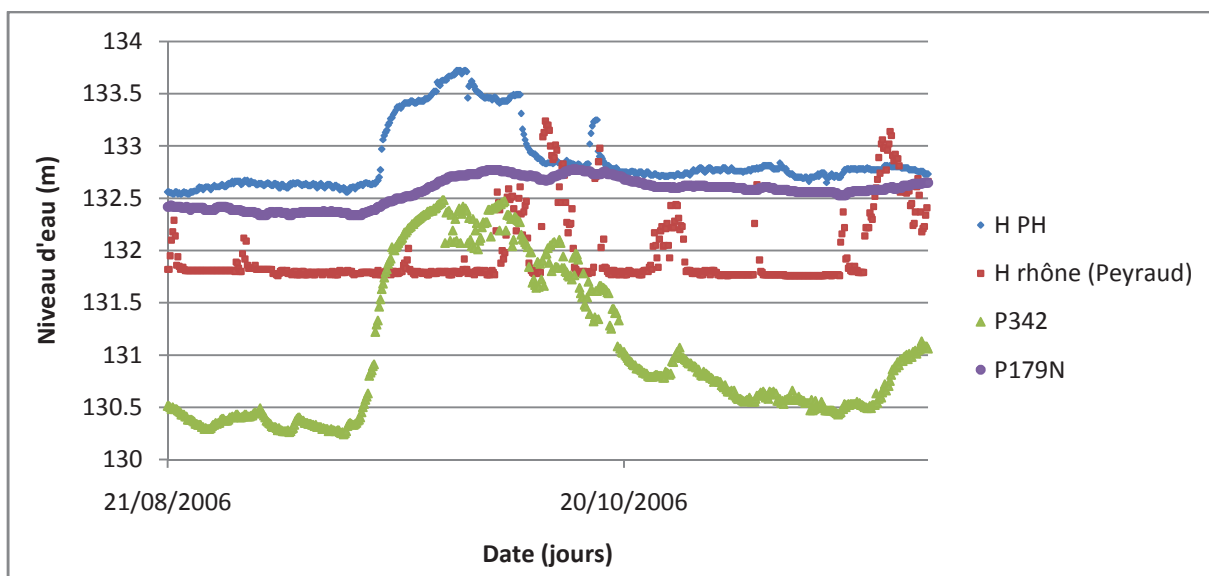


Figure 76: Niveaux piézométrique de la nappe et niveau d'eau du Vieux-Rhône – On remarque que la remontée des niveaux de la nappe, à la suite de l'arrêt des prélèvements OSIRIS, affecte le P179N.

En conclusion, les cours d'eau, mêmes lorsque leurs largeurs sont importants, ne jouent pas nécessairement le rôle de barrière hydraulique. C'est ce qui peut être observé, tant au niveau du Vieux-Rhône amont que pour le canal de dérivation à l'aval du siphon. Ce dernier point confirme les résultats des analyses comportementales. Dans le cas du Vieux-Rhône, cette distinction n'avait par contre pas pu être réalisée.

2.5.3 Evolution du point bas du creux piézométrique : rôle des prélèvements et origine de l'eau

Les sondes d'enregistrement en continu implantées dans la nappe, dans le cadre de ce travail, montrent qu'il peut exister des variations brutales de la température de l'eau lors de l'arrêt ou de la mise en route de pompes. Ces évolutions brutales de la température ne sont observées qu'au PR530 et au P302. Elles peuvent atteindre jusqu'à 0,5°C au PR530 et 1,3°C au P302.

Si l'on retranche les variations saisonnières de température, une corrélation significative entre le niveau de nappe et la température au P302 peut être observée entre le 25/04/2012 et le 20/05/2012 (Corrélation de Spearman de 0,57 – significative à 99 % de probabilité). L'arrêt des pompes provoque une augmentation de la température pendant une période qui n'excède généralement pas la journée (Annexe : Figure 142). Le corrélogramme croisé montre que le temps de retard entre les variations de température et du niveau d'eau n'excède pas une heure. L'effet est donc très rapide.

Sur la période allant du 26/05/2012 au 12/06/2012 la température de la nappe est, au contraire, inversement corrélée au niveau piézométrique. Sur les journées du 30-31 la corrélation de Spearman est de -0.62 (significativité à 99 %) Le temps de réponse est également très rapide, toujours de l'ordre de l'heure.

Cette différence de comportement pourrait s'expliquer par le fait que sur la première période l'eau de la lône est plus froide que l'eau de la nappe. Lors de l'arrêt du pompage le flux venant du cours d'eau diminue, ce qui

provoque alors un réchauffement de la nappe. Au contraire, lorsque l'eau de la lône est plus chaude, la diminution du flux échangé provoque une baisse de la température. Ce raisonnement simple ne permet toutefois pas d'expliquer pourquoi le pic de température ne dure pas dans le temps (durée de l'ordre d'une journée), ni pourquoi le P530 est affecté alors qu'il se situe loin de la lône.

Il faudrait pour cela expliquer le phénomène non en termes de flux échangés mais en termes de renouvellement d'une partie de l'eau contenue dans le piézomètre. Lorsque le niveau de la nappe augmente une partie de l'eau contenue dans le piézomètre est renouvelée, ce qui modifie la température de l'eau dans le piézomètre. La température de cette eau s'homogénéise ensuite à nouveau avec le système sol – eau – air. Dans le cas où la température extérieure exercerait une influence non négligeable sur la température de l'eau dans le piézomètre, cela permettrait d'expliquer pourquoi certains pics de température ne durent pas dans le temps. Toutefois on ne devrait alors pas assister à certaines diminutions, post pic, de la température dans le piézomètre lorsque la température de l'air est supérieure à celle de la nappe.

Une dernière hypothèse consisterait à imaginer qu'il puisse exister une stratification verticale de la température de l'eau dans la nappe. Lorsque le niveau d'eau monte la température de l'eau dans le piézomètre se retrouve affectée par de l'eau venant de parties plus profondes et de températures différentes. Une homogénéisation conduit ensuite à un retour à la température pré-perturbation. En revanche, lorsque le niveau d'eau décroît il n'y a pas de nouveaux apports d'eau dans le piézomètre. La température de l'eau reste donc à peu près stable. A en juger par la période qui s'étend sur avril-juin 2013 une diminution importante du niveau de nappe peut affecter la température mesurée dans le piézomètre, mais seulement de manière limitée. En période printanière une zone d'eau froide pourrait donc s'étendre en surface de la nappe. Lors d'une augmentation du niveau d'eau dans le piézomètre celui-ci est alimenté par la partie plus profonde et plus chaude de la nappe. Un peu plus tard en saison la zone supérieure de la nappe est au contraire plus chaude. Une élévation du niveau de la nappe entraîne par conséquent une diminution de la température de la nappe. Le saut de température observé est d'autant plus brutal que le saut piézométrique l'est également. Une stratification de la température dans les piézomètres a pu être observée, ce qui tend à confirmer cette dernière hypothèse. Toutefois, il n'existe pas de corrélation entre la profondeur de la nappe et la température mesurée sur l'ensemble des points de mesure. Il faudrait cependant plutôt prendre en compte la profondeur de la crépine plutôt que la profondeur du piézomètre (Rosenberry et al., 2007), mais cette information n'est pas disponible.

Ces différentes hypothèses ont également dues être soulevées dans le cas des mesures de conductivité électrique de l'eau de la nappe (Annexe : conductivité électrique). L'ensemble des phénomènes décrit joue probablement un rôle.

Une non-unicité du comportement de la nappe au voisinage des prélèvements OSIRIS Sud a été observée au travers de l'ACP (à partir des données aux pas de temps mensuels). Les cartes piézométriques montrent également que le point bas de la nappe ne se situe pas toujours au même endroit. Par conséquent, au voisinage du champ captant, l'eau de la nappe peut provenir des quatre directions cardinales de l'espace selon la période, ce qui pourrait expliquer les difficultés d'interprétation des analyses thermiques.

En conclusion, les prélèvements sont généralement considérés globalement, mais ceux-ci devraient être individualisés, afin d'améliorer la connaissance des interactions nappes-rivière. Au voisinage du champ captant d'OSIRIS un comportement global ne peut en effet être considéré sans introduire de l'erreur dans les analyses.

Une corrélation (ou anti-corrélation) entre la température et le niveau de la nappe a pu être observé au voisinage de la lône. Néanmoins, cette variation thermique n'est pas nécessairement la marque d'une augmentation des apports de la lône à la nappe lorsque le niveau de cette dernière baisse.

2.5.4 Formation du dôme piézométrique sur la plaine de Sablons

Il a été vu précédemment, lors de l'analyse comportementale, qu'une similitude de comportement pouvait s'observer entre le Sud de l'île de la Platière et l'Est du canal de dérivation. Un dôme piézométrique peut être observé à l'Ouest du canal de dérivation. Il atteint une ampleur maximale au début de l'été, avant de se résorber à l'automne. Ces fluctuations saisonnières s'observent, tant dans la zone des prélèvements OSIRIS, que dans la plaine de Sablons, ou encore au Sud-Est du canal de dérivation. Elles ne sont en revanche pas observées à l'aplomb des versants Est (points P163, P44).

La question qui se pose consiste à déterminer quelle peut être la source potentielle de ces fluctuations.

La représentation sous forme de carte de l'amplitude des fluctuations saisonnières montre que celle-ci est maximale au niveau du P182N et décroît progressivement vers le Nord, le Sud ou l'Ouest. La source des oscillations devrait donc se situer plus près du P182N que des autres points étudiés (Figure 77).

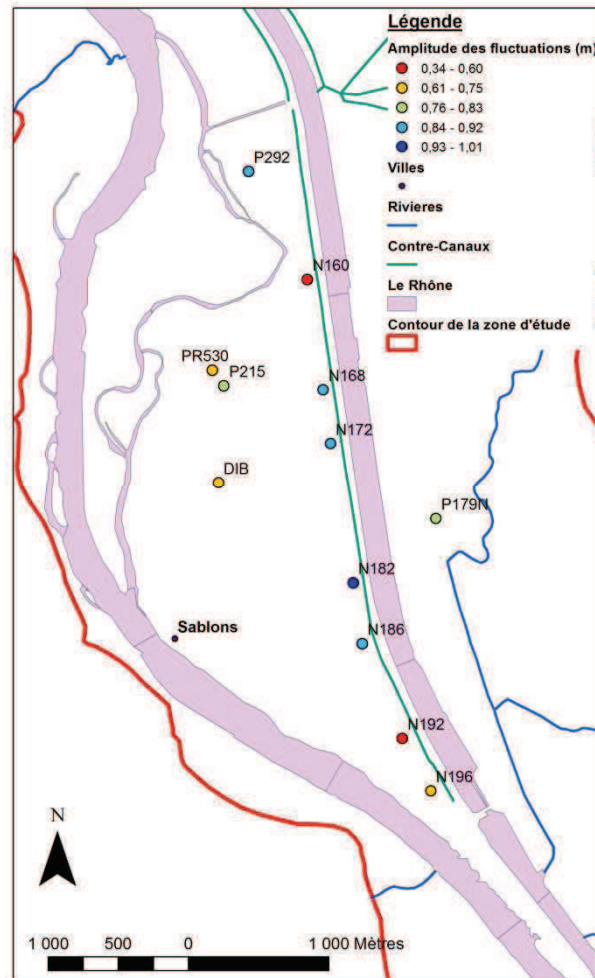


Figure 77: Amplitude des fluctuations saisonnières de nappe aux différents points de suivi – On remarque une forte amplitude des oscillations saisonnières au P182N, l'amplitude de ces fluctuations diminue vers l'Ouest, le Sud et le Nord.

L'impact des prélèvements OSIRIS sur la formation du dôme est donc probablement limité. Il apparaît également que la période correspondant au niveau de nappe maximum n'est pas nécessairement la même entre la zone des captages OSIRIS et la zone située plus au Sud. Néanmoins la baisse des prélèvements en période estivale (Annexe : Figure 145) peut provoquer une augmentation des niveaux de nappe qui se surimpose aux variations saisonnières observées.

La hausse du niveau d'eau ne peut non plus être attribuée exclusivement aux crues du Rhône. Le niveau de la nappe augmente en effet sur des périodes où aucune crue du Rhône n'est observée. Certaines crues peuvent toutefois provoquer une augmentation du niveau de nappe. Comme les crues importantes sont généralement plus nombreuses en période printanière, elles peuvent également contribuer à un accroissement des niveaux d'eau sur la période (Figure 77).

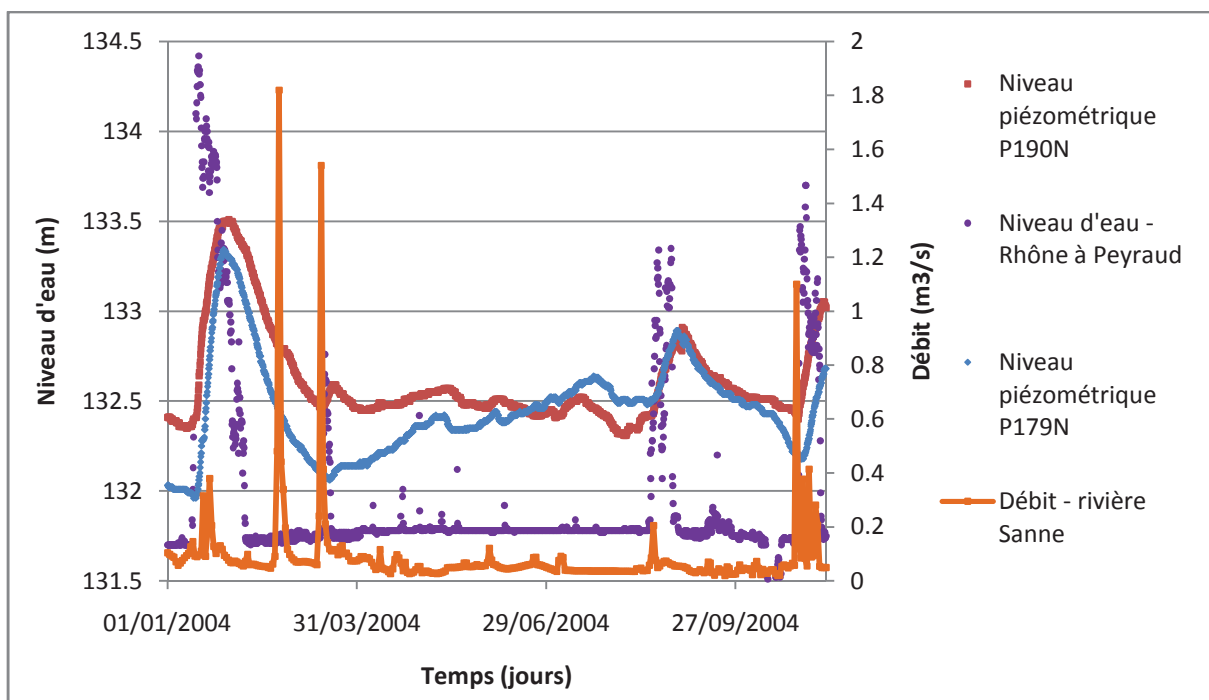


Figure 78: Niveaux piézométriques de la nappe, niveau d'eau du Vieux-Rhône et débit de la Saane – On peut remarquer la présence d'une probable influence (limitée) du niveau de la Saane sur les niveaux de la nappe.

Il n'existe pas de concordance avec les fluctuations de niveaux de nappe observées plus au Sud, sur la plaine de Bièvre-Valloire (Annexe : Figure 144). L'hypothèse d'un apport phréatique en provenance de la vallée du Dolon, au Sud, peut donc être rejetée.

Les fluctuations de niveau d'eau de la rivière Saane ont une influence limitée sur les fluctuations des niveaux de nappe observées aux points P179N et P190N. La crue importante du 23 février 2004 est visible au niveau de la Saane mais non pour le Rhône (Figure 78). Elle permet donc d'étudier l'impact de variations de hauteurs d'eau dans la Saane sur les niveaux de nappe voisins. On ne constate aucune influence vis-à-vis du niveau de nappe au P179N et seule une très faible influence potentielle sur le niveau de nappe au P190N (légère inflexion de la courbe de décroissance). Le fait que la Saane soit perchée au-dessus de la nappe explique probablement la faible influence qu'elle joue sur les niveaux de nappe.

En revanche, on ne peut exclure un possible écoulement préférentiel dans la vallée de la Saane. L'ancienne vallée de la Saane (paléochenal) passait en effet à proximité des points P182N et P186N. Cette hypothèse pourrait être confirmée par des images infrarouges qui montrent une importante arrivée d'eau de nappe en rive gauche du Vieux-Rhône et à l'aval du seuil de Peyraud (Communication personnelle de Vincent Wawrzyniak).

Trois autres facteurs pourraient également intervenir. Tout d'abord le printemps correspond à une période de recharge de la nappe par les précipitations et l'arrosage agricole. Et, la plaine où s'observent les fluctuations saisonnière est majoritairement tournée vers l'agriculture. Cependant, dans le cas de la plaine de Bièvre-Valloire, pourtant soumise aux mêmes phénomènes, le comportement observé est différent.

D'autre part des fuites localisées depuis le canal de dérivation pourraient expliquer la formation du dôme piézométrique de la plaine de Sablons. En revanche cette hypothèse ne permet pas d'interpréter l'évolution des niveaux d'eau dans le temps : même si l'on considère une éventuelle augmentation du débit de fuite avec la température, celui-ci serait alors maximal en fin d'été et non à la fin du printemps.

Enfin nous ne disposons pas de beaucoup d'information sur la saisonnalité des prélèvements effectués par TREDI et LINDE. Ces prélèvements pourraient également jouer un rôle non négligeable.

En conclusion, les deux hypothèses les plus probables, pour expliquer les fluctuations piézométriques saisonnières observées sur la plaine de Sablons, sont la présence d'un chemin d'écoulement préférentiel le long d'un paléochenal qui passerait sous le canal de dérivation et le rôle de prélèvements (industriels avec OSIRIS et surtout LINDE et TREDI, mais également agricoles). Ces points seront discutés lors des modélisations.

3 Bilan général - traitement de l'information contenue dans les signaux piézométriques

Les résultats obtenus à l'aide des différentes méthodes sont complémentaires. Les principaux résultats obtenus, en ce qui concerne la propagation des ondes de pression dans l'aquifère, sont présentés ci-dessous sous la forme de tableaux (Tableau 3 ; Tableau 3.bis) :

Tableau 3: Apports des différentes méthodes d'analyses corrélatoires et spectrales employées.

	Corrélation simple	Analyse de Fourier	Analyse en ondelettes
Corrélation - Cohérence	<p>L'inertie de la nappe est minimale au voisinage du Vieux-Rhône;</p> <p>Les niveaux de nappe doivent au minimum être relevés mensuellement pour ne pas trop perdre d'informations ;</p> <p>La corrélation entre les niveaux de nappe et le niveau du Vieux-Rhône est significative et décroît avec la distance à ce dernier.</p>	<p>Elle permet d'observer les fréquences filtrées : les périodicités supérieures à la semaine se propagent partout en nappe;</p> <p>La cohérence diminue non linéairement avec la distance à la source et avec la fréquence d'oscillation du signal source;</p> <p>Cette diminution diffère selon les points de suivi : cela se traduit en termes de propriétés du système (présence de captages,...).</p>	<p>La cohérence est importante en période de crue;</p> <p>Elle permet la détection des périodes temporelles sur lesquelles le signal a été reconstitué : cohérence plus élevée pour les hautes fréquences;</p> <p>Les résultats sont similaires à ceux obtenus avec l'analyse de Fourier ;</p> <p>Il n'y a pas de modification apparente du comportement de la nappe entre les périodes hivernales et estivales.</p>
Temps de réponse	<p>Il augmente quasi-linéairement avec la distance à la source;</p> <p>Plusieurs sources d'origine des fluctuations peuvent être distinguées;</p> <p>Les temps de retard moyen sont compris entre quelques heures et une semaine.</p>	<p>Le temps de retard ne peut être estimé que pour les basses fréquences;</p> <p>Un comportement légèrement dispersif de l'aquifère a été observé, ce qui pourrait traduire une propagation plus rapide des grosses crues en nappe par rapport aux petites crues.</p>	<p>Le temps de retard du niveau de nappe à la montée est inférieur au temps de retard lors de la décroissance du niveau de nappe.</p>
Gain (atténuation)	<p>Il n'est pas présenté, mais l'estimation est possible.</p>	<p>Le gain diminue exponentiellement avec la distance à la source;</p> <p>Le gain décroît également avec la fréquence du signal source;</p> <p>Des difficultés se posent car l'amplitude des fluctuations varie le long du cours du Rhône.</p>	<p>Il n'est pas présenté, mais l'estimation est possible.</p>

Densité spectrale de puissance	L'étude de l'autocorrélation permet de visualiser la périodicité annuelle contenue dans les signaux.	Des composantes journalières et annuelles sont observées dans les fluctuations de niveau du Vieux-Rhône; Ces périodicités journalières ne sont visibles en nappe qu'à proximité immédiate du Vieux-Rhône ; Des périodicités annuelles sont visibles partout : elles sont plus marquées en nappe que pour le Vieux-Rhône.	Les résultats sont similaires à ceux obtenus avec l'analyse de Fourier.
--------------------------------	--	--	---

Tableau3.bis : Apports des analyses comportementales.

Analyse en composantes principales	Classification
<p>La principale source d'influence de la variabilité des niveaux de nappe est le niveau d'eau du Vieux-Rhône ;</p> <p>Les deux autres sources de fluctuation des niveaux de nappe sont les prélèvements en nappe et les modifications de l'apport de versant ;</p> <p>La pluie qui tombe sur la zone d'étude ne joue qu'un rôle très limité dans les fluctuations de la nappe.</p>	<p>Selon la classification retenue, il est possible de distinguer la zone sous influence quasi-exclusive du Rhône, la zone influencée par les prélèvements, ou encore la zone au sein de laquelle le Rhône ne joue pas un rôle très important ;</p> <p>Le comportement particulier de la nappe sur la plaine de Sablons peut également être mis en évidence.</p>

Globalement les principales informations obtenues sur le site d'étude de Péage-de-Roussillon sont les suivantes :

- La diffusivité de l'aquifère est élevée. La perméabilité semble être comprise entre 5.10^{-3} m/s et 2.10^{-2} m/s, ce qui est compatible avec les perméabilités estimées par essais de pompage.
- Le colmatage du fond du canal de dérivation est important. Le canal de dérivation ne joue en effet pas de rôle de barrière hydraulique.
- Le colmatage du fond du Vieux-Rhône est plus faible (la perméabilité des sédiments semble être supérieure à 10^{-5} m/s). Néanmoins lui aussi ne constitue pas une barrière hydraulique parfaite, ce qui signifie que le fond du lit est partiellement colmaté.
- La propagation des ondes de pression depuis le Fleuve vers la nappe est facilitée par les systèmes de lônes et de contre-canaux.
- Les zones de fortes variabilités thermiques de l'eau de la nappe sont reliées à la présence d'un apport des eaux superficielles aux eaux souterraines – cet apport diminue avec la distance au cours d'eau lorsque la rivière alimente la nappe, mais dans le cas contraire – nappe qui alimente la rivière – la variabilité thermique de la nappe est faible.

L'étude de l'atténuation et du déphasage des ondes de pression lors de leurs propagation en nappe permet de caractériser le fonctionnement du système (propagation de la crue en surface, présence de prélèvements,...). Certains phénomènes ne peuvent toutefois être interprétés directement. Ils feront donc l'objet d'une étude spécifique lors des modélisations ultérieures.

Partie III .Modélisation numériques des interactions nappe-rivière

1 Méthodes numériques de modélisation des échanges nappe-rivière

Dans un premier temps, les équations qui régissent les écoulements fluides, surfaciques et souterrains, sont présentées. Les techniques de résolution numérique de ces équations sont ensuite décrites. Une brève description de la méthode géomatique est également proposée.

Les modélisations numériques nécessitent une phase de calibration des paramètres employés. Les techniques de calibration employées sont par conséquent détaillées. Enfin, dans certaines modélisations un milieu hétérogène a été considéré. La méthode de génération de ces champs (aléatoires et spatialement corrélés) est donc explicitée.

1.1 Equations de comportement des écoulements fluides en milieux souterrains et surfaciques

Des relations permettent de relier la saturation du milieu, en eau, à la pression hydraulique, et la conductivité hydraulique à la saturation. Ces relations sont empiriques.

Les équations qui régissent les écoulements souterrains en zone non-saturée (cas le plus général) sont, par la suite, présentées. Les équations qui régissent les écoulements fluides en rivière sont également explicitées.

1.1.1 Teneur en eau du milieu souterrain et pression capillaire

La teneur en eau du milieu s varie entre une teneur résiduelle (s_r), qui correspond au volume d'eau adsorbée à la surface des particules granulaires, et une teneur maximale (s_s) qui correspond à un remplissage maximal du milieu en eau. Cette teneur maximale est généralement très voisine de la porosité (Goutaland, 2008).

Lorsque la teneur en eau diminue dans le milieu, cela crée une augmentation des rayons de courbures des ménisques (et de leurs nombres) que forme l'interface eau-air. Cela a donc pour effet d'augmenter la succion, ou pression capillaire, du milieu (Figure 79). L'évolution de la teneur en eau en fonction de la pression capillaire est mesurable expérimentalement. La courbe ainsi obtenue est appelée courbe de rétention capillaire (Van-Genuchten, 1980). La relation entre la pression capillaire et la teneur en eau, est non-linéaire et dépend des propriétés texturales et structurales du milieu poreux. Cette courbe de rétention capillaire présente un

phénomène d'hystérésis. Toutefois ce phénomène peut souvent être considéré comme négligeable (De Conddapa, 2005 ; Mazet, 2008) et n'est pas pris en compte dans cette étude.

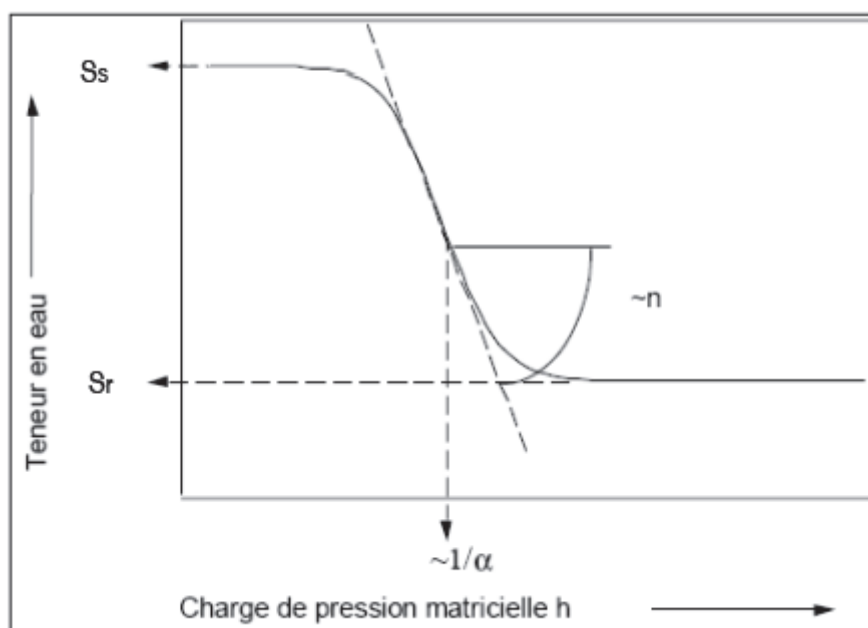


Figure 79 : Teneur en eau en fonction de la pression capillaire - Tirée de Ghoulil (2009), modifiée.

Dans le but de décrire la relation entre la pression capillaire et la teneur en eau (courbe caractéristique), de nombreuses fonctions analytiques, pseudo-empiriques, ont été développées à partir des données expérimentales (Van-Genuchten, 1980 ; Gardner, 1958 ; Brooks et Corey 1964 ; Kosugi, 1994,...). Le modèle de Van-Genuchten est le modèle le plus souvent utilisé (Goutaland, 2008 ; De Conddapa, 2005). Il est utilisé dans le cadre de ce travail. Ce modèle se présente sous la forme :

$$s_e = \frac{S - S_r}{S_s - S_r}$$

$$s_e = \begin{cases} \frac{1}{(1 + (\alpha\Psi)^n)^m} \\ 1 \text{ si } \Psi \geq \Psi_a \end{cases}$$

Les paramètres sont :

$m = \frac{n - 1}{n}$	Paramètre de forme, hypothèse de Mualem
s_e	Saturation effective
S_r	Saturation résiduelle

s_s	Saturation maximale
Ψ_a	Pression d'entrée d'air (10^4 Pascals)
α	Paramètre de forme, relié à la hauteur de la frange capillaire
n	Distribution des tailles de pores $n \geq 1$

Les courbes caractéristiques des milieux granulaires peuvent être estimées à partir de données recueillies sur le terrain, comme la distribution granulométrique du sol, ou à l'aide d'essai hydrodynamiques (Goutaland, 2008). En fonction du type de milieu, les plages de variations des valeurs des différents paramètres peuvent également être approchées à partir des données recueillies lors d'études antérieures (Annexe : Tableau 7).

1.1.2 Teneur en eau du milieu souterrain et conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique traduit la capacité du sol à laisser s'écouler l'eau. La conductivité hydraulique est d'autant plus forte que le sol est saturé en eau, mais la relation qui relie la conductivité hydraulique à la teneur en eau est fortement non-linéaire. La diminution de la conductivité hydraulique en fonction de la baisse de la teneur en eau est rapide (Figure 80). Une modification de la conductivité hydraulique de plusieurs ordres de grandeurs peut être observée, pour de faibles variations de la teneur en eau (Goutaland, 2008).

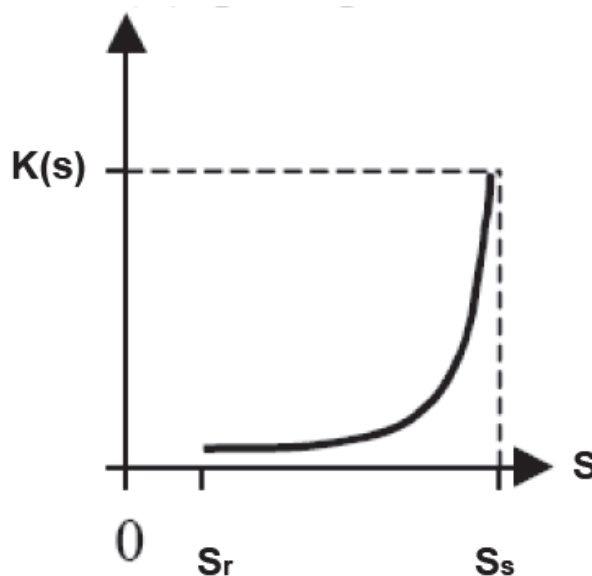


Figure 80 : Courbe donnant la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau - Tirée de Ghoulî (2009), modifiée.

De nombreuses relations, plus ou moins empiriques, ont été établies pour relier la conductivité hydraulique à la saturation. Les deux principaux modèles de comportement utilisés sont ceux de Van-Genuchten et de Brooks et Corey. Chaque solution présente ses limites. Ainsi le modèle de Brooks et Corey présente une discontinuité de la dérivée de la teneur en eau au niveau de la pression d'entrée d'air.

Diaw (1996) explique que le modèle de Van-Genuchten est, en général, celui qui donne les meilleurs résultats. C'est aussi le modèle plus utilisé. Il a l'avantage de ne pas faire intervenir de paramètres de formes supplémentaires et il possède une base physique (modèle capillaire). C'est donc ce modèle qui a été utilisé dans le cadre de ce travail.

Toutefois, ce modèle présente l'inconvénient d'être très sensible à de petits changements de la courbe donnant K en fonction de s , à proximité de la saturation maximale (Vogel et al., 2001). Il ne s'adapte pas non plus à tous les milieux granulaires (Goutaland, 2008).

La relation de Van-Genuchten s'écrit :

$$K_r = K_{s_e}^{0.5} \left(1 - \left(1 - s_e^{\frac{1}{m}}\right)^m\right)^2$$

Où K (m/s) est la conductivité hydraulique du milieu saturé et K_r (s) est la conductivité hydraulique relative ($0 < K_r \leq 1$ $K_r = 1$ si le milieu est saturé).

A faible saturation, les matériaux, dont la structure est la plus fine, ont la conductivité hydraulique la plus élevée. Pour des saturations faibles, les matériaux qui ont la conductivité hydraulique la plus forte ne sont donc pas nécessairement ceux qui, à forte saturation, ont la conductivité hydraulique la plus forte (Figure 81).

Lorsqu'une couche avec une géométrie de pores fine surmonte une couche dont les interstices sont plus grossiers, il peut y avoir formation d'une barrière capillaire : l'eau va ainsi s'accumuler dans la couche supérieure sans pouvoir traverser la couche grossière (Goutaland, 2008).

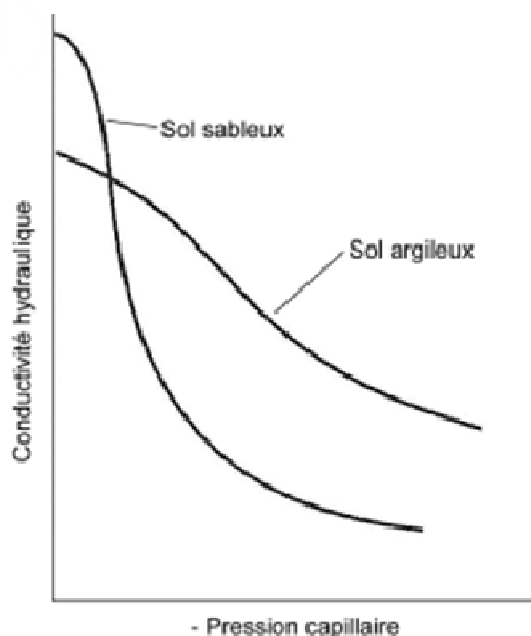


Figure 81 : Conductivité hydraulique en fonction de la pression capillaire - Tirée de Ghoul (2009), modifiée.

1.1.3 Equations des écoulements fluides en milieu souterrain non-saturé – cas général

L'écoulement de l'eau est régi par la loi de la conservation de la masse et la loi de Darcy qui relie le débit à la différence de charge hydraulique dans le milieu.

La loi de conservation de la masse s'écrit sous la forme :

$$S_0 s(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial t} + \varepsilon \frac{\partial s(\Psi)}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{q} = Q$$

Le premier terme de l'équation traduit le fait que le milieu est compressible. Le second terme prend en compte la saturation du milieu. Le dernier terme correspond aux flux qui entrent et sortent du modèle.

La loi de Darcy s'exprime sous la forme :

$$\mathbf{q} = -Kr(s)K\nabla h$$

Les paramètres sont :

$h = \Psi + z$	Charge hydraulique
Ψ	Pression (10^4 Pascals)
$s(\Psi)$	Saturation $0 < s \leq 1$ $s = 1$ si le milieu est saturé
\mathbf{q}	Flux de Darcy par unité de surface ($m \cdot s^{-1}$)
t	Temps (s)
S_0	Emmagasinement spécifique dû à la compressibilité du fluide et du milieu de stockage, ce coefficient dépend de la porosité
ε	Porosité
Q	Débit directement injecté ou prélevé dans le milieu ($m^3 \cdot s^{-1}$)

La combinaison de l'équation de conservation de la masse et de l'équation de Darcy conduit à l'équation de Richards. Sous sa forme mixte cette expression s'écrit :

$$S_0 s(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial t} + \varepsilon \frac{\partial s(\Psi)}{\partial t} - \nabla \cdot (Kr(s)K\nabla(\Psi + 1)) - Q = 0$$

Cette équation, dite de Richards, décrit l'écoulement souterrain en zone à saturation variable. Deux principales composantes se dégagent de cette relation : un terme capillaire et un terme gravitationnel. En conditions de régime saturé, le terme capillaire s'annule et l'emménagement devient constant.

A l'aide des relations, développées précédemment, entre la teneur en eau et la conductivité hydraulique, l'équation de Richards peut être écrite et résolue sous différentes formes :

- Résolution basée sur la pression ;
- Résolution basée sur la saturation ;
- Résolution mixte ;
- Résolution variable ; l'équation est résolue en pression dans la zone saturée et en saturation dans la zone non-saturée.

Chacune de ces formes a ses avantages et ses inconvénients. La résolution en pression peut être utilisée à la fois pour le calcul en zone saturée ou non-saturée. Mais cette forme peut conduire à des erreurs importantes, sauf si un pas de temps très réduit est utilisé. La résolution en pression peut échouer dans certaines conditions.

La résolution basée sur la teneur en eau échoue en conditions saturées.

La forme mixte de résolution est généralement la meilleure (Celia, 1990). En effet, la résolution en pression entraîne des erreurs sur le bilan de masse, tandis que la résolution en teneur en eau engendre des problèmes de discontinuité (Diaw, 1996 ; Diersch et Perrochet, 1999).

Diersch et Perrochet (1999) mettent en œuvre une troisième technique (« changement de variables ») dans laquelle les variables considérées changent en fonction des conditions dominantes de saturation des différentes zones (résolution en pression si le milieu est saturé et en teneur d'eau si ce n'est pas le cas). Cette méthode est dynamique car elle permet de permuter les variables calculées en fonction de la saturation qui varie dans le temps et l'espace. C'est cette dernière technique qui a été utilisée en conditions non-saturées.

En régime saturé la résolution se base uniquement sur la hauteur d'eau (le terme de saturation disparaît). L'équation classique, dite de diffusivité, est alors résolue.

La résolution des équations différentielles nécessite l'estimation de nombreux paramètres et de leurs variations spatiales : α , \mathcal{E} , n , K , S_0 . Certains de ces paramètres peuvent être estimés en fonction du type de milieu (Annexe : Tableau 7). Ils font également l'objet de calage lors des modélisations (surtout K et S_0).

1.1.4 Equations de l'écoulement surfacique

Les écoulements en rivière sont modélisés à l'aide des équations de Barré-Saint-Venant (Barré de Saint-Venant, 1871). Ces équations découlent des équations plus générales de Navier Stokes qui régissent les écoulements fluides. Certaines hypothèses doivent être vérifiées, pour rendre ces équations valables (Chow, 1959) :

- Les variables qui déterminent l'écoulement sont uniformes selon des sections perpendiculaires à l'écoulement ; Le flux peut être représenté en 1D ;
- La pente offerte à l'écoulement est faible ;

- La courbure des lignes de courant est faible ; Les forces centrifuges sont négligeables et la pression est hydrostatique ;
- La masse volumique de l'eau est constante.

Les équations de Barré-Saint-Venant sont d'utilisation courante. Elles s'écrivent de la manière suivante :

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(Q^2/S)}{\partial x} + gS \frac{\partial h}{\partial x} = - \frac{gQ|Q|}{SM^2R^{\frac{4}{3}}}$$

Les variables sont le débit Q ($m^3.s^{-1}$), q l'apport latéral ($m^2.s^{-1}$), la gravité g ($m.s^{-2}$), la surface mouillée S (m^2) correspondant à une section transversale 2D du cours d'eau, et la cote de la ligne d'eau h (m). Ce sont des fonctions de l'abscisse curviligne x et du temps t . M est le coefficient de rugosité de Manning-Strickler ($m^{1/3}.s^{-1}$) et R le rayon hydraulique (m).

La première équation exprime la conservation de la masse (équation de continuité) tandis que la seconde équation traite de la conservation de la quantité de mouvement.

Dans la seconde équation, les deux premiers termes expriment l'inertie, ce sont les termes d'accélération. Le troisième terme correspond à l'effet des forces de pression tandis que le premier terme de droite distingue les forces de frottement. La description de la force de frottement utilise la description de Manning qui est l'une des plus classiques avec la description de Chézy. La représentation de Manning a été développée pour représenter un flux uniforme le long du cours d'eau (Lausley, 1989), ce qui est le cas dans l'exemple traité (à l'exclusion du débit apporté par la lône).

Il est parfois possible de négliger certains termes de l'équation lors du calcul : approximation de l'onde cinématique (Miller, 1984 ; Hussein et Schwartz, 2003) et de l'onde diffusive (Hayami, 1951).

Toutefois, dans le cas où la pente du lit et de la surface d'eau sont faibles, il n'est pas possible de négliger les termes d'inertie. Les équations complètes de Barré-Saint-Venant permettent également de mieux prendre en compte l'effet de perturbations de la ligne d'eau amont sur l'écoulement à l'aval (Singh et Aravamathan, 1995 et 2006).

Dans le cadre de ce travail de thèse, la modélisation s'effectue sur un linéaire du cours du Rhône limité. Il n'existe donc pas de problèmes de temps de calcul. Par conséquent, les équations de Barré-Saint-Venant ont été résolues directement.

La phase de calibration est relativement aisée, du fait que seul le coefficient de rugosité de Manning est ajusté. Ce coefficient de Manning, qui représente la perte d'énergie due à la friction de l'eau sur le lit du cours d'eau, n'est pas connu avec précision. Des valeurs moyennes de ce coefficient ont néanmoins été estimées pour

différents types de cours d'eau (Chow, 1959, Henderson, 1966). Le coefficient de Manning varie généralement entre 5 (frottement faible) et 70 (frottement important) (Cunge et al., 1980).

Un accroissement du coefficient de Manning a l'impact suivant :

- Accroissement du niveau d'eau local ;
- Diminution du pic de crue lorsque le pic se déplace vers l'aval ;
- Accroissement du temps de parcours d'une particule d'eau.

1.2 Techniques de résolution numérique des équations d'écoulements fluides

La résolution des équations différentielles non-linéaires, présentées précédemment, s'effectue numériquement à l'aide de la méthode des éléments finis, dans le cas des eaux souterraines, et à l'aide de la méthode des différences finies pour les écoulements en rivière.

1.2.1 Schéma de résolution des écoulements souterrains

Des solutions analytiques des équations d'écoulement en zone saturée ont été proposées dans différents contextes. Des approximations sont généralement réalisées afin de simplifier les calculs (Spanoudaki et al., 2010) : approximation de Boussinesq qui néglige les flux verticaux, géométrie simple,... Il existe également des méthodes de résolutions analytiques des écoulements en zone non-saturée, comme celle de Green et Ampt (DeConddapa, 2005).

Cependant, la plupart de ces solutions analytiques ne sont valables que dans des conditions bien particulières (Spanoudaki et al., 2010). C'est pourquoi, en présence d'un milieu hétérogène et d'une géométrie complexe, une méthode de résolution numérique a été choisie.

Les méthodes les plus couramment employées sont celles des différences finies (Chen et Chen, 2003 ; Etchevers et al., 2001 ; Noyer et al., 1998) et celles des éléments finis (Vaudan, 2000 ; Balazova et al., 2002). La méthode des éléments finis a été employée dans le cadre de ce travail. Celle-ci permet notamment une description assez fine de la géométrie des frontières de l'objet modélisé.

1.2.1.a Principe

Les équations régissant les écoulements souterrains sont résolues avec le logiciel FEFLOW, à l'aide de la méthode des éléments finis (DHI, 2009). FEFLOW permet de travailler à la fois en zone saturée et non-saturée. Il dispose également d'une bonne interface graphique et offre la possibilité de prendre en compte des

géométries complexes. De nombreuses vérifications de la pertinence du modèle (comparaison avec des solutions analytiques) ont été conduites (DHI, 2009) et ce logiciel est d'utilisation courante en hydrogéologie.

La méthode des éléments finis se décompose en plusieurs étapes (Dhat et Touzot, 1981 ; Garrigues, 2002) :

- Choix de l'équation différentielle à résoudre, détermination des limites du modèle et des conditions aux limites ;
- Transformation de l'équation différentielle sous forme intégrale dite variationnelle ;
- Choix du maillage (nombre d'éléments, nombre de nœuds par éléments) et du type de champs locaux ;
- Choix de la fonction test utilisée dans la formulation intégrale de l'équation (généralement une fonction non nulle sur un élément et nulle ailleurs) ;
- Résolution de l'équation sous forme matricielle.

L'équation de Richards est résolue en milieu non-saturé. En milieu saturé, la même équation est résolue, avec l'emmagasinement et la saturation qui restent constants. Il s'agit de l'équation de la diffusivité.

Les conditions aux limites du modèle qui ont été choisies, variables selon les modèles considérés, sont présentées par la suite, lors des modélisations.

Le nombre de mailles est aussi variable selon les modélisations. Il doit être suffisant pour assurer une bonne convergence du modèle et il doit également être suffisant pour représenter les différents éléments géométriques pris en compte dans le modèle. D'un autre côté, le temps de calcul est une fonction croissante du nombre de mailles. Le maillage est donc affiné dans les zones où sont imposées des conditions limites, et lorsque de forts gradients de la nappe sont attendus. Les éléments choisis sont de type triangle en 2D et pentaèdre (avec 2 faces triangulaires) en 3D. La taille des mailles des différents modèles sera décrite par la suite, lors des modélisations.

En ce qui concerne le choix des fonctions tests, la méthode de Crank-Nicholson-Galerkin est employée (DHI, 2009). Il s'agit d'une méthode classique et bien documentée.

En plus de la discrétisation spatiale, une discrétisation temporelle est conduite pour les modélisations en régimes transitoires. Celle-ci est assurée à l'aide d'un schéma semi implicite trapézoïdal (DHI, 2009) :

$$\dot{\Psi}^{n+1} = \frac{2}{\Delta t_n} (\Psi^{n+1} - \Psi^n) - \dot{\Psi}^n$$

Où Ψ représente la charge hydraulique (m).

Un contrôle automatique du pas de temps est réalisé selon un schéma de prédiction correction Adams-Bashforth / règle du trapèze inverse. Un pas de temps maximum est également défini.

1.2.1.b Convergence et erreur

La mesure de l'erreur numérique dépend de la méthode qui est employée. Soit Ψ le résultat exact, et Ψ^π la solution donnée par le schéma de prédiction utilisé (Adams-Bashforth / règle du trapèze inverse), l'erreur est alors définie par :

$$|e_i| = \frac{|\Psi_i - \Psi_i^\pi|}{3(1 + \frac{\Delta t_{n-1}}{\Delta t_n})}$$

Où i est l'indice qui désigne la $i^{\text{ème}}$ composante du vecteur et Δt_n est le $n^{\text{ème}}$ pas de temps.

La norme L_2 est utilisée afin de déterminer à quelle condition le processus itératif doit être stoppé. Cette norme est définie comme :

$$\|e\|_{L_2} = \left| \frac{1}{N\Psi_{max}^2} \sum_{i=1}^N |e_i| \right|^{\frac{1}{2}}$$

Où N est le nombre de composantes du vecteur Ψ , Ψ_{max} est la quantité maximale de la solution.

Le critère suivant est testé :

$$\|e\|_{L_2} \leq 10^{-3}$$

Lorsque ce critère est vérifié, l'itération est stoppée.

1.2.2 Schéma de résolution des écoulements surfaciques

Différents schémas numériques sont couramment employés afin de résoudre les équations de Barré-Saint-Venant : éléments finis (Fread et Lewis, 1993), différences finies implicites (Cunge et al., 1980), différences finies explicites (Stocker, 1957). Dans une optique de simplicité, un schéma de calcul aux différences finies a été utilisé dans le cadre de ce travail.

1.2.2.a Principe

Dans le cadre du travail de thèse, le logiciel MIKE 11 a été utilisé. Ce logiciel est d'utilisation courante en hydrologie. Il résout les équations de Barré-Saint-Venant à l'aide d'un schéma de différences finies implicites à 6 points (Figure 82 ;Figure 83). La grille numérique utilisée consiste en une alternance de points de calcul du débit et de la hauteur d'eau.

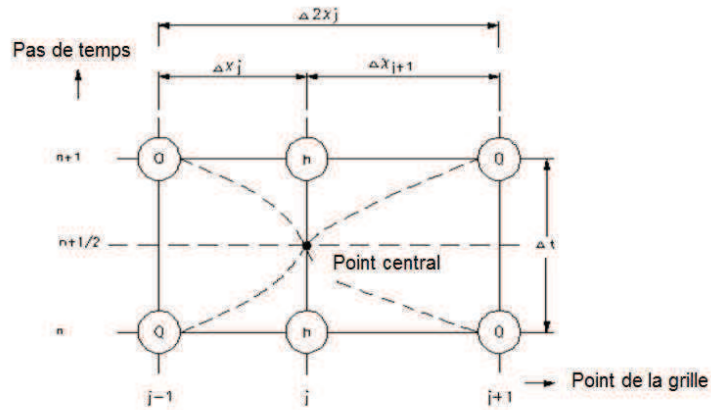


Figure 82: Schéma de la grille numérique utilisée pour le calcul de la hauteur d'eau - Tirée de DHI (2007), modifiée.

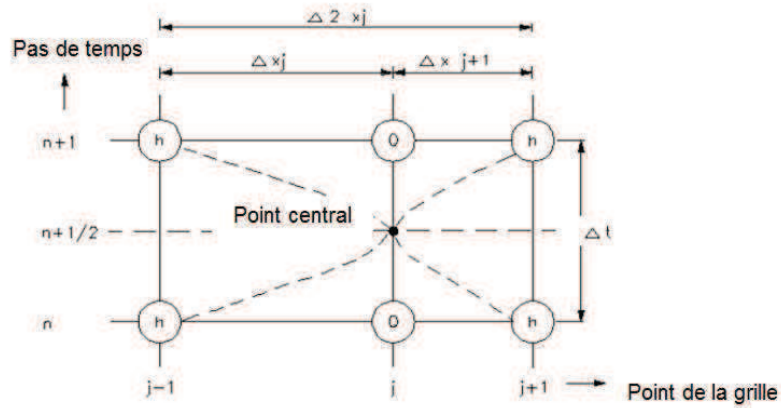


Figure 83: Schéma de la grille numérique utilisée pour le calcul du débit - Tirée de DHI (2007), modifiée.

On rappelle que la première équation, dite de continuité, s'écrit sous la forme :

$$b. \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q$$

Le centrage s'effectue sur la hauteur d'eau. Les différents termes s'expriment sous la forme suivante au temps $n+1/2$:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{\frac{Q_{j+1}^{n+1} + Q_{j+1}^n}{2} - \frac{Q_{j-1}^{n+1} + Q_{j-1}^n}{2}}{2\Delta x}$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{h_j^{n+1} - h_j^n}{\Delta t}$$

Et b ne dépend que de x :

$$b = \frac{A_j + A_{j+1}}{2\Delta x}$$

Où A_j est la surface entre le point $j-1$ et j et A_{j+1} est la surface entre les points $j+1$ et j .

La seconde équation, qui régit la conservation de la quantité de mouvement, s'écrit sous la forme :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(Q^2/S)}{\partial x} + gS \frac{\partial h}{\partial x} = - \frac{gQ|Q|}{SM^2R^{\frac{4}{3}}}$$

Le centrage s'effectue sur les débits. Les différents termes s'expriment sous la forme suivante au temps $n+1/2$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q}{\partial t} &= \frac{Q_j^{n+1} - Q_j^n}{\Delta t} \\ \frac{\partial h}{\partial x} &= \frac{\frac{h_{j+1}^{n+1} + h_{j+1}^n}{2} - \frac{h_{j-1}^{n+1} + h_{j-1}^n}{2}}{2\Delta x} \\ \frac{\partial \frac{Q^2}{S}}{\partial x} &= \frac{\frac{Q_{j+1}^{2n+1/2}}{S_{j+1}} - \frac{Q_{j-1}^{2n+1/2}}{S_{j-1}}}{2\Delta x} \end{aligned}$$

Il est alors possible d'exprimer l'état du système au temps $n+1$ en fonction de l'état aux temps n et $n+1/2$. Les équations sont résolues de manière itérative afin de pouvoir estimer les termes au temps $n+1/2$. Deux itérations sont utilisées.

1.2.2.b Stabilité et convergence

Il est important de bien définir les pas temporels et spatiaux qui conditionnent l'approximation aux différences finies. Si ces incréments sont trop grands et mal choisis, ils peuvent conduire à des instabilités (Fread et Lewis, 1993). Si, au contraire, ils sont trop petits, le temps de calcul peut être beaucoup trop long. Le critère de courant C est utilisé pour définir le seuil au-dessus duquel des instabilités de calcul et des problèmes de convergence peuvent apparaître :

$$C = (V + \sqrt{gh}) * \frac{\partial t}{\partial x}$$

Le terme \sqrt{gh} correspond à la vitesse d'une petite perturbation en eau peu profonde. Le nombre de courant donne une idée du nombre de points de maillage le long desquels va se déplacer une onde de crue pendant un pas de temps. Le schéma de calcul utilisé dans MIKE 11 permet en général de traiter des cas avec des nombres de courant allant jusqu'à 10 ou 20 (DHI, 2007). En général, dans les modélisations conduites, des pas de temps de l'ordre de 1 à 5 minutes sont utilisés, ce qui se traduit par un nombre de courant usuellement compris entre 0,5 et 5 environ. Fread et Lewis (1993) proposent d'utiliser un pas de temps qui doit être inférieur au temps de montée de l'hydrogramme divisé par 20.

Les sections en travers introduites dans le modèle ne doivent être ni trop rapprochées (surtout lorsque les sections en travers diffèrent fortement), ni trop éloignées afin d'éviter toute instabilité (Saleh, 2010). Saleh (2010) indique que les sections en travers ne doivent pas être séparées de plus de 750 m dans le cas d'un large fleuve à la pente faible. Cela est surtout vrai lorsqu'il existe une différence significative entre les profils en travers de deux sections successives.

Dans le guide d'utilisation de MIKE 11 (DHI, 2007) il est précisé qu'une trentaine de points de calcul par longueur de vague doivent, au minimum, être utilisés. Cette longueur de vague L se calcule de la manière suivante :

$$L = T\sqrt{gh}$$

Où T est la durée d'un épisode de crue (s) et h la profondeur d'eau (m).

Si la durée de la crue est de 2 h, ce qui correspond à deux pas de temps de mesure des niveaux d'eau, et si la profondeur d'eau est de 5 m (représentative du Rhône), la longueur de vague obtenue est d'environ 50 km. Il est donc nécessaire de placer des points de calcul au moins tous les 1,5 km. Ce critère a été respecté dans les modélisations, la distance entre deux sections restant inférieure à 1 km.

L'un des facteurs les plus limitant pour l'utilisation d'un modèle d'écoulement basé sur l'équation de Barré-Saint-Venant est celui de la précision des données géométriques (Hicks, 1996). Le manque de données bathymétriques, ou la mauvaise qualité de celles-ci, peut entraîner des instabilités lors du calcul.

1.2.3 Problématique du couplage des écoulements surfaciques et souterrains

Les résultats des modèles d'écoulements surfaciques (hauteurs d'eau en rivière) sont utilisés en tant que conditions aux limites (hauteurs imposées) dans les modèles d'écoulements souterrains.

Le choix a été fait de ne pas coupler les deux modèles d'écoulements, souterrains et surfaciques. En effet, le débit du Rhône est important. Par conséquent, la part d'eau apportée localement par la nappe alluviale au fleuve est faible, en pourcentage du débit total. Le couplage ne joue donc pas un grand rôle dans la calibration du modèle d'écoulement surfacique, du moins pour le fleuve Rhône. En revanche, il n'en est pas forcément de même dans le cas du modèle d'écoulement souterrain. Cependant, l'erreur attendue sur la modélisation des écoulements de surface, est faible. Le couplage n'est donc pas forcément nécessaire.

1.3 Méthode géomatique de calcul des échanges nappe-rivière

Dans le cadre des travaux engagés depuis 2006 pour localiser, interpréter, et quantifier les échanges entre le fleuve Rhône et sa nappe alluviale, une méthode a été développée afin de pouvoir estimer le sens et l'intensité des débits échangés en se basant sur les cartes piézométriques existantes (projet « EauSout » entre la ZABR et l'agence de l'eau AERMC).

La méthode géomatique a déjà été décrite en détail (Graillot et al., 2008 ; Paran et al., 2008).

Le principe consiste à découper, à l'aide d'un logiciel de système d'information géographique (le logiciel ARCGIS est utilisé), les polygones (Annexe : Lexique) de berges des cours d'eau en segments. A chacun de ces segments les renseignements suivants sont attribués : longueur, orientation, hauteur d'eau en rivière et, enfin, profondeur du substratum.

Dans un deuxième temps, la carte piézométrique est transformée en TIN (Triangulated Irregular Network), à l'aide de la triangulation de Delaunay, puis en un ensemble de triangles qui contiennent, comme information, la pente et la direction de l'écoulement en nappe. Cette information sur la nappe phréatique est ensuite rattachée, par jointure spatiale, aux polygones de berge. La table attributaire des polygones de berge contient dès lors l'ensemble des renseignements nécessaires.

Le débit peut ensuite être calculé à l'aide d'une simple loi de Darcy et en prenant en compte l'orientation relative du flux de la nappe par rapport à la direction du cours d'eau (un flux de nappe parallèle au cours d'eau donne un débit d'échange nul).

Cette méthode, dite géomatique, présente l'avantage d'être facilement reproductible d'un site d'étude à un autre et d'être moins gourmande en données qu'un modèle numérique classique (et plus rapidement mise en œuvre). L'effet observateur est par ailleurs limité. Ce sont les raisons pour lesquelles cette méthode a été développée.

Son utilisation reste cependant limitée par plusieurs facteurs. Tout d'abord, les résultats dépendent essentiellement de la qualité des cartes piézométriques disponibles sur le secteur. Or, les cartes piézométriques sont entachées d'erreurs, surtout lorsque la densité des points de mesure est faible. Elles ne correspondent pas non plus nécessairement à une représentation du régime permanent. La valeur de la perméabilité considérée est arbitraire : elle ne repose pas sur une calibration, comme pour les modèles numériques. Enfin, la méthode géomatique ne permet pas de prédire l'évolution du système, ni de suivre la propagation d'une éventuelle pollution en nappe.

Il s'agit donc, dans le cadre du présent travail, d'utiliser cette méthode afin de mieux définir son domaine d'applicabilité, en vue d'une utilisation ultérieure à des fins opérationnelles.

1.4 Calibration des paramètres utilisés dans les modèles

La calibration des paramètres des modèles correspond à un problème inverse. Il s'agit de retrouver les paramètres du système à partir des variables mesurées.

Les paramètres d'entrée du système (emménagement, perméabilité,...) sont calibrés lors de la modélisation. Afin de calibrer le modèle, plusieurs choix doivent être effectués (Mehl et Hill, 2010) :

- Paramètres d'entrée du modèle que l'on considère;
- Méthode inverse employée ;
- Fonction objectif que l'on minimise ou maximise ;
- Méthode d'optimisation utilisée.

Lorsque plusieurs variables de natures différentes sont prises en compte (hauteur d'eau en un point et flux échangé par exemple), une difficulté supplémentaire se pose, du fait que celles-ci n'ont pas toutes la même importance lors de la phase de calibration (Hunt et al., 2006). Une solution consiste alors à attribuer des poids différents aux variables. Toutefois, le choix du poids à attribuer aux variables étant très délicat, un poids constant a été affecté à chaque variable dans le cadre de ce travail.

1.4.1 Problème inverse

Il existe différents types de méthodes pour résoudre les problèmes inverses (Franssen et al., 2009).

Les méthodes inverses directes :

Elles nécessitent la connaissance de la variable de sortie en tous points du modèle (la charge hydraulique par exemple). Cette variable peut éventuellement avoir été estimée à l'aide de fonctions d'interpolations à partir de sa connaissance en plusieurs points. Il s'agit ensuite de résoudre directement l'équation mise en jeu pour avoir accès aux variables du système (Ensellem et Marsilly, 1971). Cette méthode présente des problèmes de stabilité et sa mise en œuvre est rarement possible.

Les méthodes inverses indirectes :

Il existe plusieurs techniques au sein de ces méthodes inverses indirectes.

La technique des points pilotes consiste à (De Marsilly et al., 1984) :

- Générer un champ initial des différents paramètres du modèle, étant donné un modèle géo-statistique ;
- Définir une méthode d'interpolation afin d'obtenir la valeur des différents paramètres (conductivité hydraulique, emmagasinement,...) sur le domaine, à partir de la valeur aux points d'observation ;
- Optimiser la valeur des paramètres aux points d'observation de telle sorte que le champ interpolé minimise, ou maximise, la fonction objectif.

Afin d'éviter des instabilités dues à la sur-paramétrisation il est courant de ne démarrer qu'avec un seul point pilote et de n'en rajouter qu'au fur et à mesure, en fonction de leur capacité à réduire la fonction objectif (Alcolea et al., 2006).

Une deuxième méthode, plus simple et moins gourmande en temps de calcul, consiste à définir des zones sur lesquelles les paramètres sont supposés homogènes. Les paramètres sont alors estimés en minimisant (ou maximisant) la fonction objectif calculée à partir de l'ensemble des valeurs des variables, observées et modélisées, sur les différentes zones.

C'est cette dernière technique qui a été retenue dans le cadre de ce travail.

1.4.2 Fonction objectif

Afin de calibrer le modèle, il est nécessaire de disposer d'une fonction qui donne un indice de la qualité de la reconstruction du signal modélisé X_{sim} par rapport au signal observé X_{obs} .

Il existe plusieurs fonctions possibles, dites objectifs, qu'il est possible d'optimiser, c'est-à-dire soit de minimiser, soit de maximiser (Flipo, 2005 ; Franssen et al., 2009) :

Le biais :

$$Biais = 100. \frac{\frac{1}{N} \sum_{t=1}^{t=N} (X_{sim}(t) - X_{obs}(t))}{\bar{X}}$$

Il quantifie l'écart moyen entre le signal modélisé et le signal observé. Le biais doit être le plus faible possible (proche de 0).

Le critère de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970):

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{t=N} (X_{sim}(t) - X_{obs}(t))^2}{\sum_{t=1}^{t=N} (X_{obs}(t) - \bar{X}_{obs})^2}$$

Il mesure la part de la variance du signal qui est expliquée par le modèle. Ce critère est compris entre 0 et 1. Un critère de Nash proche de 1 indique une qualité de la simulation satisfaisante.

Le coefficient de corrélation :

$$\text{Corel} = \frac{1}{N} \frac{\sum_{t=1}^{t=N} (X_{\text{obs}}(t) - \bar{X}_{\text{obs}})(X_{\text{sim}}(t) - \bar{X}_{\text{sim}})}{\sigma_{X_{\text{obs}}} \sigma_{X_{\text{sim}}}}$$

Il mesure la corrélation entre les fluctuations du signal observé et du signal modélisé. La corrélation maximale est de 1. Le coefficient varie entre -1 et 1.

RMSE (“root mean square error”) :

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^{t=N} (X_{\text{sim}}(t) - X_{\text{obs}}(t))^2}{N}}$$

Il indique la dispersion des valeurs simulées autour des valeurs observées. Il doit être le plus faible possible. Cet indicateur peut être normalisé (NRMSE) :

$$\text{NRMSE} = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{t=1}^{t=N} (X_{\text{sim}}(t) - X_{\text{obs}}(t))^2}{N}}}{(\max(X_{\text{obs}}) - \min(X_{\text{obs}}))}$$

Une « bonne calibration » est obtenue lorsque le NRMSE est de l'ordre de 10 % ou inférieur à ce seuil.

Le critère de Nash est couramment utilisé en hydrologie. En revanche, en hydrogéologie, la calibration du modèle se base plutôt sur le RMSE qui est censé être la meilleure mesure de l'erreur (pour des signaux dont la distribution est normale). Les autres indicateurs sont malgré tout régulièrement calculés.

En général, il n'existe pas de valeurs pré-définies des fonctions objectives qu'il soit nécessaire d'atteindre afin que la modélisation puisse être considérée comme acceptable.

1.4.3 Optimisation

L'optimisation peut s'effectuer de différentes manières. Dans le cadre de la thèse, deux techniques ont été utilisées.

La première, qualitative, a consisté à optimiser les paramètres de manière manuelle : la minimisation (ou la maximisation) de la fonction objectif se fait à la main. Cette méthode d'optimisation est subjective mais elle présente l'avantage de permettre des tests d'hypothèses sur le fonctionnement de la zone. Il est également possible d'apprécier visuellement la sensibilité du modèle vis-à-vis des différents paramètres.

La deuxième technique mise en œuvre a consisté à utiliser un algorithme d'optimisation. Pour ce faire, le logiciel PEST a été utilisé (Doherty, 2001). Il utilise l'algorithme de Levenberg-Marquardt afin de minimiser (ou maximiser) la fonction objectif (Levenberg, 1944 ; Marquardt, 1963).

On suppose que le problème à résoudre s'écrit sous la forme suivante :

$$\text{Minimiser } f(x) = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n r_j^T(x) \cdot r_j(x) \quad \text{avec } r_j = \text{observé} - \text{prédit}$$

$$x_{j1}b_1 + x_{j2}b_2 \dots x_{jm}b_m = c_j \quad \text{et } r_j = c_j - X_j^T B_j$$

Les x_i sont les paramètres que l'on fait varier tandis que c est mesuré. Le but est de minimiser le carré de la différence entre n observations et n prédictions, c'est-à-dire en quelque sorte le RMSE.

Les dérivées de f peuvent être écrites à l'aide de la matrice Jacobienne :

$$J(x) = \frac{\partial r_j}{\partial x_i} \quad 1 \leq j \leq n, 1 \leq i \leq m$$

Dans le cas où chaque r_i est linéaire, le Jacobien est constant, d'où, par intégration:

$$f(x) = \frac{1}{2} \|Jx + r(0)\|^2 \quad \nabla f(x) = J^T(Jx + r) \quad \text{et } \nabla^2 f(x) = J^T J$$

Le minimum de f est donné par la résolution de : $\nabla f(x) = 0$ d'où est tiré $x_{\min} = -(J^T J)^{-1} J^T r$

A partir du moment où le nombre d'observations n est égal au nombre de paramètres m , le système a une solution.

Dans le cas général, on obtient :

$$\nabla f(x) = \sum_{i=1}^n r_j(x) \cdot \nabla r_j(x) = J^T(x)r(x) \quad \text{et} \quad \nabla^2 f(x) = J^T J + \sum_{i=1}^n r_j(x) \cdot \nabla^2 r_j(x)$$

La méthode du gradient est la méthode la plus simple pour obtenir le minimum de la fonction. Elle consiste à écrire à chaque itération:

$$x_{i+1} = x_i - \lambda \nabla f(x_i)$$

Le problème de cette méthode est, entre autres, que le pas de descente n'est pas adaptable : la convergence est lente lorsque le gradient est faible, car λ est constant. La courbure doit donc également être prise en compte lors de la descente.

En utilisant un développement de Taylor à l'ordre 2 du gradient de f et en considérant le gradient de f en \mathbf{x}_0 nul, on obtient la méthode itérative suivante, dite de Newton :

$$\mathbf{x}_{i+1} = \mathbf{x}_i - (\nabla^2 f)^{-1} \nabla f(\mathbf{x}_i)$$

Cette méthode permet une convergence plus rapide, mais le taux de convergence dépend fortement du point de départ choisi.

Afin de conjuguer les avantages de la méthode du gradient et de Newton, Levenberg (Levenberg, 1944) a proposé le schéma itératif suivant :

$$\mathbf{x}_{i+1} = \mathbf{x}_i - (\nabla^2 f + \lambda I)^{-1} \nabla f(\mathbf{x}_i)$$

Cependant lorsque λ est important, l'influence du Hessien $(\nabla^2 f)$ disparaît. Marquardt a donc proposé l'amélioration suivante, qui correspond à la méthode dite de Levenberg-Marquardt :

$$\mathbf{x}_{i+1} = \mathbf{x}_i - (\nabla^2 f + \lambda \text{diag}(\nabla^2 f))^{-1} \nabla f(\mathbf{x}_i)$$

La méthode de Levenberg Marquardt règle donc à chaque pas de temps la direction de descente et l'amplitude de cette dernière (Figure 84). L'algorithme est stoppé lorsqu'entre deux itérations $f(\mathbf{x})$ reste stable (à une tolérance près).

La sensibilité des résultats du modèle vis-à-vis des différents paramètres est calculée. La sensibilité composite du résultat vis-à-vis des différents paramètres est fournie par la magnitude normalisée des colonnes de la matrice Jacobienne. La sensibilité composite relative est obtenue en multipliant la sensibilité composite par la valeur du paramètre considéré.

La méthode de Levenberg-Marquardt est heuristique mais elle reste d'utilisation courante dans de nombreux domaines (Doherty, 2001), y compris en hydrogéologie (DHI, 2009).

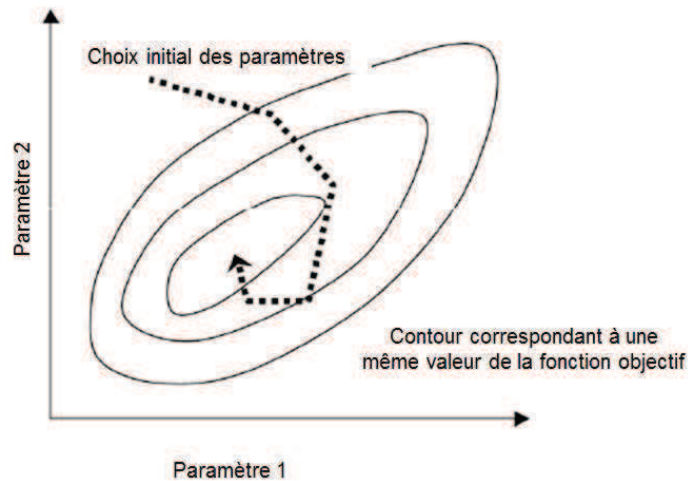


Figure 84: Principe de minimisation de la fonction objectif - Tirée de Doherty (2001), modifiée.

En fonction du choix initial des paramètres, l'algorithme d'optimisation peut converger vers des valeurs différentes, car les méthodes d'optimisation ne permettent de trouver que des optimums locaux. Il s'agit par conséquent de proposer plusieurs jeux initiaux de paramètres et d'observer quel est celui qui permet de reproduire au mieux ce qui est observé.

Le choix des paramètres à optimiser est réalisé lors d'analyses préalables du système à modéliser et en fonction des caractéristiques que l'on souhaite modéliser. La démarche d'optimisation conduite à l'aide de PEST permet de déterminer la sensibilité des résultats vis-à-vis des différents paramètres considérés. Il a été vérifié, à chaque fois, que la sensibilité du modèle par rapport aux différents paramètres ne diffère pas de plus d'un facteur 100. Lorsque tel n'est pas le cas, les paramètres peu sensibles doivent être considérés indépendamment. Leurs calibrations sont en effet sujettes à de fortes erreurs.

Non seulement l'optimisation ne conduit pas nécessairement à la solution correcte (seuls les paramètres pris en compte sont optimisés), mais différents jeux de paramètres peuvent conduire au même résultat.

Un essai de calibration à partir de FEFLOW et de PEST, conduit sur trois paramètres (conductivité hydraulique, transmissivité et taux de transfert) a ainsi montré l'absence d'unicité de la solution (DHI, 2009). Ce problème d'équifinalité n'est pas le fait uniquement du modèle souterrain mais également du modèle surfacique (Pappenberger et al., 2005).

Il peut donc être plus important de s'assurer de la plausibilité des valeurs choisies pour les paramètres du modèle que d'obtenir la plus petite différence possible entre l'observation et la modélisation (Hill, 1998). Une « trop bonne » calibration n'est pas forcément souhaitable.

Le jugement du modélisateur reste donc un facteur important pour le calage du modèle (Konikow et Reilly, 1998), même lorsque celui-ci s'effectue à l'aide d'une procédure de calibration automatisée. Le modélisateur doit notamment choisir les paramètres qu'il considère variables, leurs bornes de variations et les zones sur lesquelles ces paramètres varient, puis les points de mesure qui servent à la calibration.

Les paramètres choisis, et les zones sur lesquelles ceux-ci sont considérés comme étant stables, ne doivent pas être trop nombreux. En effet, le temps nécessaire à la calibration augmente alors fortement. La mémoire de

l'ordinateur peut être saturée. Enfin, la probabilité de ne converger que vers un optimum local plutôt que global augmente.

Le modélisateur peut aussi intervenir sur différents aspects lors de l'optimisation à l'aide de la méthode de Levenberg-Marquardt : valeur du λ initial, nombre d'itérations, taux de variation maximum des différents paramètres,...

Quelle que soit la méthode utilisée pour caler le modèle – qualitative ou utilisant l'algorithme de Levenberg-Marquardt – les fonctions objectifs définies précédemment ont été calculées, partiellement, ou en totalité.

1.4.4 Incertitudes, source d'erreur et sensibilité

L'étude de l'incertitude liée à la modélisation n'est pas une pratique courante en modélisation (Pappenberger et Beven, 2006).

Il existe différentes sources d'erreurs lors de la modélisation (Romanowicz et MacDonald, 2005 ; Ratto et al., 2007) :

- Les erreurs conceptuelles (oublis de processus influents, mauvaises équations utilisées,...) ;
- Les erreurs numériques (problèmes de convergence, troncatures,...) ;
- Les incertitudes sur les propriétés du système, c'est-à-dire les paramètres d'entrée (mauvaise géométrie prise en compte ou conditions aux limites de l'aquifère fausses,...) ;
- Les erreurs de mesure des variables de sortie, dont on se sert pour la calibration (niveaux de nappe par exemple).

En ce qui concerne les erreurs conceptuelles, et dans le cas du modèle d'écoulement surfacique, le calcul du nombre de Froude permet de vérifier que l'écoulement reste lent et n'est pas torrentiel et, donc, que l'on reste dans le domaine de validité des équations de Barré-St-Venant. Le nombre de Froude F est égal à (DHI, 2007) :

$$F = \frac{v}{\sqrt{gh}}$$

Où v est la vitesse de l'écoulement (m.s^{-1}), g l'accélération de la pesanteur (m.s^{-2}) et h la hauteur d'eau (m). Il s'agit de vérifier que le nombre de Froude reste inférieur à 1.

Dans le cas du modèle d'écoulement souterrain, la mesure de pressions négatives peut indiquer qu'il est nécessaire de considérer les équations d'écoulements en milieu non-saturé.

Un facteur délicat à traiter, au sein des erreurs numériques, est celui de la finesse du maillage. Idéalement, deux modèles similaires doivent être calés avec deux maillages différents. Dans les faits, cela n'est pas toujours réalisé, car il faut alors modifier toutes les conditions aux limites. La convergence du modèle pose surtout problème pour les modélisations en zones non-saturées.

Un des critères de pertinence du modèle est celui du bilan de masse. Celui-ci, en situation de régime permanent, doit s'équilibrer. Konikow et Reilly (1998) précisent que l'erreur ne devrait pas dépasser 0,1 %. Ce critère a été vérifié pour chaque simulation.

Les incertitudes sur les propriétés du système sont réduites lors de la phase de calibration. Elles ne peuvent néanmoins être totalement supprimées. Ainsi, toutes les géométries possibles du système ne peuvent être parfaitement identifiées ni prises en compte.

L'incertitude sur les mesures des variables de sortie des modèles peut être estimée partiellement. C'est aussi la raison pour laquelle les chroniques piézométriques disponibles ont été vérifiées et partiellement reconstituées dans la partie précédente de ce mémoire.

Une solution pour réduire l'incertitude associée à la modélisation consiste à faire tourner de nombreux modèles différents afin d'associer aux principaux résultats, des modèles, des densités de probabilité (Romanowicz et MacDonald, 2005). Mais ces méthodes stochastiques sont gourmandes en temps de calcul. Elles n'ont donc pas été employées dans le cadre de ce travail.

Afin de caractériser la fiabilité du modèle, une des solutions consiste également à comparer les résultats prévisionnels du modèle déjà calibré et les observations sur une même période. Cependant les extrapolations à long terme ne sont généralement pas très précises car le modèle est souvent calé sur des périodes de temps trop limitées, ce qui a pour conséquence de masquer certaines cyclicités de phénomène ou certains événements exceptionnels (Anderson et Woessner, 1992).

Cette démarche de comparaison a été conduite sur la majeure partie des modélisations, en plus de la phase de calage (à l'exception notable des modélisations en régime non-saturé, pour une raison de temps de calcul).

1.5 Génération d'un champ de perméabilité hétérogène

Ahmed (2009) et Freeze (1975) montrent que la conductivité hydraulique d'un milieu aquifère est généralement modélisée par une loi de distribution log normale. C'est-à-dire que l'on considère que le logarithme de la conductivité suit une loi de distribution normale.

Trois paramètres sont nécessaires pour caractériser l'hétérogénéité d'un milieu : la moyenne μ , l'écart type σ et la distance moyenne de fluctuation λ (Vanmarcke, 1983). λ_a est la distance moyenne de fluctuation selon la direction de l'espace a .

Gehlar (1986) utilise les paramètres suivants, pour le logarithme de la perméabilité, pour un sable fluviatile :

$$\sigma = 0,9 ; \lambda_x > 3 ; \lambda_{y/z} = 0,1$$

La distance de corrélation λ choisie peut néanmoins être bien supérieure selon l'échelle choisie. Srivastava et al. (2006) considèrent une distance de 500 m. La distance de corrélation horizontale est souvent considérée comme supérieure à la distance de corrélation verticale. Pour un sol, la distance de corrélation spatiale est, en général, 5 à 50 fois plus importante dans la direction horizontale que dans la direction verticale (Badaoui, 2008), avec une distance de corrélation verticale qui dépasse rarement les 10 m.

Il est toutefois délicat d'estimer cette distance de corrélation à partir des données de terrain. En revanche, la variance et la moyenne des perméabilités peuvent être estimées plus aisément.

Sur 38 points de la zone d'étude où la conductivité hydraulique a été estimée par essais de pompage, la conductivité hydraulique moyenne a pu être estimée ($5 \cdot 10^{-3}$ m/s), ainsi que l'écart type. Les paramètres utilisés, dans le cadre de l'étude, pour la distribution du logarithme de la conductivité en ont été déduits (à l'exclusion de la distance de corrélation qui est définie arbitrairement). Ces paramètres sont les suivants :

$$\sigma = 1,2 ; \lambda = 10 ; \mu = -2,9$$

Différentes techniques existent afin de générer un champ aléatoire de moyenne, variance et distance de corrélation voulue (Cho et al., 2012), comme la méthode des bandes tournantes (Journel et Huijbregts, 1981) ou la transformée de Fourier rapide (Borgman et al., 1984). La méthode choisie pour générer un champ aléatoire de perméabilité se base sur la méthode proposée par Davis (1987). Elle utilise une décomposition triangulaire de la matrice de covariance. Le programme qui a été utilisé sous MATLAB est proposé par Constantine et Wang (2011).

La conductivité hydraulique est définie par une loi de distribution lognormale de moyenne μ_k et d'écart type σ_k . Ces paramètres sont estimés à partir des données de terrain. La moyenne et l'écart type de la distribution normale de $\ln(k)$ sont alors définis par :

$$\sigma_{\ln(k)} = \sqrt{\ln\left(1 + \left(\frac{\sigma_k}{\mu_k}\right)^2\right)} \quad \text{et} \quad \mu_{\ln(k)} = \ln(\mu_k) - 0,5 \cdot \sigma_{\ln(k)}^2$$

Une fonction d'autocorrélation exponentielle est utilisée par défaut lors de la génération du champ aléatoire. Une fois ce champ généré, et afin de revenir à une distribution lognormale, une transformation exponentielle du champ Gaussien est ensuite effectuée.

Dans le cas d'une distribution lognormale, à la fois la moyenne et la variance sont réduites par une moyenne locale. Dans le cas d'une distribution normale, seule la variance est réduite par la moyenne. Un facteur de réduction de la variance peut être calculé. La moyenne se contrôle à l'aide de la distance de corrélation spatiale.

1.6 Bilan – schéma organisationnel de la démarche employée pour la modélisation numérique des échanges nappe – rivière

La procédure adoptée peut être divisée en trois étapes (Figure 85).

Dans un premier temps, l'évolution spatio-temporelle des niveaux d'eau dans les principales rivières (Rhône et lône de la Platière) est modélisée. L'équation de Barré-Saint-Venant est résolue à l'aide d'un schéma de calcul aux différences finies. Les niveaux calculés sont, par la suite, utilisés comme conditions aux limites dans les modèles d'écoulement souterrain.

Dans un second temps, différents modèles d'écoulements souterrains sont mis en œuvre. Ces modèles résolvent l'équation de Richards, en milieu non-saturé, et l'équation de la diffusivité, en milieu saturé, à l'aide d'un schéma de calcul aux différences finies. Des modèles locaux permettent d'étudier les questions soulevées dans la partie précédente (degré de colmatage du fond des cours d'eau, possibilités de sous-écoulement,...). Un modèle plus complet de la zone est, par la suite, établi en reprenant les caractéristiques de l'hydrosystème estimées à l'aide des modèles locaux. Il permet notamment d'estimer les flux échangés à l'interface nappe-rivière. La calibration des paramètres utilisés dans les modèles est assurée au moyen d'indicateurs de performance (fonctions objectifs). Dans certains cas, la phase de calibration du modèle est automatisée avec l'algorithme de Levenberg-Marquardt.

Dans un troisième temps, des modélisations plus théoriques sur les interactions nappe-rivière sont menées. Le but est de mieux comprendre le rôle joué par différents paramètres de l'hydrosystème (perméabilité, fréquence des oscillations,...) sur les variables qui caractérisent l'interaction nappe-rivière (flux échangés, distance de propagation en nappe des particules fluides,...). Les méthodes d'analyses corrélatoires et spectrales, préalablement utilisées, sont ensuite appliquées aux niveaux piézométriques calculés lors de ces mêmes modélisations, l'objectif étant de parvenir à expliquer certains phénomènes observés lors de l'analyse des signaux réels. Enfin, une comparaison entre les résultats obtenus à l'aide de modélisations numériques et ceux fournis par une analyse géomatique des cartes piézométriques est conduite. Il s'agit avant tout de définir les limites de l'approche géomatique.

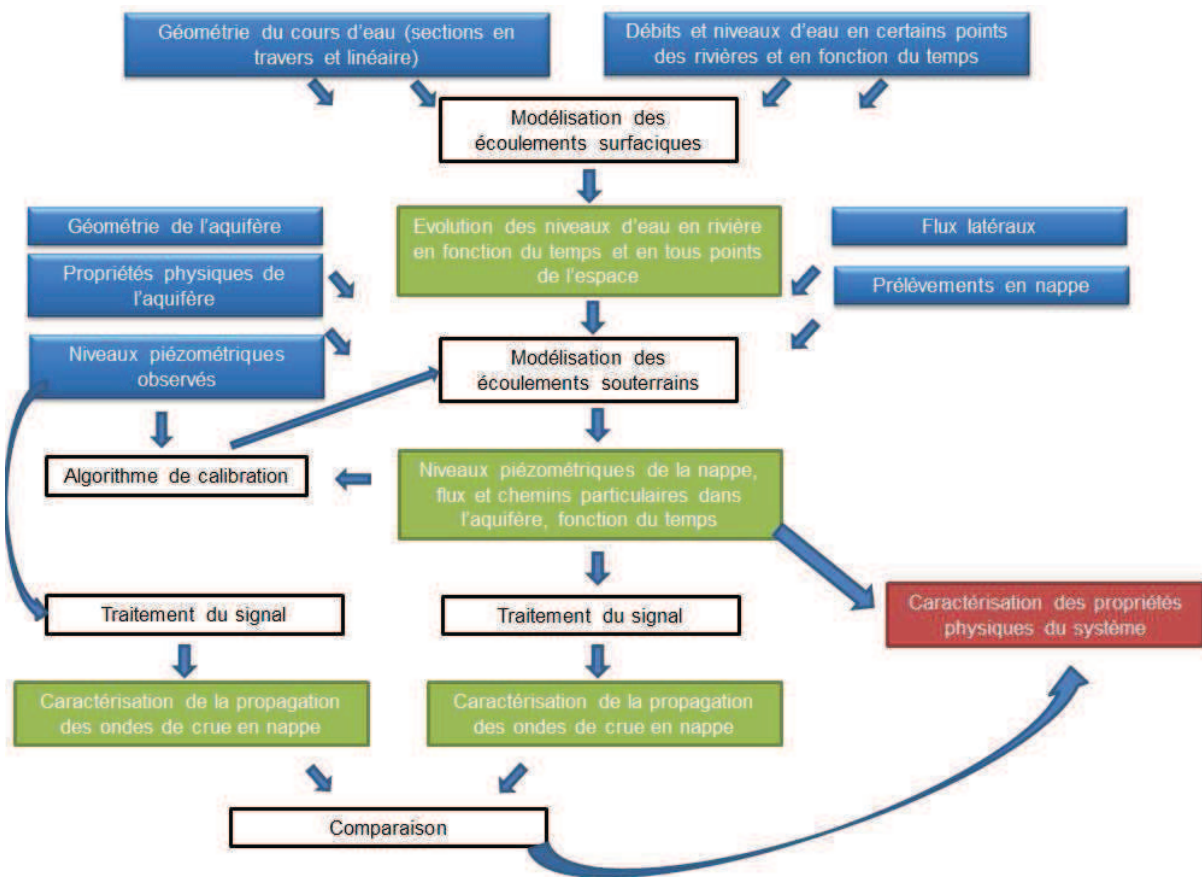


Figure 85: Schéma représentant les grandes étapes de la modélisation numérique - Les cadres bleus correspondent aux données, les cadres noirs correspondent aux traitements, les cadres verts représentent les résultats intermédiaires et les cadres rouges sont les résultats à valeurs opérationnelles.

2 Résultats – modélisations du comportement de l'hydrosystème

2.1 Modélisations des écoulements surfaciques

Les écoulements des eaux de surface sont modélisés, afin de représenter en chaque point du Rhône les variations de niveau de la ligne d'eau au cours du temps. Trois modèles sont établis : un pour le Rhône à l'amont du barrage de Saint-Pierre-de-Bœuf, un pour le Vieux-Rhône et un pour le Rhône à l'aval du barrage de Péage-de-Roussillon et du seuil de Peyraud (Figure 3). Une reconstitution simplifiée des lignes d'eau est employée dans le cas de la lône de la Platière. Les résultats de ces modèles sont utilisés par la suite en tant que conditions aux limites dans le modèle d'écoulement souterrain.

L'inondabilité de la plaine alluviale n'a été prise en compte dans aucune simulation (les coefficients de rugosité ont donc été considérés indépendants du débit et constants). Les profils en travers disponibles ne concernent en effet que le lit mineur. Mais, tant que le débit total du Rhône n'est pas trop important ($<2500 \text{ m}^3/\text{s}$), l'erreur commise demeure faible.

En revanche, au-delà de ce débit seuil, une partie de l'eau du Vieux-Rhône alimente la lône de la Platière. Mais ce débit ne représente qu'une faible partie de celui du Vieux-Rhône et l'eau se rejette dans le Vieux-Rhône avant le seuil de Peyraud. En outre, aucune ligne d'eau du Rhône ne semble avoir été mesurée lors des très fortes crues et la connaissance de l'évolution de la surface d'inondation, en fonction du débit du Vieux-Rhône, reste parcellaire, ce qui rend délicat le calage d'un modèle qui prendrait en compte le lit majeur. C'est pourquoi, un modèle en 1D du lit mineur a été jugé suffisant pour le Vieux-Rhône et donc, à fortiori, pour les autres parties du fleuve (Rhône amont et Rhône aval).

L'étude des variations de la ligne d'eau du Rhône est présentée pour l'année 2006. Il s'agit en effet d'une année qui comporte de nombreuses crues du Rhône, et dont, une, est relativement importante (supérieur à 7 m d'amplitude à l'aval du barrage de Saint-Pierre de Bœuf).

Les profils en travers établis par la CNR sont utilisés et mis à disposition par l'IGN. Seuls quelques profils en travers ne sont pas pris en compte, ceci afin de conserver une distance similaire entre chaque profil en travers (entre 400 et 600 m en général) à des fins de stabilité du modèle, comme il a été expliqué précédemment.

2.1.1 Vieux-Rhône (amont du seuil de Peyraud)

2.1.1.a Description du modèle

Le modèle comprend le Vieux-Rhône, du barrage de Saint-Pierre de Bœuf jusqu'au seuil de Peyraud. Les données « d'entrée » du modèle sont, en aval, le niveau d'eau du Vieux-Rhône et, en amont, le débit de ce dernier. Comme le débit n'est pas mesuré directement, il a été estimé à l'aide d'une courbe de tarage, connaissant les valeurs de débits associées à différents niveaux d'eau. Une relation polynomiale est postulée entre le débit et le niveau d'eau (Annexe : Figure 156). Un biais est introduit, lors des calculs des hauts débits, car aucune mesure de hauteur d'eau n'est alors disponible. Néanmoins, l'erreur introduite est supposée être limitée (à des fins de vérification, une autre modélisation a utilisé le débit du Rhône à Ternay auquel était retranché $1600 \text{ m}^3/\text{s}$).

Un débit constant d'apport de la lône au fleuve ($1 \text{ m}^3/\text{s}$) a été pris en compte. D'autre part, il a été considéré que tout le débit amont du Rhône provient du barrage, ce qui n'est pas tout à fait exact. Une partie du débit rejoint le fleuve légèrement plus à l'aval, en provenance du contre-canal amont et du parcours d'eau vive aménagé.

Au total, 20 profils en travers sont conservés pour la simulation.

2.1.1.b Résultats – modélisation des écoulements du Vieux-Rhône

Le modèle est calibré en comparant le niveau d'eau observé à l'aval du barrage de Saint-Pierre de Bœuf avec le niveau modélisé. Un coefficient de Manning compris entre 20 et 30 permet de maximiser le critère de Nash sur l'ensemble de la période (Nash voisin de 0,8). Cependant, le niveau du Rhône en période de basses-eaux est alors sous-estimé (Figure 86).

Cette sous-estimation provient vraisemblablement d'un manque de données bathymétriques sur le Rhône, particulièrement au niveau du radier de Limony. A ce niveau, la ligne d'eau du Rhône baisse d'une cinquantaine de centimètres (en période de débit réservé), ce qui correspond à peu près à la différence observée entre la modélisation et les observations. Mais il n'est pas possible de reproduire l'effet de ce seuil, à cause du manque d'informations sur ce dernier (Annexe : Figure 157).

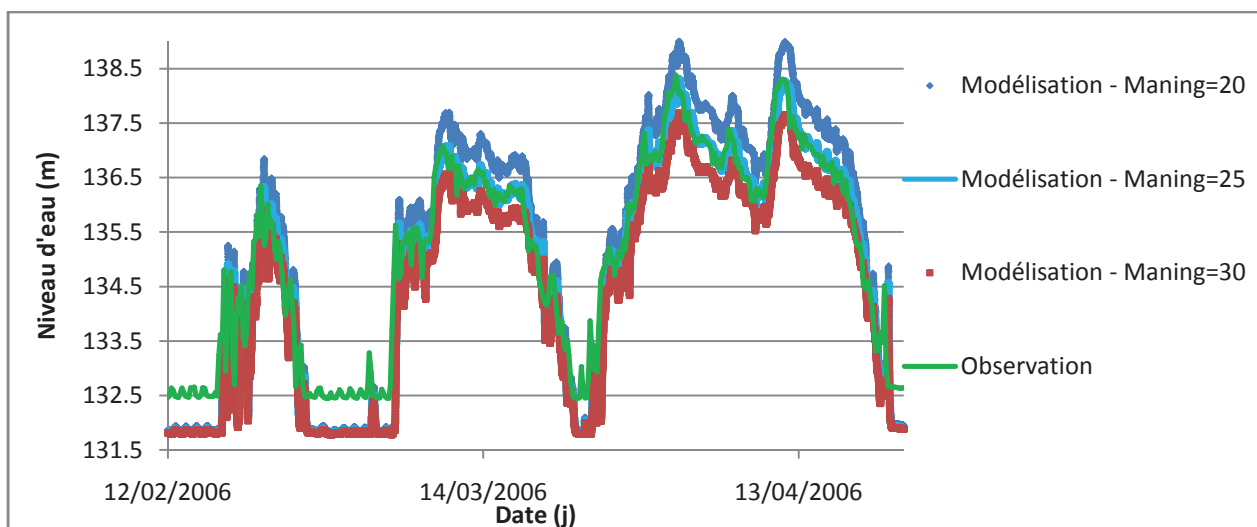


Figure 86: Niveau d'eau observé et niveaux d'eau modélisé, à l'aval du barrage de Saint-Pierre de Bœuf - On note la bonne correspondance en période de crue et la mauvaise correspondance en période de basses-eaux.

Par conséquent, la calibration a été réalisée uniquement sur les périodes de crue (débit supérieur à $30 \text{ m}^3/\text{s}$). Sur ces périodes, un critère de Manning optimum de 25 a été déterminé, correspondant à un critère de Nash de 0,93 (ce qui est excellent d'après Ladson (2008)). Cette valeur du coefficient de Manning correspond aux valeurs usuelles relevées pour les grosses rivières du type du Rhône (Cunge et al., 1980).

Une vérification de la qualité des résultats du modèle a également été réalisée en comparant les lignes d'eau modélisées aux lignes d'eau observées.

Un biais est introduit, du fait que la mesure des lignes d'eau par la CNR n'a pas été effectuée pendant la période sur laquelle le modèle a été calibré. D'autre part, l'abscisse curviligne du modèle ne correspond pas exactement à celle utilisée par la CNR (car chaque section en travers est reliée par une droite).

Néanmoins, sur la partie du cours d'eau qui se situe à l'amont du radier de Limony, la reconstitution paraît globalement bonne en période de hautes-eaux. En revanche, il existe un décalage en basses-eaux (seuil visible entre les kilomètres 2 et 3 : Figure 87). En conséquence, le niveau d'eau calculé à l'amont du radier est considéré comme bon dès lors qu'il dépasse 132,5 m. Lorsque le niveau d'eau calculé est inférieur à cette valeur seuil, la ligne d'eau réelle, correspondant aux débits réservés, a été prise en compte.

Le modèle donne des résultats corrects à l'aval du radier quel que soit le niveau d'eau observé (Figure 87).

En ce qui concerne les deux derniers kilomètres à l'amont du seuil de Peyraud, et à l'aval de la station de mesure (elle ne se situe pas exactement au niveau du seuil), le niveau d'eau a été calculé pour tous les pas de temps par interpolation linéaire, à partir des niveaux d'eau modélisés sur les 2 km situés à l'amont.

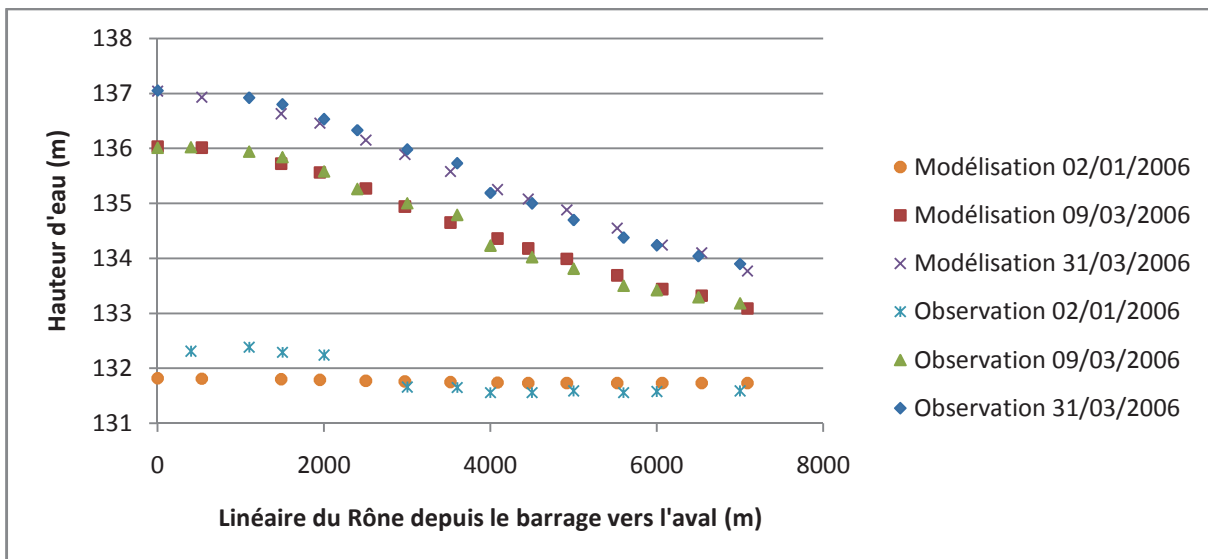


Figure 87: Lignes d'eau du Vieux-Rhône modélisées et observées pour différents débits - On note la bonne correspondance.

En conclusion, la reconstitution de la ligne d'eau paraît satisfaisante en période de crue. Un décalage apparaît cependant en basses-eaux à l'amont du radier de Limony. Ce décalage peut néanmoins être corrigé partiellement. En période de forte crue (débit total du Rhône supérieur à 2500 m³/s) l'erreur commise par le modèle semble rester faible, malgré l'absence de prise en compte de l'alimentation de la lône de la Platière par le Rhône (Figure 87).

2.1.2 Rhône amont

2.1.2.a Description du modèle

A l'amont immédiat du barrage de Saint-Pierre de Bœuf, le niveau du Rhône ne fluctue pas beaucoup, d'après les mesures effectuées par la CNR. Le niveau d'eau à l'extrémité aval est donc considéré comme constant dans le modèle. Un léger biais est de fait introduit, car il existe une légère fluctuation de la ligne d'eau (mais celle-ci n'excède pas 50 cm).

A l'amont (Nord du port des Roches de Condrieu) une condition de débit imposé a été fixée. Le débit imposé correspond au débit du Rhône à Ternay. Le biais introduit par cette approximation reste limité, car les débits apportés par les affluents du Rhône entre Ternay et les Roches-de-Condrieu sont faibles comparativement au débit total du Rhône.

21 profils en travers sont pris en compte.

2.1.2.b Résultats : modélisation des écoulements du Rhône amont

Aucun point de suivi de niveau n'est installé sur la partie du Rhône modélisé. Nous ne disposons pas non plus de mesures des lignes d'eau.

Le modèle a donc été validé uniquement qualitativement, par comparaison avec les résultats obtenus lors d'une modélisation préalable réalisée par la CNR (CNR, 1999). La comparaison reste cependant difficile, car le niveau d'eau du Rhône dans cette étude n'a été représenté que lors de crues majeures.

Un coefficient de rugosité de Manning de 25, permet de représenter la faible amplitude connue des variations du Rhône sur la partie étudiée (Annexe : Figure 159). En 2006 ces fluctuations atteignent au maximum 1 m à l'amont des Roches-de-Condrieu.

2.1.3 Rhône aval

2.1.3.a Description du modèle

Aux extrémités amont du modèle les débits ont été imposés. Le débit à l'aval du seuil de Peyraud est considéré égal au débit éclusé au barrage de Saint-Pierre de Bœuf, augmenté de l'apport de la lône. Le débit à l'aval du barrage de Péage-de-Roussillon peut être déduit par soustraction du débit passant à la station de Ternay avec le débit éclusé par le barrage de Saint-Pierre de Bœuf. Une approximation est réalisée, du fait que les données de débit à Ternay sont journalières tandis que les autres données sont disponibles au pas de temps de 4h.

La définition de la condition limite à l'aval du modèle est plus problématique. L'utilisation d'une courbe de tarage établie à partir des quelques lignes d'eau connues ne permet pas une modélisation correcte du problème. Le choix a donc été fait de fixer la limite aval du modèle à l'amont du barrage de Saint-Vallier, car le niveau d'eau reste à peu près constant à cet endroit.

41 profils en travers de la CNR sont conservés.

2.1.3.b Résultats : modélisation des écoulements du Rhône aval

Nous ne disposons d'aucun point de suivi du niveau du Rhône pour valider le modèle. Seules les lignes d'eau, établies pour différents débits du Rhône, peuvent être utilisées à ces fins.

Une bonne correspondance entre l'observation et la modélisation peut être observée en période de crue, toujours pour un coefficient de rugosité de Manning de 25 (Figure 88). L'erreur est relativement faible, sauf au voisinage immédiat du seuil de Peyraud où la pente est forte et où l'approximation des équations de Saint-Venant n'est probablement pas vérifiée.

En période de basses-eaux, la modélisation semble moins bonne. Toutefois les lignes d'eau observées lorsque le débit du Vieux-Rhône est égal au débit réservé dépendent du débit qui transite par le barrage de Péage-de-Roussillon. Il n'y a donc pas d'unicité de la ligne d'eau pour une valeur de débit du Vieux-Rhône faible. C'est pourquoi, la modélisation s'écarte de l'observation. Des mesures complémentaires indiquent que le niveau d'eau modélisé peut effectivement être égal au niveau d'eau observé pour un débit du Vieux-Rhône faible.

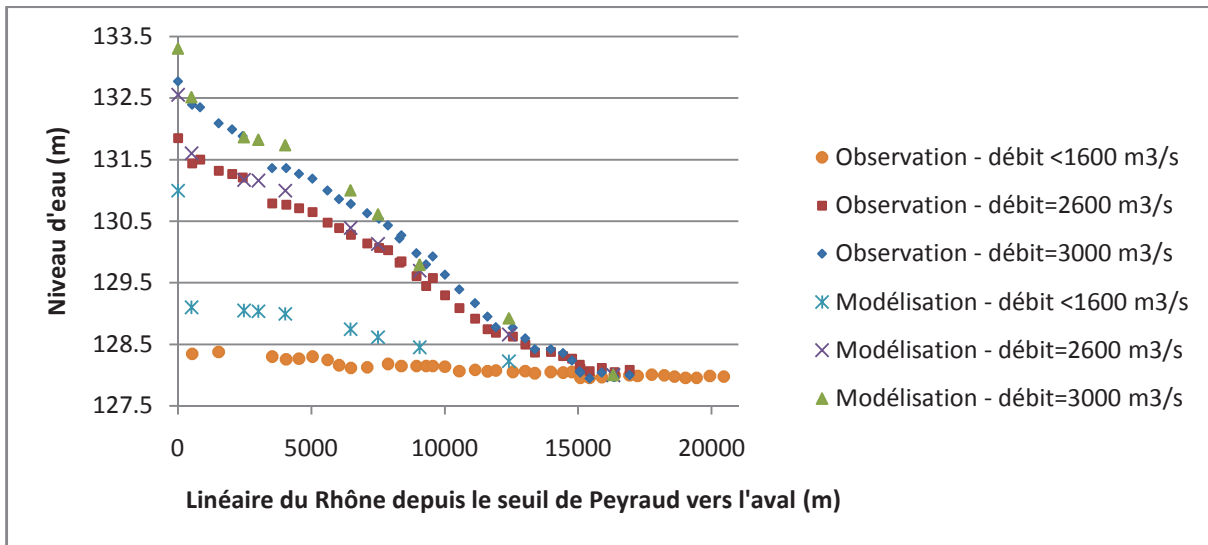


Figure 88: Lignes d'eau observées et modélisées pour différents débit (globaux) du Rhône – Vieux-Rhône à l'aval du seuil de Peyraud et Rhône aval – On note la bonne correspondance en période de crue.

2.1.4 Lône de la Platière et contre-canaux

Le fonctionnement de la lône de la Platière est délicat à modéliser : aucun profil en travers n'est disponible sur cette lône et la relation qui relie le débit du Vieux-Rhône à l'infiltration d'eau dans la partie amont de la lône de la Platière reste mal connue.

Aussi, le niveau d'eau de la lône, le long de son parcours, a simplement été estimé par interpolation linéaire (et extrapolation) à partir des quelques lignes d'eau qui ont été mesurées pour certains débits du Vieux-Rhône (Figure 89 ; Annexe : Figure 158).

Le niveau d'eau en chaque point peut être estimé à partir du débit du Vieux-Rhône. Pour des débits du Vieux-Rhône inférieurs à $960 \text{ m}^3/\text{s}$, la ligne d'eau de la partie amont de la lône ne dépend pas beaucoup du débit du Vieux-Rhône. En revanche, le niveau d'eau de la partie aval de la lône augmente avec le débit du Vieux-Rhône.

La variabilité saisonnière connue de la ligne d'eau de la lône de la Platière n'a pas pu être reconstituée, par manque d'information sur les mécanismes mis en jeu.

Le niveau d'eau au sein des contre-canaux a été reconstitué à partir de la connaissance des fluctuations de la ligne d'eau de la partie amont de la lône de la Platière. Le niveau d'eau demeure constant dans le temps, sauf pour certains pics de crue du Rhône, lorsque le niveau d'eau à l'amont de la lône de la Platière dépasse le niveau

d'eau moyen du contre-canal au point considéré (mesuré lors de campagnes GPS). Dans ce cas, le niveau d'eau à l'amont de la lône de la Platière sert de référence pour modéliser le niveau d'eau dans le contre-canal. Le niveau d'eau dans le contre-canal aura donc tendance à être légèrement sous-estimé.

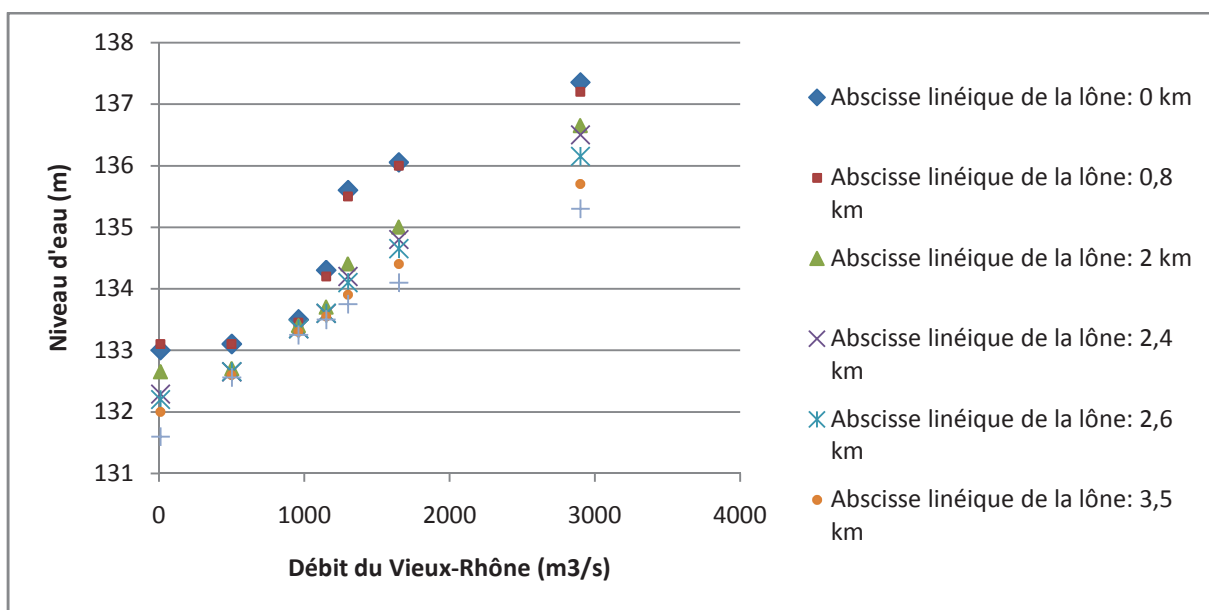


Figure 89: Niveau d'eau le long de la lône pour différents débits du Vieux-Rhône – On remarque la relation non-linéaire entre le débit du Rhône et le niveau d'eau de la lône.

2.1.5 Bilan

Sur la partie amont du fleuve Rhône, seules quelques fluctuations de la ligne d'eau peuvent être observées (Annexe : Figure 159). Elles correspondent aux plus fortes crues. L'amplitude reste faible : inférieure à 1 m à l'amont, en général. A l'aval du fleuve, la variabilité est très importante mais l'amplitude maximale des fluctuations reste d'ordinaire limitée à 4 m. Sur le Vieux-Rhône amont le comportement est intermédiaire. L'amplitude des fluctuations est importante. Elle peut dépasser 6 m pour une crue de fréquence de retour annuelle. Mais, mis à part les épisodes de crue, la ligne d'eau reste quasiment constante dans le temps : la variabilité du niveau d'eau est moindre que pour le Rhône aval, car le débit est souvent égal au débit réservé.

Les modélisations de l'évolution spatio-temporelle des niveaux d'eau de surface, qui ont été conduites, donnent des résultats corrects. Les critères de Nash sont élevés. Les pas de temps ont été homogénéisés à 4h afin de pouvoir intégrer plus facilement les résultats des modèles surfaciques dans les modèles souterrains.

2.2 Modélisation de phénomènes observés dans l'hydrosystème

Deux méthodes sont employées afin de modéliser l'interaction nappe-rivière : la méthode géomatique et une modélisation numérique déterministe à base physique du système.

2.2.1 Méthode géomatique – étude des échanges nappe-rivière en régime permanent

La méthode géomatique peut être appliquée sur le secteur d'étude, au sein de la partie centrale. En effet, la carte piézométrique est considérée suffisamment précise sur cette partie (Figure 90). Une perméabilité de la nappe homogène de 5.10^{-3} m/s est utilisée (ce qui correspond à la perméabilité moyenne de l'aquifère estimés lors des essais de pompage). La carte piézométrique de référence est utilisée et le niveau de basses-eaux du Vieux-Rhône est pris en compte. La méthode géomatique permet une estimation des flux échangés en régime permanent, à partir des cartes piézométriques. Elle s'affranchit de la connaissance de la perméabilité des sédiments des cours d'eau.

Sur certaines zones, des apports importants de la nappe aux cours d'eau sont détectés.

Le débit d'apport de la nappe à la rivière, calculé en utilisant la méthode géomatique sur la plaine de Bièvre-Valloire, est de l'ordre de $5 \text{ m}^3/\text{s}$. Ce débit est voisin de celui calculé à l'aide de modélisations déterministes et de bilans des flux entrants et sortants (entre 2 et $8 \text{ m}^3/\text{s}$).

D'autres zones des cours d'eau, avec de forts apports phréatiques, sont détectées (zone en bleu foncé :Figure 90) :

- La partie située immédiatement à l'aval du seuil de Peyraud ;
- La rive gauche du Vieux-Rhône à l'aval immédiat du barrage de Saint-Pierre de Bœuf ;
- La partie amont de la plaine de Limony ;
- Le contre-canal en rive gauche du canal de dérivation et à l'aval immédiat de la centrale nucléaire de Saint-Alban.

Sur d'autres secteurs, les cours d'eau alimentent, au contraire, la nappe :

- Le secteur du Vieux-Rhône situé à l'amont immédiat du seuil de Peyraud ;
- Le secteur situé en rive droite et surtout en rive gauche du Vieux-Rhône, à l'aplomb du méandre de Limony ;
- Le contre-canal situé en rive droite du canal de dérivation, sur toute sa longueur ;
- Le contre-canal, en rive gauche du canal de dérivation, et au voisinage du champ captant du SIGEARPE et d'OSIRIS Nord.

L'estimation du débit échangé à partir du contre-canal, situé en rive droite du canal de dérivation, est toutefois sujette à forte caution. En effet, le contre-canal est très probablement déconnecté (du moins partiellement) de la nappe.

Les débits maximums échangés calculés entre la nappe et les cours d'eau (hors canal de dérivation) sont de l'ordre de $0,5 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$.

Le long du contre-canal, situé en rive gauche du canal de dérivation, le débit moyen apporté par la nappe serait d'environ $0,7 \text{ m}^3/\text{s}$. Ce débit reste compatible avec le débit du contre-canal qui est généralement de l'ordre de $1 \text{ m}^3/\text{s}$.

Le débit de perte du contre-canal situé en rive droite du canal de dérivation semble élevé. Il alimenterait la nappe à hauteur de $0,8 \text{ m}^3/\text{s}$. Toutefois, ce contre-canal sert d'intermédiaire entre le canal de dérivation (qui l'alimente) et la nappe (qu'il alimente). Une partie importante de l'eau contenue dans ce canal provient donc du canal de dérivation.

Dans le cas du Vieux-Rhône, le débit moyen échangé (dans les deux sens) est de $0,4 \text{ m}^3/\text{s}$ en rive droite et $0,8 \text{ m}^3/\text{s}$ en rive gauche. C'est-à-dire que le débit total échangé représente environ $1,2 \text{ m}^3/\text{s}$, soit environ 12 % du débit réservé minimum du fleuve. Le Vieux-Rhône lui-même est alimenté à hauteur de $0,8 \text{ m}^3/\text{s}$ tandis qu'il contribue à la recharge de la nappe à hauteur de $0,4 \text{ m}^3/\text{s}$.

On retrouve également l'ordre de grandeur, estimé préalablement, de l'apport du bassin versant de la rivière de Limony au Rhône - environ $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$ - ce qui tend à confirmer la validité de la méthode géomatique sur ce secteur.

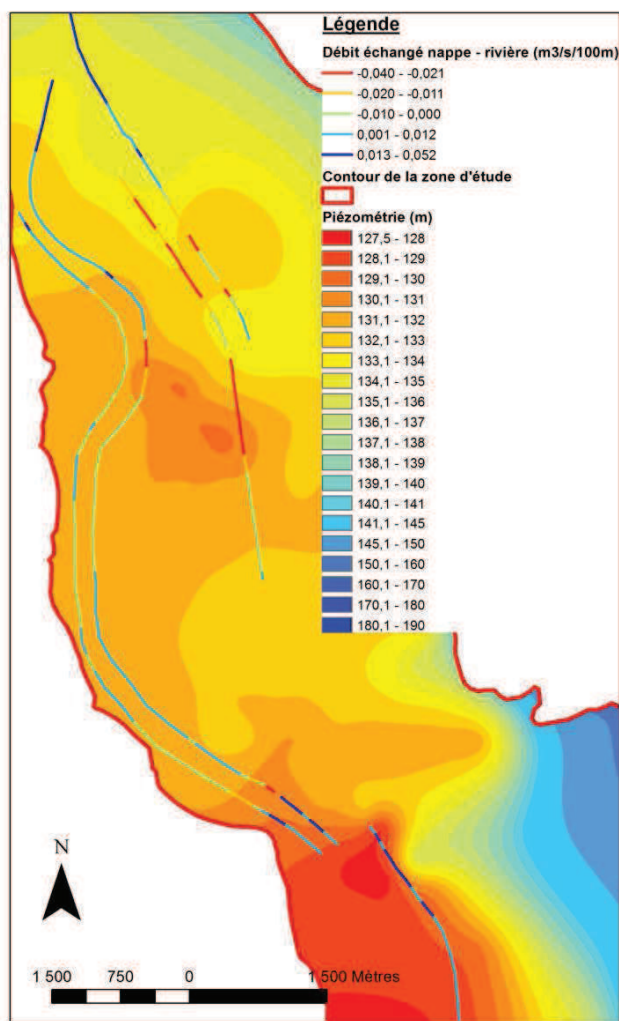


Figure 90: Débits d'échange nappe-rivière estimés à l'aide de la méthode géomatique – Le signe positif indique un sens d'échange de la nappe vers le cours d'eau et le signe moins indique l'inverse – Le cône de prélèvements OSIRIS apparaît au centre de l'image – Seuls le Vieux-Rhône, le bord est du Rhône aval et les contre-canaux sont représentés.

2.2.2 Modèle numérique déterministe à base physique

Différents modèles numériques sont implémentés afin de reproduire des comportements observés au sein de la nappe alluviale. Ces modèles s'intéressent plus particulièrement aux quatre points évoqués en fin de partie précédente: origine du dôme piézométrique sur la plaine de Sablons, présence de sous-écoulements au niveau du Rhône et du canal de dérivation et impact de la lône sur les niveaux de la nappe.

Certains biais de la modélisation ne sont pas pris en compte.

Ainsi, dans les modèles, les niveaux d'eau sont imposés au fonds des cours d'eau. En raison de l'absence de couplage entre le modèle surfacique et souterrain, ces niveaux d'eau ne font pas partie des paramètres qui sont calibrés lors de la modélisation des écoulements souterrains. D'autre part, malgré la phase de traitement et de reconstruction des séries piézométriques disponibles, celles-ci sont toujours entachées d'erreur. De plus, seule la nappe alluviale est prise en compte dans les modélisations. Or, des flux importants peuvent circuler dans l'aquifère sous-jacent, malgré sa plus faible perméabilité moyenne (même si on a vu que ce flux pouvait raisonnablement être négligé). Enfin, il n'est pas forcément possible de faire varier les paramètres physiques en tous points du modèle. Des zones de perméabilités homogènes ont donc été définies.

La calibration des paramètres employés dans les modèles est généralement automatisée à l'aide du module d'optimisation PEST. Toutefois, ce type de calibration peut fournir des résultats irréalistes. Une vérification de la pertinence des résultats est donc conduite, à la fois en calculant différents indicateurs statistiques de calibration (RMSE, biais,...), mais également en s'assurant que les paramètres calculés sont réalistes (en fonction des autres données disponibles) et que des valeurs de paramètres très différentes ne donnent pas de résultats semblables.

Certains phénomènes sont également pris en compte dans plusieurs modèles différents. Les résultats obtenus peuvent donc être comparés entre les modèles.

La calibration est principalement effectuée à partir des données piézométriques disponibles. Elle ne prend pas en compte les variations de débits au sein du Rhône, entre l'amont et l'aval du secteur d'étude. En effet, la variation longitudinale du débit du Rhône, à l'échelle du site étudié, n'est pas directement mesurable. En revanche, le débit échangé entre la nappe et la lône sert de variable d'ajustement.

2.2.2.a Le Vieux-Rhône et la plaine de Limony

L'impact d'un méandre sur les échanges nappe-rivière peut s'étudier sur la plaine de Limony, qui correspond à un grand méandre du Rhône dont le rayon de courbure principal est compris entre 800 et 1000 mètres. D'autre part, l'importance de l'apport latéral et les possibilités d'existence d'un écoulement transverse au Rhône peuvent être étudiés sur ce secteur.

Un modèle a été établi en 3D en considérant la plaine de Limony de façon indépendante (Annexe : Figure 161). Les mailles sont triangulaires. Leurs tailles avoisinent 20 m de côté. Le milieu est considéré saturé. L'année 2006 est prise en compte.

Un niveau d'eau temporellement variable a été imposé le long du Rhône. Ce niveau d'eau est issu du modèle d'écoulements surfaciques. Il a été imposé par zones. Chacune de ces zones est centrée autour d'un profil en travers au niveau duquel le niveau d'eau surfacique a été calculé.

Un flux est imposé en limite latérale Ouest. Des estimations de ce flux à partir des données pluviométriques ont préalablement été présentées dans la première partie de ce mémoire. En limite latérale Est, un flux a également été imposé dans certaines modélisations afin d'essayer de reproduire l'effet des prélèvements OSIRIS. La perméabilité de l'aquifère est considérée homogène. Une zone colmatée sous la rivière, d'un mètre d'épaisseur et de perméabilité moindre que celle de l'aquifère, est également prise en compte.

Les points P189, P106, P212, PR620, P104, P24, S2, PR610 et S1 sont pris en compte pour la calibration en régime permanent. En régime transitoire (année 2006), seuls le P24 et le puits du syndicat des eaux Annonay-Serrières sont considérés, car ce sont les seuls points de mesure en continu présents sur le secteur. La calibration est effectuée à l'aide de PEST.

La perméabilité est calée en régime permanent tandis que le coefficient d'emmagasinement est déterminé en régime transitoire. La perméabilité est calée à 5.10^{-3} m/s et l'emmagasinement à 0,1, ce qui est une valeur courante pour ce type d'aquifère (Ababou, 2007).

Au point de mesure du syndicat des eaux Annonay-Serrières les estimateurs d'erreurs suivants sont obtenus : NRMSE = 10 % ; RMSE = 0,5 ; Nash = 0,8.

L'absence de prise en compte des arrivées de nappe de versant ne permet pas de reproduire le niveau piézométrique élevé observé au P189 (en bordure du versant). En revanche, si un flux de versant homogène est considéré, le niveau de nappe au P189 demeure sous-estimé tandis que le niveau de nappe au P106 tend, au contraire, à être surestimé. En régime permanent, l'apport de versant moyen déterminé lors de la calibration est de l'ordre de 100 l/s, ce qui est du même ordre de grandeur que le flux estimé par bilans pluviométriques et qui était de 150 l/s.

En l'absence de prise en compte d'un sous-écoulement sous le Rhône, le niveau de la nappe phréatique tend à être surestimé pour la majorité des points de suivi, notamment au voisinage du point PR610. La prise en compte du sous-écoulement permet de mieux caler le modèle (Figure 91).

La perméabilité du colmatage au fond du Vieux-Rhône est estimée à 10^{-5} m/s par calage. Ce résultat rejoint les observations faites lors de l'étude de la propagation des ondes de pression sous le Vieux-Rhône : un colmatage avait été supposé avec une perméabilité minimale de 10^{-5} m/s. Il s'agit de la perméabilité de sables limoneux. Cette valeur de perméabilité modélisée dépend en fait de l'épaisseur des sédiments. Une épaisseur de 1 m a été utilisée dans la modélisation. Il s'agit a priori d'une épaisseur relativement importante qui correspond à l'ordre de grandeur du recouvrement limoneux de la plaine alluviale.

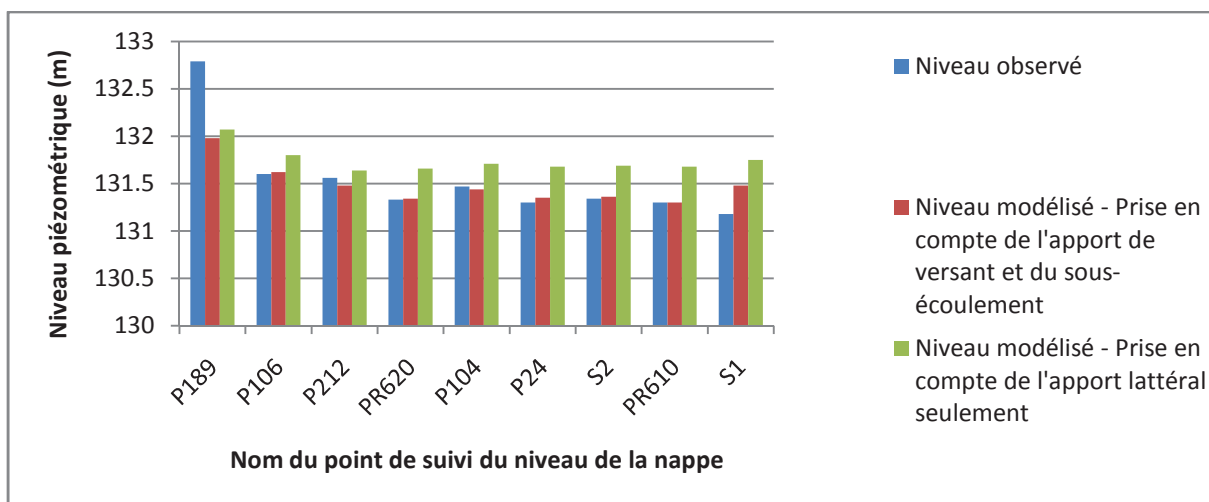


Figure 91: Niveaux piézométriques observés et modélisés sur la plaine de Limony – On remarque que la prise en compte d'un écoulement transverse au Rhône permet une meilleure modélisation des niveaux de nappe.

Lors des épisodes de crue, le niveau d'eau de la nappe monte depuis l'amont du cours d'eau vers le centre du méandre. L'eau est ensuite stockée temporairement au cœur du méandre tandis que le niveau du cours d'eau baisse.

Le Vieux-Rhône alimente la nappe à la hauteur de $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$ environ, tandis qu'un débit de $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$ transite entre la nappe et le Rhône. Quelques dizaines de litres par secondes passent sous le Rhône, ce qui est faible mais suffit à expliquer la légère influences des prélèvements OSIRIS en rive droite.

En conclusion, l'influence des prélèvements OSIRIS se fait probablement sentir en rive droite du Vieux-Rhône, au niveau de la plaine de Limony. Cette influence reste néanmoins limitée. Elle s'explique par la présence d'un colmatage non-négligeable du fond du Rhône. La perméabilité de celui-ci serait voisine de 10^{-5} m/s .

2.2.2.b La lône de la Platière

Un deuxième modèle est réalisé afin de déterminer dans quelles conditions une désaturation du milieu peut avoir lieu sous la lône de la Platière. Cette désaturation peut avoir des conséquences sur la transmission des ondes de pression entre la lône et la nappe, ainsi que sur les flux échangés. Il s'agit également d'estimer le degré de colmatage du fond de la lône.

Une section simplifiée de la lône, selon une coupe verticale 2D qui s'arrête au milieu du cours d'eau, est considérée. La largeur de la lône est fixée à 25 m. Le choix de la modélisation en 2D a été fait, car le temps de calcul nécessaire à la modélisation est beaucoup trop important si les trois dimensions de l'espace sont prises en compte. La largeur de la section modélisée est de 100 m, ce qui est suffisant pour englober le P287 qui se situe à proximité de la lône. La taille des mailles triangulaires est de l'ordre de 20 cm dans l'aquifère et de 10 cm au voisinage de la lône. Cette faible taille est nécessaire pour modéliser la zone non-saturée. L'année 2003 est prise en compte, afin d'étudier les fluctuations saisonnières de niveaux d'eau.

Un niveau d'eau constant, ou égal au niveau d'eau observé au voisinage du P287 (par l'enregistreur de la réserve naturelle de l'île de la Platière) est imposé au fond de la lône. Dans la nappe, à l'extrémité latérale du modèle opposée à la lône, soit le niveau piézométrique est fixé (à la hauteur observée au P287), soit un flux de perte est imposé (ce qui correspond à l'impact d'un prélèvement).

Une épaisseur de sédiments colmatés de 1 m a été utilisée (ce qui correspond sans doute à la borne haute). Les paramètres suivants sont utilisés dans la modélisation (Tableau 4) :

Tableau 4: Bornes de variation des paramètres utilisés lors de la modélisation – Les bornes sont issues d'une étude bibliographique (les résultats de cette étude sont fournis en annexe).

Matériau	Sr	Ss	n	ϵ	Ks (*10 ⁻⁴ m/s)	α (1/m)	Epaisseur du colmatage (m)
Aquifère	0,02-0,15	0,1-0,4	1-6	0,1-0,4	K _a 1-100	1-14	
Sédiments	0,05-0,2	0,1-0,4	1-4	0,1-0,4	K _c 0,01-10	1-3	0,25-2

Des valeurs moyennes des paramètres sont prises en compte par défaut (moyenne entre les bornes fournies).

La calibration du modèle est délicate à cause du manque de données sur la saturation du milieu ou sur le débit de perte de la lône. Il est toutefois possible de restreindre le champ des possibilités, d'une part grâce à la connaissance des bornes de variations usuelles des différents paramètres (Tableau 4) et, d'autre part, en considérant que le débit total perdu par la lône demeure limité. Ce débit de perte n'est pas observable sur le terrain. Il a donc été considéré que celui-ci reste inférieur à 20 % du débit moyen de la lône (environ 0,3 m³/s). Le module PEST n'a pas été utilisé pour caler le modèle en raison de temps de calcul longs et de difficultés à assurer la convergence du modèle.

Il peut être observé que, tant que la différence Δh entre la hauteur piézométrique en nappe et le niveau d'eau en rivière est faible, le flux de perte de la lône Q est proportionnel à Δh . Puis, passé un Δh critique, Q ne dépend plus de Δh : une zone non-saturée s'est formée sous la lône (Figure 92).

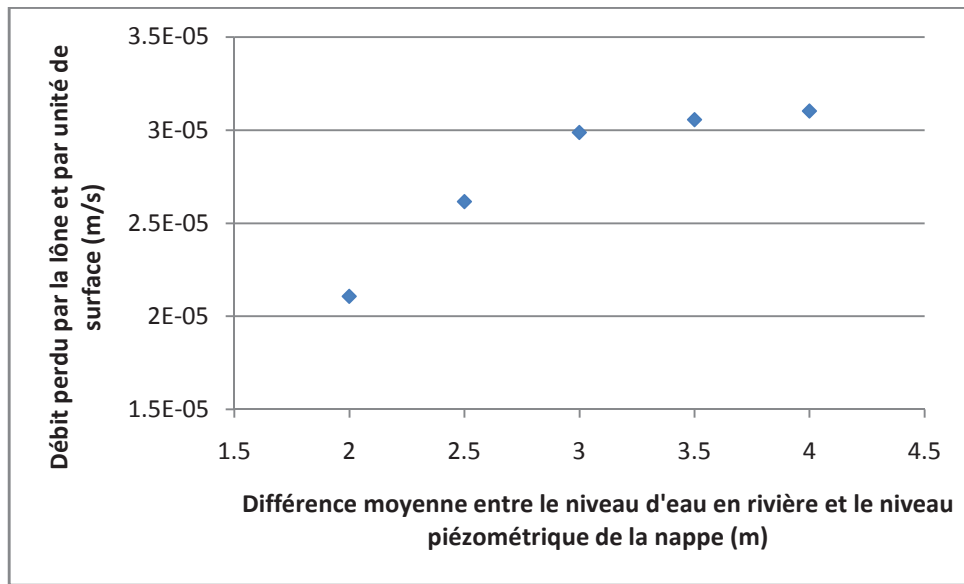


Figure 92: Relation entre la différence de niveau d'eau entre la rivière et la nappe et le débit de perte de la lône – lorsque le débit est proportionnel à la différence de niveau, le milieu est saturé, et lorsque le débit est indépendant de la différence de niveau, le milieu est totalement dé-saturé.

En considérant les valeurs moyennes des paramètres qui sont employées, il peut être constaté (Figure 92) qu'une déconnexion partielle a probablement lieu sous la lône (différence de niveau de l'ordre de 3 m). Le milieu sous la lône est probablement en situation intermédiaire entre un milieu saturé et un milieu totalement dé-saturé ($\theta_r < \theta < \theta_s$). D'après les données disponibles, Δh n'est en effet jamais suffisant pour provoquer une déconnexion totale, tandis que la différence entre K_a et K_c reste, a priori, importante. Le flux de perte de la lône n'est donc ni exactement proportionnel à la différence de hauteur d'eau entre la nappe et la rivière (régime saturé), ni totalement indépendant (régime non-saturé).

Des modélisations ont été conduites, avec des valeurs des différents paramètres proches de la moyenne (Tableau 4). Un flux de perte par unité de surface a été estimé pour chaque scénario. Ce flux est ensuite multiplié par la surface occupée par la lône au sein de la zone affectée par les prélèvements OSIRIS, pour obtenir le flux de perte global. Il apparaît qu'une perméabilité K_c des sédiments du fond de la lône qui serait supérieure à 10^{-5} m/s (pour K_a de l'ordre de 5.10^{-3} m/s) provoquerait une perte d'eau globale de la lône très importante et qui serait sans doute observable (c'est-à-dire, supérieure à $0,3$ m³/s). Ce résultat doit néanmoins être tempéré, car, à partir de l'estimation du débit de perte le long d'une section du cours d'eau, il est délicat d'extrapoler le débit de perte le long de l'ensemble de la lône. Cela est d'autant plus vrai que le flux de perte n'est pas constant le long de la section en travers : il est plus important au voisinage des bords qu'au milieu de la lône. Or, la largeur de la lône varie. Selon le raisonnement développé (basé sur une analyse du débit de perte de la lône), la perméabilité moyenne du colmatage de la lône ne devrait toutefois pas trop dépasser 10^{-5} m/s.

En revanche, si l'on s'intéresse à la transmission des ondes de pression entre la lône et la nappe, il peut être constaté que, pour reproduire au mieux ce qui est observé, le colmatage ne doit pas être trop important (au moins égal à 5.10^{-5} m/s) (Figure 93). Le calage a été effectué en considérant K_c comme variable et en prenant

en compte la période qui s'étend du 10/03/2003 au 10/07/2003. Sur cette période, une variation saisonnière de niveau apparaît en effet dans la lône (et pas dans le Rhône) et est également observée en nappe.

Selon la méthode considérée, une contradiction semble donc apparaître. De nombreuses approximations ont été réalisées, notamment pour l'estimation du débit de perte. Ces approximations pourraient expliquer la différence entre les K_c calculés par les deux méthodes. Mais, un phénomène physique pourrait également permettre d'expliquer cette contradiction apparente. Il s'agit de l'hétérogénéité du milieu. Il a en effet été montré (Cho, 2012) que la prise en compte d'un colmatage hétérogène ne modifie pas nécessairement le débit moyen échangé entre le cours d'eau et la nappe. En revanche, les ondes de pressions se propagent moins bien à travers un colmatage homogène qu'au travers d'un colmatage hétérogène de même perméabilité moyenne (ce résultat sera montré par la suite).

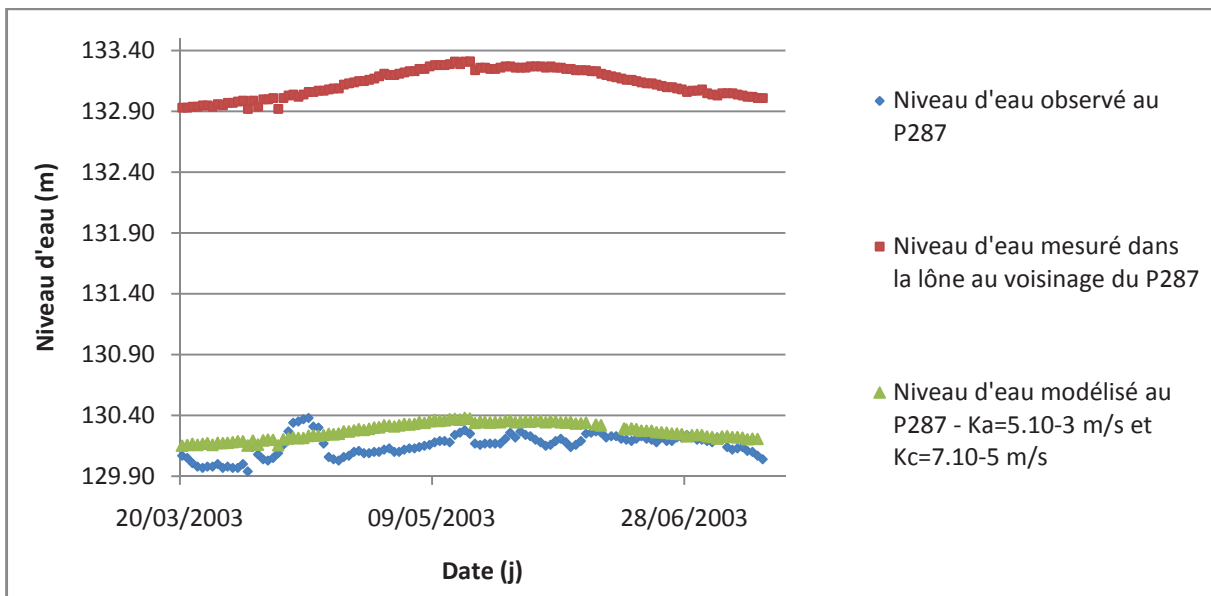


Figure 93: Niveau d'eau observé dans la lône et niveaux piézométriques observés et modélisés au P287.

Les phénomènes qui se produisent, lorsque le milieu n'est pas totalement saturé, sont complexes : si la conductivité hydraulique de l'aquifère diminue localement cela peut provoquer une diminution du débit de fuite de la lône, si la couche colmatante a une conductivité hydraulique assez élevée. Au contraire, le débit de fuite augmente si la couche colmatante a une faible conductivité (Figure 94). En effet, la présence d'une barrière capillaire présente un frein à l'écoulement. Et, lorsque le rapport K_a/K_c augmente cela peut avoir pour effet de renforcer cette barrière capillaire. Ce résultat avait déjà été observé par Goutaland (2008). Toutefois, la prise en compte de ce phénomène est délicate car K_a est liée aux autres paramètres, comme α . Or, une difficulté à assurer la convergence du modèle apparaît pour des valeurs de α élevées (Annexe : Figure 163). Il est donc difficile de simuler le comportement du système dans le cas où l'aquifère serait principalement composé de gravier (ce qui est probablement le cas localement), même lorsque le maillage choisi est affiné (taille des mailles de l'ordre du centimètre).

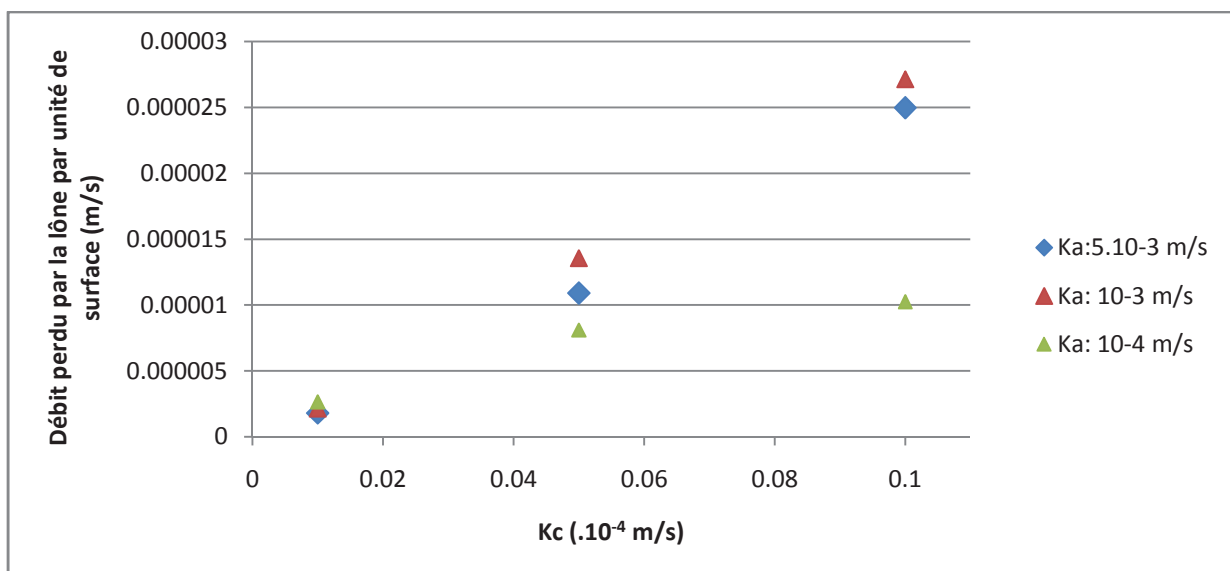


Figure 94: Débit de perte de la lône en fonction de Ka, perméabilité de l'aquifère, et Kc, perméabilité de la couche colmatante.

Le modèle permet de représenter la superposition des écoulements qui se produit probablement sous la lône et qui peut expliquer la stratification de la température observée dans la nappe (correspondant probablement à certaines variations thermiques mesurées au P302). L'eau de nappe qui provient de la partie Ouest de la lône s'enfonce lors de son passage sous cette dernière tandis que l'eau qui provient de la lône occupe alors l'espace supérieur de l'aquifère (Annexe : Figure 162).

En conclusion, le colmatage du fond de la lône de la Platière n'est pas négligeable. Bien que l'épaisseur du colmatage ne soit pas bien connue, la perméabilité de celui-ci doit être voisine de 10^{-5} m/s. Une zone non-saturée se développe probablement sous la lône. Dans cette zone, la saturation serait souvent intermédiaire entre la saturation résiduelle et la saturation maximale. Les hétérogénéités dans les sédiments expliquent probablement la propagation des ondes de pression depuis la lône vers la nappe, sans que le flux de perte de la lône soit trop élevé (de l'ordre de $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$). La lône ne constitue pas une barrière hydraulique.

2.2.2.c Le canal de dérivation – partie Nord

Un troisième modèle est réalisé afin d'observer sous quelles conditions l'ensemble formé par le canal de dérivation et ses contre-canaux forme, ou ne forme pas, une barrière hydraulique.

Le modèle comprend une section qui s'étend du contre-canal, en rive gauche du canal de dérivation, jusqu'au Vieux-Rhône. La section modélisée (en 3D) comprend le point de suivi de la nappe P126N et s'étend sur 1300 m. La taille des mailles du modèle est de l'ordre de 5 m. Le milieu est considéré comme saturé. La période considérée est comprise entre le 30/09/2003 et le 1/10/2004, car le niveau d'eau du canal de dérivation montre un pic marqué sur cette période.

La perméabilité du milieu, en dehors des sédiments, est fixée à 5.10^{-3} m/s. Une zone de sédiments colmatés (1 m d'épaisseur) est prise en compte sous le Vieux-Rhône, le canal de dérivation et les contre-canaux. La

perméabilité du colmatage de ces différentes entités est utilisée comme variable pour caler le modèle. Le modèle est calé à l'aide de PEST.

Des tests de simulation sont réalisés afin d'estimer la perméabilité des sédiments situés au fond du canal de dérivation. Il est possible d'estimer la borne haute de la perméabilité du colmatage, sachant que les fluctuations de la ligne d'eau du canal de dérivation ne se répercutent pas au sein de la nappe. De la même manière, les fluctuations de la nappe en rive gauche ne se répercutent pas en rive droite. Le point d'observation correspondant au P126N sert à caler le modèle. Il se situe à proximité du canal, en rive droite. Les fluctuations des lignes d'eau sont prises en compte à la fois au sein du canal de dérivation (niveau réel), des contre-canaux (niveau d'eau modélisé) et du Vieux-Rhône (niveau d'eau modélisé) : les niveaux d'eau sont imposés dans le modèle.

Il apparaît que le niveau de nappe ne peut être correctement modélisé au P126N que si la hauteur d'eau dans le contre-canal, situé en rive droite du canal de dérivation, est considérée comme variable. Autrement, l'atténuation et le temps de retard des ondes de pression, en provenance du Vieux-Rhône, sont trop élevés par rapport à ce qui est observé.

Un calage est effectué en régime permanent, puis transitoire, pour estimer la perméabilité du colmatage des sédiments au sein du Vieux-Rhône, du canal de dérivation et des contre-canaux. L'emmagasinement est considéré constant et homogène. Au point de mesure P126N, les estimateurs d'erreurs suivants sont obtenus : NRMSE = 10 % ; RMSE = 0,5 ; Nash = 0,6.

Le meilleur calage est obtenu pour une perméabilité très réduite du fond du canal de dérivation. La perméabilité calculée est de 3.10^{-7} m/s, ce qui peut correspondre à la perméabilité d'une couche limoneuse. Ce résultat corrobore l'absence observée de barrière hydraulique observée au niveau de la partie Sud du canal de dérivation lors de l'analyse comportementale (en l'absence de contre-canaux). Cela explique également pourquoi les fluctuations de la ligne d'eau du canal de dérivation ne se font pas sentir en nappe.

La CNR a constaté un fort colmatage du fond du canal de dérivation. Ce colmatage s'est progressivement accru au cours du temps. Sur le site de Donzère-Mondragon, il a été montré que le dépôt de sédiment a provoqué une diminution du débit de perte du canal de dérivation de l'ordre de 2 à 4 fois en l'espace des premiers 3,5 mois après la mise en eau (La Houille blanche, 1955). Le débit de fuite moyen estimé par la CNR à Donzère-Mondragon et à travers le fond du canal de dérivation était de l'ordre de $1,05 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$ seulement 3 mois après la mise en eau. C'est-à-dire que le débit de perte actuel est probablement plus faible. Le même phénomène est attendu sur l'aménagement de Péage-de-Roussillon, car l'aquifère alluvial présente des caractéristiques similaires.

Le débit de perte modélisé du canal de dérivation avoisine cependant $1 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$. La majeure partie de ce débit alimente le contre-canal en rive droite, c'est-à-dire environ 60 % du débit de perte total (le niveau de la ligne d'eau y est effectivement inférieur à ce qui est observé en rive gauche). Ce débit de perte est probablement légèrement surestimé, car les débits observés des contre-canaux en rive droite, et en rive gauche, demeurent faibles. Comme il a été vu précédemment, le gain observé (en débit) du contre-canal, situé en rive gauche du canal de dérivation, est de l'ordre de $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$, entre la centrale nucléaire et le siphon. Le débit d'alimentation du contre-canal est donc surestimé d'un facteur 2 au moins.

La perméabilité réelle du colmatage du fond du canal de dérivation ne dépasse donc probablement pas 10^{-7} m/s. D'autre part, si la perméabilité des sédiments était plus importante, les fluctuations de la ligne d'eau du canal de dérivation seraient visibles en nappe. Cette valeur de perméabilité est inférieure à la perméabilité des digues estimée par la CNR (entre 10^{-4} et 10^{-6} m/s). Cela montre bien qu'il s'agit d'un colmatage.

La perméabilité des sédiments du fond du Vieux-Rhône est plus élevée que celle des sédiments du canal de dérivation. La perméabilité calibrée est de $9 \cdot 10^{-6}$ m/s. Ce résultat est proche de celui obtenu par modélisation sur la plaine de Limony (perméabilité estimée de 10^{-5} m/s). Il rejoint également les résultats obtenus lors de l'analyse des signaux piézométriques (perméabilité minimale de 10^{-5} m/s).

La perméabilité des sédiments des contre-canaux semble plus importante que celle des sédiments du Rhône ($8 \cdot 10^{-4}$ m/s). Cela permet d'expliquer la relative célérité de la réponse de la nappe aux fluctuations de niveau d'eau dans les contre-canaux. D'autre part, cela explique pourquoi l'ensemble formé par les contre-canaux et le canal de dérivation joue un rôle de barrière hydraulique sur la partie Nord (vis-à-vis des prélèvements en nappe, mais non des crues), mais non sur la partie Sud (comme il a pu être observé dans la deuxième partie). En effet, sur cette dernière partie, les contre-canaux sont soit absents (rive gauche), soit asséchés (rive droite). En revanche, la forte conductivité hydraulique des sédiments des contre-canaux signifie que l'échange avec la nappe phréatique est conséquent.

La prise en compte d'une hauteur imposée dans le contre-canal (rive droite) reste toutefois problématique. En effet, il n'est alors pas possible de modéliser certains pics de crue observés en nappe qui apparaissent dans le Vieux-Rhône mais non dans le canal de dérivation. Dans les faits, il est probable que le fond du contre-canal soit fortement colmaté (perméabilité faible) tandis que les berges le sont moins. Par conséquent, l'impact du contre-canal sur la nappe serait surtout important lors des crues. C'est ce qui avait été observé précédemment, avec une diminution du temps de retard de l'onde de crue par rapport à ce qui est attendu. Ce colmatage du fond du lit est sans doute particulièrement important en rive droite du canal de dérivation où le courant dans le contre-canal est très faible (en rive gauche le colmatage est probablement moindre). Le colmatage du fond du contre-canal (rive droite) existe nécessairement. En effet, il n'est sinon pas possible d'expliquer pourquoi le niveau de base de la nappe au P126N est légèrement supérieur au niveau d'eau mesuré dans le contre-canal en son voisinage. En conséquence, le canal de dérivation n'alimente pas nécessairement la nappe, contrairement à ce qui pourrait être pensé.

D'après la modélisation conduite, il semble donc que le canal de dérivation, en présence de contre-canaux, et malgré son degré de colmatage important joue néanmoins le rôle de barrière hydraulique. Il n'existe en effet pas, ou peu, d'échanges hydrauliques entre les deux côtés du canal de dérivation. La majeure partie de l'eau infiltrée au fond du canal de dérivation rejoint les contre-canaux.

Enfin, il semble que les prélèvements OSIRIS Nord et ceux du SIAEP ne peuvent pas contribuer aux fluctuations de la nappe en rive droite du canal de dérivation (ou très peu). Ce résultat est conforme à ce qui avait pu être observé lors de l'analyse comportementale.

En conclusion, afin de représenter l'évolution observée du niveau de la nappe dans le temps, il est nécessaire de considérer le colmatage du fond du canal de dérivation comme relativement important (perméabilité de l'ordre de 10^{-7} m/s). La perméabilité du fond des contre-canaux est moins importante. Cela pourrait s'expliquer par la plus faible turbidité de l'eau des contre-canaux ainsi que par la plus faible charge hydraulique dans ces derniers. D'autre part, le degré moyen de colmatage moindre des contre-canaux pourrait s'expliquer par le fait que les berges ne sont pas imperméabilisées, contrairement à ce qui se passe dans le canal de dérivation.

2.2.2.d Zone complète – zoom sur la plaine de Sablons

Un dernier modèle est réalisé, dont le but principal est d'étudier si le comportement du canal de dérivation, dans sa partie Sud, diffère du comportement du canal de dérivation dans sa partie Nord. La partie Sud présente en effet plusieurs particularités, vis-à-vis de la partie Nord. Le niveau de la nappe y est, d'une manière générale, plus élevé et les contre-canaux sont absents. Il s'agit de déterminer de quelle manière cela influence les échanges sous le canal de dérivation. L'objectif général est de mieux comprendre la formation du dôme piézométrique de Sablons. Dans ce but, un modèle en 3D de la zone d'étude est réalisé et les échanges entre la nappe et le fleuve Rhône sont quantifiés.

Dans un premier temps, on s'intéresse à l'impact des précipitations sur les niveaux de nappe. Le but est de déterminer si les précipitations peuvent contribuer à expliquer la formation du dôme piézométrique de Sablons.

Le modèle consiste en une coupe en 2D, de 1 km de large et 20 m de hauteur, établie selon un axe transverse au fleuve Rhône. Les mailles mesurent 1 m de côtés. La période temporelle 2003-2011 a été considérée.

Une charge imposée, constante, est prise en compte au niveau du fleuve (limite Ouest). A l'Est, une condition de type flux nul est définie. L'apport des précipitations à la nappe est pris en compte, après soustraction de l'évapotranspiration, comme une condition de flux imposé. Comme il a été vu dans la première partie, la méthode de Penman-Monteith a été utilisée (avec un pas de temps mensuel). Les écoulements ont été modélisés en zone non-saturée. Les paramètres moyens de l'aquifère ($K=5.10^{-3}$ m/s et $S=0,1$), utilisés précédemment, ont été considérés. Différentes épaisseurs de la zone non-saturée ont été prises en compte (5 m et 10 m).

Il apparaît que l'amplitude maximale modélisée des niveaux de nappe, à une distance du fleuve de 1 kilomètre, n'excède pas une trentaine de centimètres. Cela explique qu'il puisse être difficile d'observer l'impact direct des précipitations sur les niveaux de la nappe alluviale. En effet, l'amplitude des fluctuations de niveaux de nappe induites directement par les précipitations (30 centimètres) est d'un ordre de grandeur plus faible que celle des fluctuations causées par des variations de niveau du fleuve (plusieurs mètres).

Le niveau maximum modélisé du niveau de la nappe est atteint en début d'année et non en période printanière. Ce résultat est conforme avec la faible épaisseur de la zone non saturée (celle-ci est inférieure à 10 m sur une grande partie de la zone étudiée). Même en présence de zones non saturées de fortes épaisseurs, le temps de transfert peut-être rapide lors des grosses précipitations (Pierson, 1980). Par conséquent, il paraît effectivement peu probable, que la fluctuation saisonnière observée sur la plaine de Sablons (le niveau maximum est au printemps) soit liée directement aux précipitations tombées sur le secteur. En revanche, si le P44 (point situé à l'aplomb des terrasses alluviales) est pris en compte, une hausse du niveau de la nappe de

l'ordre de 20 cm, entre la mi-décembre 2012 et la mi-janvier 2013, est observée. Cette hausse pourrait s'expliquer à l'aide des seules précipitations.

Dans un second temps, un modèle est établi sur l'intégralité de la zone d'étude.

Les mailles mesurent en moyenne 25 m de côté, tandis que les éléments les plus fins mesurent 10 m de côté. L'année 2006 est prise en compte dans la modélisation.

Les résultats des modèles locaux établis précédemment sont utilisés afin de définir les propriétés physiques moyennes du système : emmagasinement (0,1) et perméabilité ($5 \cdot 10^{-3}$ m/s). Une couche de perméabilité égale à 10^{-5} m/s est attribuée au fond du Vieux-Rhône, tandis que la perméabilité du fond du canal de dérivation est fixée à 10^{-7} m/s, pour une épaisseur de 1 m. Ces perméabilités correspondent à ce qui a été modélisé précédemment, ainsi qu'à la plage de perméabilité mesurée pour la couche limoneuse sur le terrain (Horizon, 1994). La perméabilité de l'aquifère a été fixée à $5 \cdot 10^{-3}$ m/s, sauf au niveau des terrasses alluviales où une perméabilité de 10^{-4} m/s a été prise en compte. La zone non-saturée n'est pas prise en compte en raison des coûts de calculs importants pour un modèle de cette taille.

Une condition du troisième type (Cauchy), puis de deuxième type (Newman), a été utilisée pour modéliser l'effet de la lône de la Platière. Un niveau d'eau variable est imposé dans le Rhône. Ce niveau est imposé par zones. Chaque zone est centrée autour des profils en travers de la CNR. Un niveau d'eau variable est également pris en compte dans les contre-canaux. Un niveau d'eau stable est imposé entre chaque seuil. Pour le canal de dérivation, une condition du premier type (Dirichlet), puis du deuxième type (Newman) a été imposée. L'apport latéral est contraint, à partir des estimations de flux latéraux réalisées dans la première partie. Les principaux prélèvements dans la nappe ont été pris en compte (avec un pas de temps mensuel).

La proximité de certains points de mesure vis-à-vis des points de prélèvements et des contre-canaux rend la modélisation plus délicate en ces points (P302, P150N et P160N notamment). En effet, afin de limiter le temps de calcul, le maillage est assez grossier. Or, les piézomètres se situent souvent à une vingtaine de mètres des contre-canaux. Les échanges nappe-lône sont également mal représentés car les équations de Richards ne sont pas utilisées pour décrire la zone non-saturée.

Ce modèle est tout d'abord calé en régime permanent, puis en régime transitoire (sur l'année 2006).

La modélisation en régime permanent donne, sur 68 points de mesure, un écart moyen entre le niveau de la nappe modélisé et observé de 0,38 m. Si le niveau modélisé est représenté en fonction du niveau observé, le coefficient R^2 de régression linéaire est égal à 0,84 (Figure 95) et l'écart type est égal à 0,6. Le modèle a fait l'objet de calibrations manuelles, et à l'aide de PEST portant principalement sur les flux échangés en limites latérales du modèles. Les flux latéraux calés lors de la modélisation sont voisins des flux estimés par analyse de l'apport du bassin versant. Une vérification de la pertinence des champs de perméabilité proposés a également été conduite avec PEST. En régime permanent le meilleur calage est obtenu pour une perméabilité voisine de 10^{-4} m/s à l'Est de la zone d'étude. Les perméabilités les plus importantes seraient observées sur la plaine de Limony, avec des perméabilités voisine de 10^{-2} m/s, ce qui est supérieur à ce qui avait été modélisé avec le modèle local. Autrement, une perméabilité moyenne de $5 \cdot 10^{-3}$ m/s semble pertinente.

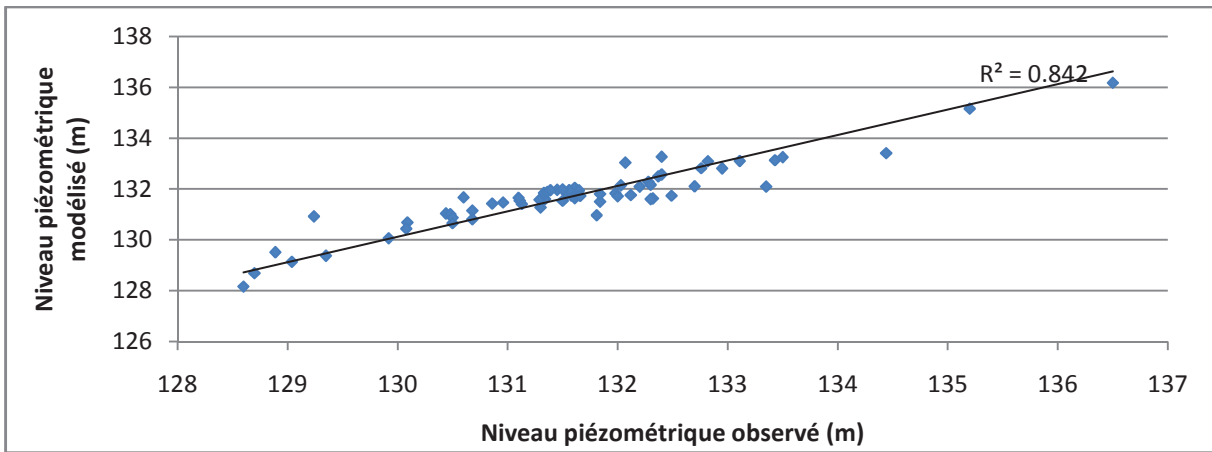


Figure 95: Niveaux piézométriques observés dans les piézomètres et niveaux piézométriques calculés en ces points – On note l'écart moyen relativement faible.

Il est observé que, afin de reproduire le niveau piézométrique observé en rive gauche du canal de dérivation aux points P179N et P190N, le niveau piézométrique en rive droite du canal de dérivation (sur la plaine de Sablons) est légèrement sous-estimé. Cela pourrait éventuellement signifier qu'il existe un, ou des, chemin d'écoulements préférentiels sous le canal de dérivation.

Le débit échangé à l'interface nappe-Vieux-Rhône a été calculé. On observe que les flux les plus importants se situent à l'aval du barrage de Saint-Pierre-De-Bœuf (km 0), à l'amont et à l'aval du radier de Limony (km 3), à proximité des prélèvements OSIRIS (km 4) et à l'amont du seuil de Peyraud (km 9) (Figure 96). Au total, sur l'ensemble du linéaire du Vieux-Rhône à l'amont du seuil de Peyraud, en situation de débit réservé (10 m³/s), entre 10 et 20 % du débit du fleuve est échangé au travers de l'interface, dans les deux sens (1 à 2 m³/s). Ce résultat est similaire à ce qui a été calculé à l'aide de la méthode géomatique (12 % du débit).

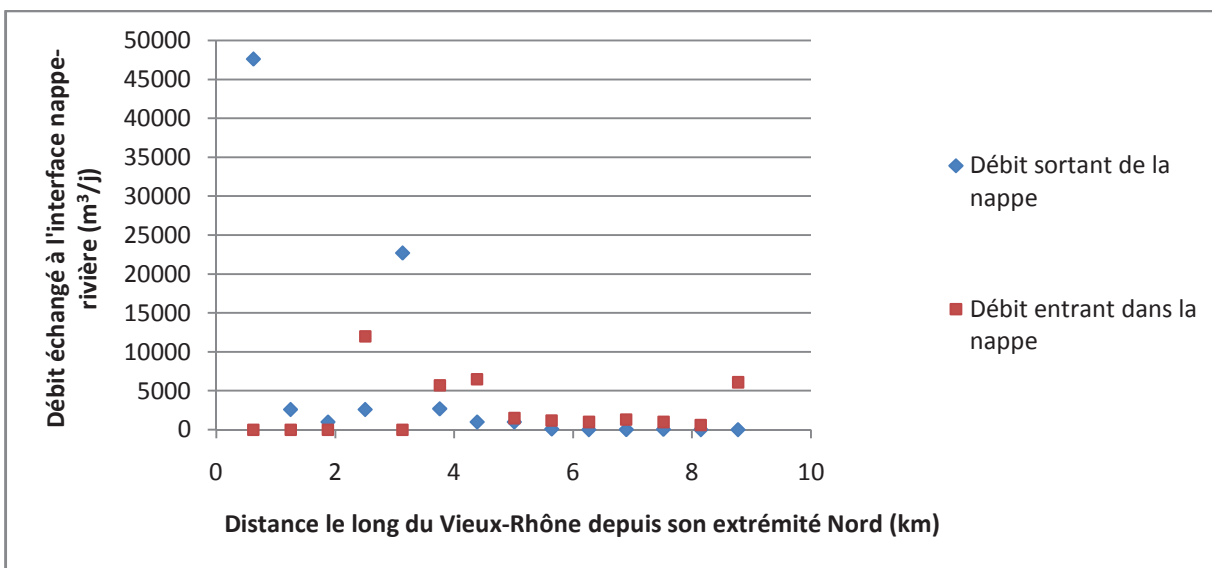


Figure 96: Débit échangé entre la nappe alluviale et le Vieux-Rhône en fonction de la section de ce dernier, en régime permanent.

Une fois établi en régime permanent, le modèle est calé en régime transitoire. En régime permanent, le calage a été effectué à partir de 68 points de mesure. En régime transitoire, seuls 15 enregistreurs ont été utilisés pour comparer le niveau de la nappe modélisé au niveau observé. Par conséquent, le niveau moyen de la nappe en ces 15 points de mesure n'a pas nécessairement été correctement modélisé. Cela explique pourquoi les critères RMSE, NMRSE, et surtout de Nash, entre le niveau de nappe observé et modélisé, en ces points, ne sont pas toujours très bons (Tableau 5). Par contre, la corrélation entre les niveaux de nappe observés et modélisés est bonne.

Tableau 5: Caractéristiques des résultats de modélisation obtenus sur l'année 2006.

	Nash	Biais	RMSE	NRMSE	Corrélation
P179N	0,61	0	0,39	0,21	0,91
P95	-0,15	-0,74	1	0,3	0,97
P94	0,86	0,27	0,47	0,12	0,97
P108S	0,9	0,27	0,4	0,09	0,99
P110A	0,43	0,65	1,16	0,2	0,93
PH	-0,87	-0,46	0,9	0,33	0,81
P342	0,27	-0,14	0,94	0,25	0,85
P224	0,69	0,22	0,58	0,13	0,91
P274	-0,05	0,44	0,99	0,33	0,93
P126N	0,2	0,43	0,68	0,22	0,9
P292	0,38	0,15	1	0,22	0,93
P281Bis	-1,14	-0,21	0,63	0,41	0,94
P190N	-0,39	0,44	0,6	0,4	0,94
P24	0,87	-0,2	0,44	0,1	0,97
P7	0	-0,3	0,5	0,29	0,92

En certains points de la nappe, la modélisation ne fournit pas de bons résultats. Cela est particulièrement vrai aux points P274, P190N et P281Bis. Dans le cas du P281Bis, le problème pourrait provenir du jeu de données recueilli sur le terrain : un fort pourcentage des données a en effet dû être reconstitué. La faible densité des points de mesure à proximité du P190N et du P274 explique probablement, quant à elle, la mauvaise modélisation du comportement de la nappe en ces points. La modélisation en régime permanent sur ces zones n'est en effet pas très bonne, notamment à cause du manque d'informations disponibles sur les prélèvements situés à proximité. D'autre part, Srivastava et al. (2006) montrent que la variance entre le signal prédit par modélisation et le signal observé a tendance à augmenter lorsque l'on s'éloigne du signal source, ce qui pourrait expliquer le comportement observé au P190N et P281Bis.

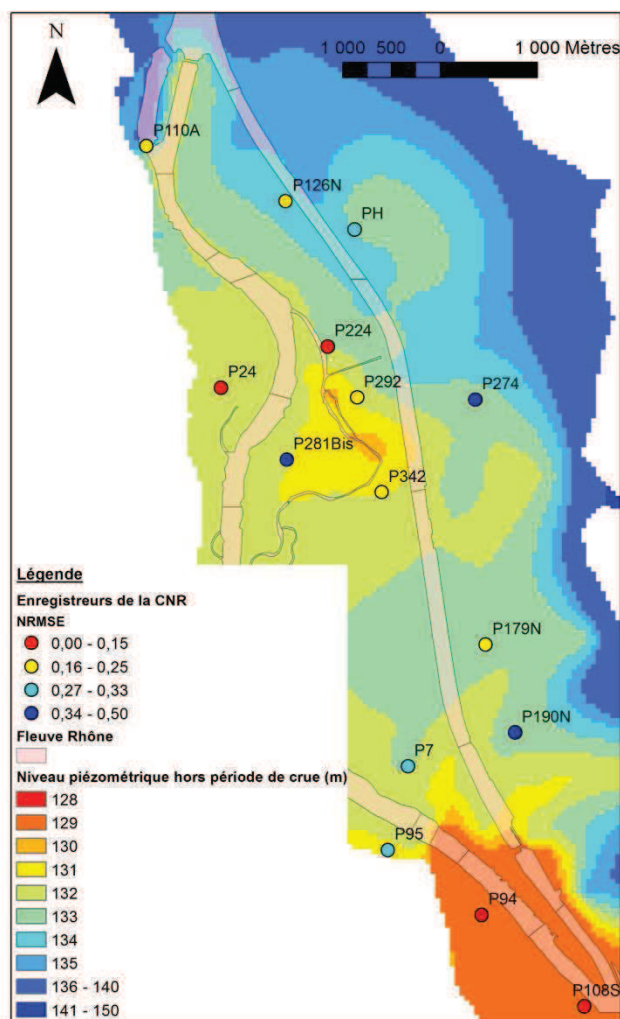


Figure 97: NRMSE des résultats de modélisation observés aux différents points de suivi des niveaux de la nappe – On note la présence du dôme piézométrique à la hauteur du P179N.

Le dôme présent sur la plaine de Limony est généralement visible en régime transitoire, sauf lors des grosses crues du Rhône. Il traduit notamment l'écoulement du flux, venant du versant Est, sous le canal de dérivation. Il est particulièrement marqué en période de décrue (Figure 98). Le modèle permet de se rendre compte du rôle fondamental joué par les contre-canaux. Ceux-ci, à l'inverse du canal de dérivation, jouent le rôle de barrière hydraulique. Sur la plaine de Limony, il existe par contre un flux transverse au canal de dérivation.

Les prélèvements d'eau en nappe effectués par TREDI, LINDE et l'ASA de Salaise semblent pouvoir exercer un rôle notable sur l'extension du dôme piézométrique. Toutefois il est difficile de conclure sur ce point, face au manque d'informations disponibles sur la temporalité de ces prélèvements. Les prélèvements agricoles étant plus élevés au printemps, les niveaux de la nappe devraient être plus bas à cette période de l'année, ce qui n'est pas le cas. Cela tend à prouver que les prélèvements ne sont pas nécessairement les seuls responsables.

La variabilité thermique du canal de dérivation pourrait également jouer un rôle non négligeable sur la formation du dôme (Annexe : rôle de la température sur les échanges nappe-rivière).

Sablons que du Vieux-Rhône. L'évolution de la température de la nappe y est donc probablement très décalée temporellement par rapport au Rhône. Au P230 également, une propagation des particules fluides en nappe localement limitée, à cause de la présence du radier de Limony situé quelque peu à l'amont, est observée. Ce seuil pourrait contribuer à expliquer pourquoi les fluctuations thermiques de la nappe, observées en ce point, sont faibles.

En présence de deux crues rapprochées dans le temps (1,5 jours de débit réservé entre les crues) et d'amplitudes similaires, le modèle montre que la distance de propagation en nappe des particules fluides est susceptible de doubler. Les particules n'ont pas le temps de réintégrer le cours d'eau avant d'être, à nouveau, éloignées de celui-ci.

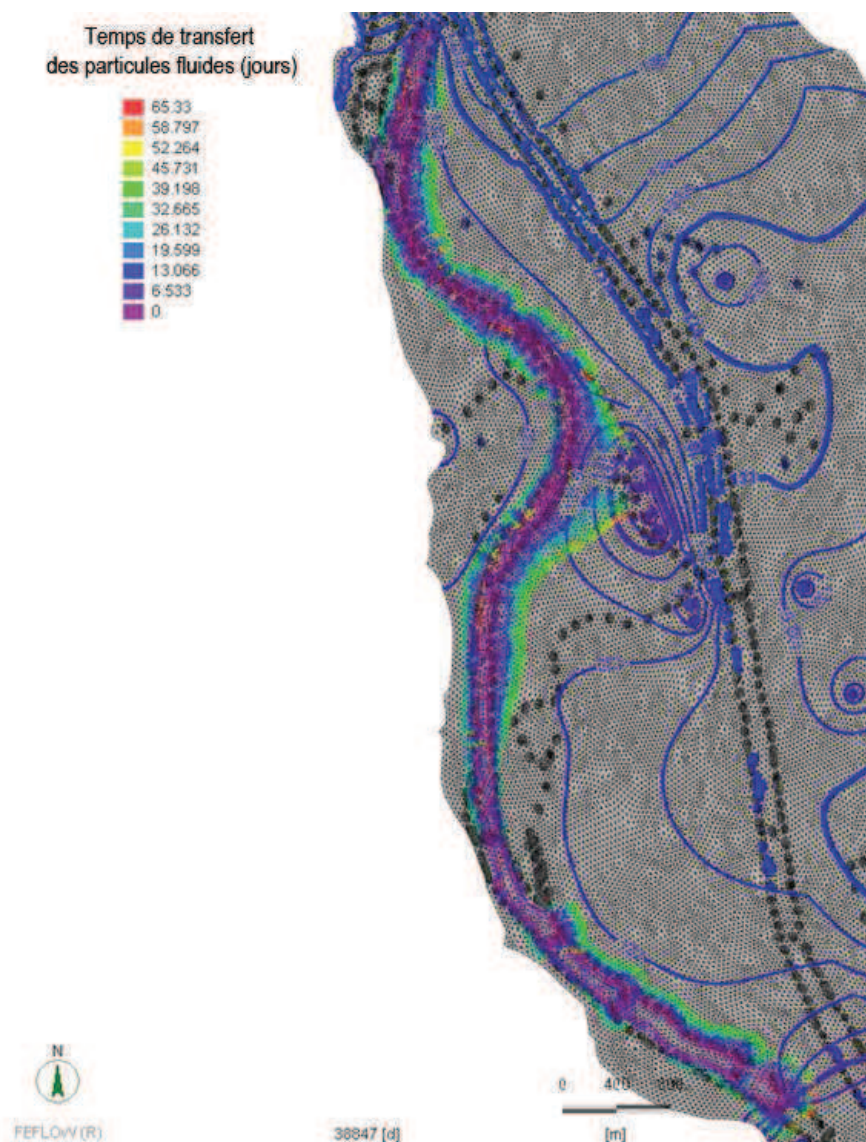


Figure 99: Propagation en nappe des particules fluides issues du Vieux-Rhône entre le 5 mars et le 10 mai 2006 et niveau piézométrique de la nappe au 10 mai (isopièzes visibles en bleu) – Les creux piézométriques correspondent à des stations de prélèvements.

Le flux de perte du canal de dérivation peut également être estimé. A ces fins, une optimisation a été conduite avec PEST en régime permanent, le flux échangé étant considéré comme variable, à la fois entre la

nappe et le canal de dérivation et entre la nappe et la lône. Le meilleur résultat est obtenu pour un flux apporté par le canal de dérivation à la nappe de $1 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$. Bien que le colmatage du fond de la lône soit moindre, le flux apporté par la lône à la nappe est plus faible : il serait voisin de $0,3 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$. La différence de flux de perte, entre la lône et le canal de dérivation, s'explique par le fait que la différence de charge hydraulique entre le cours d'eau et la nappe est moindre dans le cas de la lône que pour le canal de dérivation. D'autre part, le canal de dérivation est beaucoup plus large.

Il est intéressant de constater que le flux de perte estimé du canal de dérivation, à l'aide du modèle en 3D de la zone d'étude, est semblable au flux de perte calculé avec le modèle local. Néanmoins, le modèle local étant réalisé sur la partie Nord, il prévoyait que la majeure partie des pertes du canal de dérivation rejoignent les contre-canaux. Le modèle global montre que le flux de perte est à peu près le même sur la partie Sud. Cependant, l'eau ne rejoint pas les contre-canaux dans la partie Sud, mais elle alimente au contraire la nappe. Le dôme piézométrique est donc alimenté à la fois par les apports de versant à l'Est et par les fuites du canal de dérivation.

Le flux de perte théorique maximum admis pour la lône, et pris en compte dans le modèle en 2D, correspond au flux de perte de la lône calculé par le modèle. Les caractéristiques du colmatage établies à l'aide des modèles locaux semblent donc pouvoir être utilisées au sein du modèle global de la zone d'étude.

En régime transitoire, les flux échangés entre le Rhône et sa nappe phréatique alluviale peuvent être multipliés par un facteur compris entre 10 et 100. Les flux échangés peuvent atteindre plusieurs dizaines de m^3/s lors des crues, que ce soit dans un sens ou dans l'autre (Figure 100). La nappe sert de lieu de stockage temporaire pour une partie de l'eau du fleuve lors de la montée des eaux. Lors de la décrue, la nappe alimente le cours d'eau. On peut observer la courbe de tarissement de l'aquifère qui est d'allure exponentielle. Le phénomène de déstockage de l'eau infiltré dure environ une semaine. Ce phénomène n'a pas été pris en compte lors de la modélisation des écoulements surfaciques. Il semble pourtant qu'il soit nécessaire d'en tenir compte lorsque le débit du Vieux-Rhône amont redescend très vite jusqu'au débit réservé : l'apport de la nappe au fleuve peut en effet atteindre plusieurs m^3/s pendant une courte période.

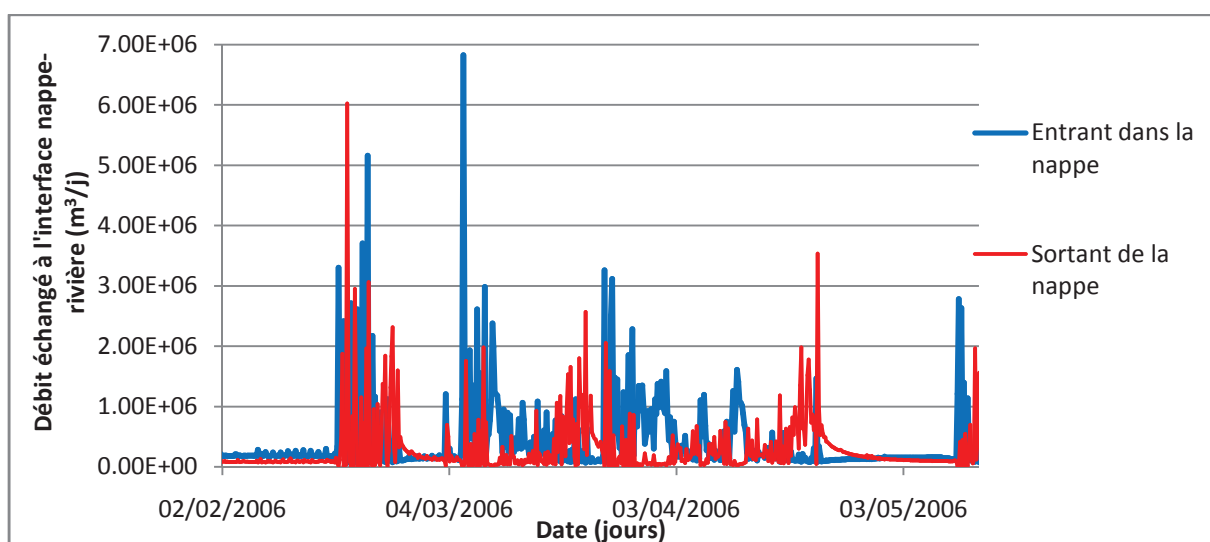


Figure 100: Débit échangé entre la nappe et l'intégralité du Vieux-Rhône en fonction du temps (année 2006).

En conclusion, le dôme piézométrique, visible sur la plaine de Sablons, paraît contrôlé principalement par les fluctuations des apports de versants et éventuellement par les variations des prélèvements de TREDI, LINDE et de l'ASA de Salaise. La présence du dôme s'explique également par les apports d'eau en provenance du canal de dérivation, le niveau piézométrique diminuant au Nord, à cause des prélèvements OSIRIS, et au Sud, à cause du barrage de Péage-de-Roussillon et du seuil de Peyraud. Le long du canal de dérivation le flux échangé à l'interface nappe-rivière est de l'ordre de $1 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$. Ce flux est plus faible sous la lône ($0,3 \text{ m}^3/\text{s}$) et sous le Vieux-Rhône ($0,2 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$).

2.2.2.e Bilan sur la modélisation du comportement de l'hydrosystème

Les modélisations montrent que des phénomènes de sous-écoulements peuvent exister sous le Vieux-Rhône (sur la plaine de Limony), sous le canal de dérivation (sur la plaine de Sablons) et sous la lône. Les contre-canaux semblent jouer, au contraire, un rôle plus important de barrière hydraulique.

Les volumes échangés entre le Vieux-Rhône et la nappe représentent une part non négligeable du débit du fleuve en dehors des périodes de crue (entre 10 et 20 % du débit du fleuve en période de débit réservé hivernal). Le canal de dérivation est également une source d'apport important pour la nappe. Les échanges les plus importants, entre eau de surface et eau de nappe, ont lieu à proximité du canal de dérivation et des contre-canaux.

Une perméabilité de $5 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$ semble pouvoir être appliquée à l'ensemble de l'aquifère, même si certaines parties sont plus perméables (plaine de Limony) et d'autres le sont moins (terrasses alluviales à l'Est).

Le colmatage du fond du canal de dérivation est important (perméabilité voisine de 10^{-7} m/s). La perméabilité du fond du Vieux-Rhône est voisine de 10^{-5} m/s .

L'incertitude inhérente aux modélisations est délicate à estimer, notamment à cause de problèmes de temps de calcul. L'incertitude de la modélisation a été estimée plus indirectement, par le suivi de la sensibilité du modèle vis-à-vis des différents paramètres calibrés.

2.3 Relation entre les résultats fournis par le traitement du signal, par l'analyse géomatique et par les modèles numériques

Dans cette section, certains résultats fournis par l'analyse géomatique, par les modélisations numériques ou par le traitement du signal, sont comparés. Dans un premier temps, le traitement du signal est appliqué à des signaux piézométriques modélisés et les résultats sont comparés à ceux qui avaient été obtenus avec le traitement du signal effectué sur les signaux piézométriques réels. Des caractéristiques physiques du système peuvent en être déduites. Dans un deuxième temps, la robustesse de la méthode géomatique est étudiée, par comparaison avec la modélisation numérique.

2.3.1 Application du traitement du signal aux niveaux de nappe modélisés sur des cas d'étude théoriques – conséquences pour l'interprétation des résultats obtenus sur la zone d'étude

L'impact de différents paramètres, et de leurs variations spatiales ou temporelles, sur les échanges nappe-rivière est étudié :

- Hauteur imposée en limites latérales du modèle;
- Hauteur imposée en rivière ;
- Perméabilités.

Les variables suivantes, caractérisant les interactions nappe-rivière, sont étudiées :

- Chemins particuliers ;
- Propagation des ondes de pression (atténuation, temps de retard et corrélation).

L'étude de l'évolution des flux échangés et des chemins particuliers n'a pas été détaillée. De nombreux résultats ont en effet été présentés lors de l'étude bibliographique réalisée dans la première partie, tandis que d'autres résultats sont également présentés en annexe (Annexe: Modélisation théoriques de l'interaction nappe-rivière).

Le modèle consiste en une coupe verticale 2D d'un aquifère rectangulaire surmonté d'une rivière de forme également rectangulaire. Il s'agit d'une coupe schématique simplifiée de la plaine alluviale du Rhône selon une section transversale, comprise entre les piézomètres P302 et P24.

Le fond de l'aquifère est fixé à la cote 117 m et son épaisseur est de 20 m. La largeur du côté Ouest du Vieux-Rhône est de 750 m tandis que le côté Est mesure 1050 m. La rivière mesure 200 m de large. La cote de

son fond est de 129 m. Le maillage est triangulaire. Les mailles mesurent de l'ordre de 2 m de côté en moyenne. Le maillage est raffiné en périphérie du cours d'eau avec des mailles de l'ordre de 0,5 m.

Par défaut, la perméabilité et l'emmagasinement sont homogènes. Ils sont fixés à : $K=5.10^{-3}$ m/s et $S=0,1$. Dans certaines modélisations, des champs de perméabilité et d'emmagasinement différents sont générés, notamment des champs aléatoires spatialement corrélés.

Différents types de signaux de hauteur d'eau en rivière sont également employés : niveau constant, signal sinusoïdal (amplitude égale à 7 m et niveau moyen de 133 m), signal réel (mesuré dans le Vieux-Rhône), et bruit blanc (amplitude maximale de 7 m). Sur les limites latérales du modèle une condition de flux ou de hauteur imposée est définie. Au total, 8 cas sont étudiés.

Il s'agit d'appliquer les méthodes d'analyses spectrales et corrélatoires, préalablement employées, aux niveaux de nappes calculés par modélisation. Le but est, au final, d'expliquer certains phénomènes observés lorsque le traitement du signal avait été appliqué aux signaux piézométriques réels (dans la deuxième partie de ce mémoire). En effet, certains questionnements restaient sans réponses.

2.3.1.a Trajets particuliers et sens des échanges

Dans le premier cas, on considère le champ de perméabilité variable. La perméabilité du milieu est homogène mais varie entre 10-2 m/s et 10-4 m/s. Le signal de hauteur d'eau en rivière est sinusoïdal de périodicité constante et égale à 2 semaines. Un flux constant est imposé en limite latérale du modèle.

La relation entre la distance de propagation des particules fluides, issues du cours d'eau, et la distance d'atténuation de l'onde de crue, lorsque la perméabilité du milieu varie, est étudiée. On constate (Figure 101) que la perméabilité agit de manière similaire à la fréquence de la perturbation (Annexe : Modélisation théorique de l'interaction nappe-rivière).

Pour un niveau moyen de la nappe égal à celui du cours d'eau, la distance de propagation des particules est une fonction croissante de la perméabilité. Il existe alors une corrélation (non-linéaire) entre la distance de propagation des particules et la distance d'atténuation de l'onde de crue. En revanche, lorsque la nappe alimente globalement la rivière, il existe une perméabilité (ou fréquence d'oscillation) qui permet une propagation maximale des particules fluides en nappe. Lorsque la perméabilité est trop faible, les particules ne se propagent pas loin du cours d'eau, car leur propagation est lente. Tandis que, lorsque la perméabilité est trop importante, le gradient de la nappe ne s'inverse pas (le niveau de la nappe reste en tous points supérieur au niveau d'eau en rivière), ce qui conduit à l'absence de propagation des particules fluides en nappe. Par conséquent, en présence d'un gradient de nappe (même modéré), une distance d'atténuation importante de l'onde de crue en nappe (ce qui équivaut à une perméabilité élevée du milieu, dans le cas d'une nappe libre) peut signifier l'absence de propagation des particules fluides de la rivière vers la nappe.

C'est sans doute ce qui explique les comportements observés au P230 lors de l'analyse comportementale. En ce point, situé très proche du Vieux-Rhône (moins de 100 m), l'atténuation de l'onde de crue est très limitée. Par contre, l'évolution de la température de la nappe ne semble pas pouvoir être reliée à l'évolution de la température du Rhône. Cela signifie probablement que les particules fluides provenant du Rhône ne se propagent pas jusque-là, même lors des grosses crues.

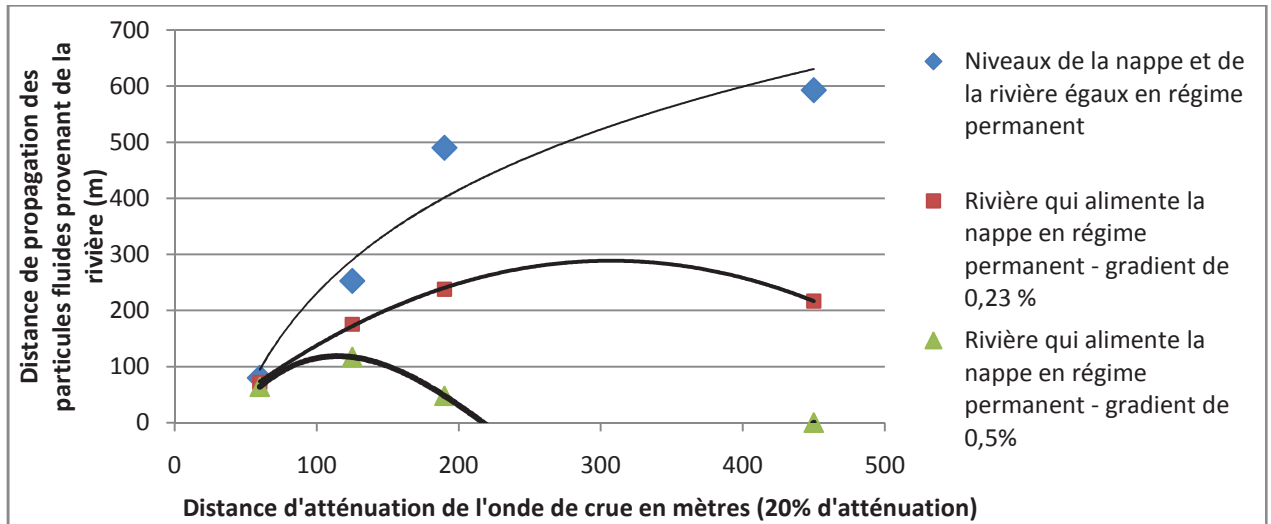


Figure 101: Distance maximale de propagation en nappe des particules fluides, issues du cours d'eau, avant qu'elles ne rebrousse chemin, en fonction de la distance d'atténuation de l'onde de crue.

Les gradients de nappe sur la zone d'étude sont généralement compris entre 0,05 et 0,5 %. La perméabilité de la nappe de $5 \cdot 10^{-3}$ m/s est celle qui permet la meilleure propagation des particules fluides lorsque le gradient est voisin de 0,35 % (pour une périodicité de l'ordre de 2 semaines). Dans le cas où le gradient de nappe est voisin de 0,5 %, la propagation des particules fluides en nappe est très limitée. En présence d'un gradient de nappe la distance de propagation des particules fluides reste toujours inférieure à ce qu'elle serait sans le gradient.

Dans le cas où la nappe alimente le cours d'eau il semble donc, au vu des caractéristiques du milieu (perméabilité connue et atténuation observée des ondes de crue), que les particules fluides issues du cours d'eau ne se propagent en nappe qu'à une distance de quelques centaines de mètre, au plus. Ce résultat est valable dans le cas de crues de périodicités égales à 2 semaines. Mais les crues du Vieux-Rhône durent rarement plusieurs semaines.

La distance de propagation des particules fluides est toujours inférieure à la distance de propagation des ondes de pression. Elle est également inférieure à la distance de propagation du creux piézométrique au sein de la nappe (Figure 102).

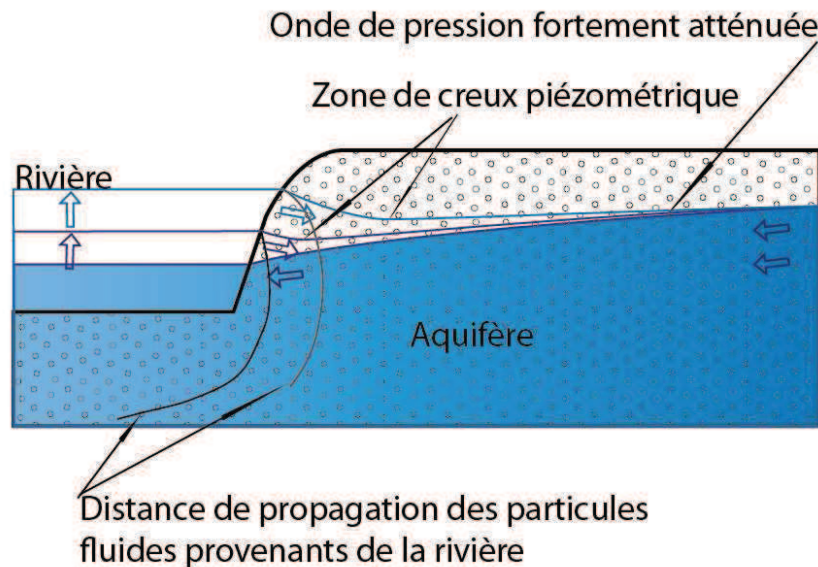


Figure 102: Relation entre la distance de propagation en nappe des particules fluides et la distance de propagation des ondes de pression.

2.3.1.b Niveaux de nappe

Dans le deuxième cas, un signal de crue de type sinusoïdal en rivière et un milieu homogène (paramètres par défauts) sont pris en compte. Dans certaines simulations une hauteur est imposée en limite latérale du modèle.

La corrélation simple (Pearson ou Spearman) n'est pas forcément un outil adéquat pour mesurer l'existence d'une relation entre le signal de hauteur de nappe et de niveau d'eau en rivière. En effet, il existe un déphasage entre le signal de nappe et de rivière lorsque l'onde de pression s'éloigne du cours d'eau. Ce déphasage provoque une diminution linéaire de la corrélation lorsque la distance au cours d'eau augmente ($R^2=0,997$). A partir d'une certaine distance, la corrélation devient négative, puis elle devient à nouveau positive si la distance continue à augmenter (Annexe : Figure 165). L'observation d'une corrélation nulle n'implique donc pas l'absence de relation entre le signal de rivière et le signal de nappe. Si le signal de rivière comporte majoritairement des oscillations de hautes fréquences, qui se propagent rapidement en nappe, la probabilité de calculer une corrélation nulle, entre les niveaux de nappe et de rivière, est importante.

Ce phénomène de corrélation nulle, ou négative, n'a pas été observé à partir des données réelles, lors de l'analyse comportementale : la corrélation reste toujours positive. Cela s'explique par le fait que le signal de variation du niveau d'eau en rivière n'est pas une sinusoïde et que l'extension latérale de la nappe alluviale est limitée.

Lorsque la distance à la rivière augmente, la valeur du pic de cohérence spectrale (observé pour une périodicité égale à celle du signal de hauteur d'eau en rivière), entre le niveau de nappe et de rivière, reste à peu près la même. Pour les autres plages de fréquence, en revanche, la cohérence spectrale tend à diminuer lorsque la distance à la rivière augmente (Annexe : Figure 166). Lorsque la cohérence diminue avec la distance au cours d'eau, la relation entre ces deux variables apparaît comme non-linéaire.

C'est également ce qui avait été observé pour les données réelles dans la partie précédente : une décroissance exponentielle de la cohérence spectrale avec la distance représente mieux le comportement observé qu'une décroissance linéaire.

Lorsque le signal source est de type sinusoïdal, la cohérence spectrale n'est pas maximale pour les basses fréquences. Elle n'évolue pas de manière monotone avec la fréquence.

Afin d'observer une diminution de la cohérence spectrale, lorsque la distance au signal source augmente, il peut être nécessaire de ne pas choisir la plage de fréquence correspondant à une corrélation maximale. Toutefois, dans le cas réel le problème ne semble pas se poser car le signal de variation de la ligne d'eau du Rhône n'est pas une sinusoïde.

Dans le cas d'oscillations de périodicité élevée (annuelle par exemple), le fait de considérer une condition de hauteur imposée constante, en limite latérale du modèle, résulte en un amortissement de l'onde de crue important par rapport au cas où un flux nul (ou constant) est imposé. En revanche, dans le cas d'oscillations de hautes fréquences (périodicité de 2 semaines par exemple) l'effet de l'imposition de conditions de hauteurs imposées sur l'amortissement de l'onde de crue est moindre (Figure 103). En général, l'atténuation augmente exponentiellement avec la distance à la source quelle que soit la fréquence. Toutefois, lorsque la fréquence d'oscillation de la source (rivière) est faible et qu'une hauteur d'eau constante est imposée en d'autres points de la nappe, l'atténuation du signal en fonction de la distance à la source peut être quasiment linéaire et, quantitativement, plus importante (Figure 103).

De manière similaire, en présence d'une hauteur d'eau imposée, et fixe, non loin du cours d'eau, le temps de retard à la propagation de l'onde de crue en nappe est inférieur au temps de retard qui serait autrement attendu (Annexe : Figure 183).

Ces phénomènes d'augmentation de l'atténuation (et de diminution du retard) de l'onde de crue pourraient jouer un rôle au sein de la zone d'étude, le niveau d'eau étant imposé en certains points tandis qu'il varie en d'autres. Cela pourrait expliquer ce qui a été observé précédemment au P224 par rapport au P24 : alors que ces points se situent à une distance du Rhône similaire, l'atténuation au P224 est plus forte et le temps de retard plus faible. Or le P224 est plus proche de zones où la hauteur d'eau peut être en partie imposée : lône, contre-canaux,...

D'autre part, l'imposition de la hauteur d'eau en certains points de la nappe pourrait également contribuer à expliquer pourquoi, à partir des données réelles, il avait été difficile de conclure que la diminution de l'amplitude de l'onde de crue, en fonction de la distance au cours d'eau, suivait une courbe exponentielle. Une superposition de points pour lesquels la décroissance est exponentielle, et d'autre pour lesquels la décroissance est linéaire, pourrait avoir lieu.

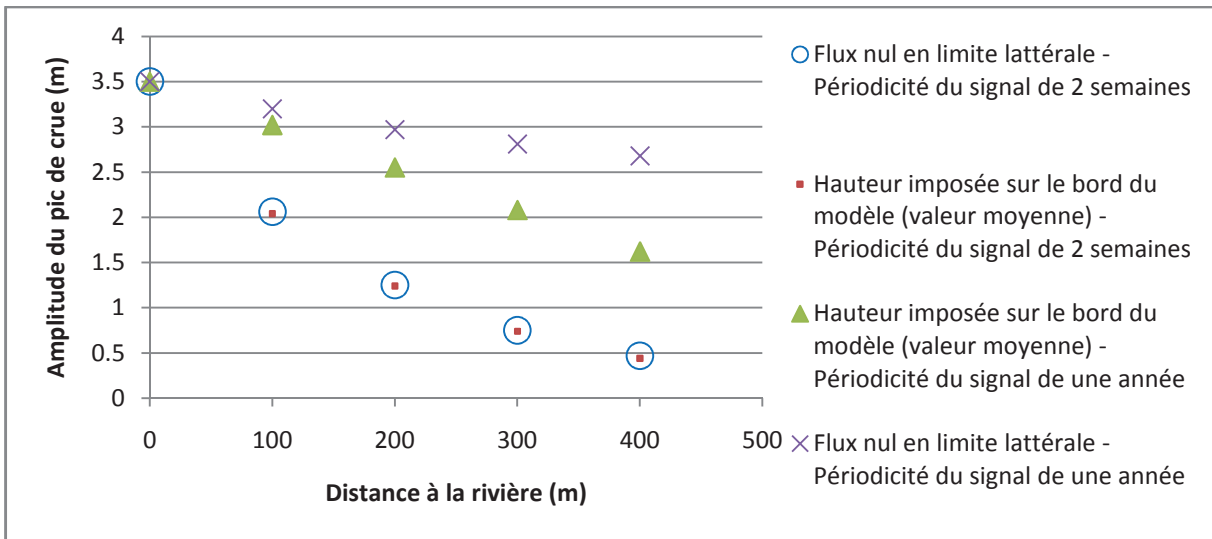


Figure 103: Atténuation d'un pic de crue en nappe en fonction de la fréquence de la crue et des conditions imposées en limites du modèle.

En présence d'une oscillation sinusoïdale du niveau d'eau en rivière, et lorsque la fréquence étudiée augmente, le gain a tendance à diminuer légèrement. Cette diminution n'est pas monotone. Un gain localement plus important s'observe pour des périodicités proches de celle du signal source. Une valeur stable du gain peut être obtenue sur cette gamme de fréquence. Le gain diminue légèrement, passé ce seuil, lorsque la fréquence diminue (Annexe : Figure 167). Le pic de cohérence correspond donc également à un pic du gain.

Ce phénomène (gain maximal sur une plage de fréquence spécifique) pourrait introduire un biais dans l'estimation du gain à partir des données réelles. En effet, à partir des données réelles, le gain a été estimé pour une périodicité de 2 semaines. Or, cette périodicité de 2 semaines ne correspond pas nécessairement à une cohérence maximale pour tous les points de la nappe.

Le temps de retard estimé augmente linéairement avec la distance à la source, quel que soit la fréquence.

Le troisième cas considère toujours un milieu homogène. Le signal de hauteur d'eau en rivière est de type bruit blanc, ou signal réel.

La corrélation simple a tendance à diminuer, en proche périphérie du cours d'eau, par rapport au cas précédent. Cela est dû à la filtration des composantes de hautes fréquences dès les premiers mètres de propagation en nappe. Mais, la diminution de la corrélation, lorsque la distance au cours d'eau augmente, est ensuite plus lente que dans le cas précédent, et non-linéaire (Annexe : Figure 165). La corrélation ne devient pas négative comme dans le cas précédent. Cela provient du fait que les oscillations de fréquences différentes ne subissent pas les mêmes déphasages. La corrélation simple intègre donc un déphasage moyen : certaines fréquences sont en phase tandis que d'autres sont en opposition de phase. Dans le cas d'un signal de hauteur d'eau en rivière réel, la diminution de la cohérence est encore plus faible que pour un signal de type bruit blanc. Cela s'explique par la richesse relative du signal réel en basses fréquences.

D'autre part, on retrouve le fait, préalablement observé à partir des données réelles, que, même à grande distance du cours d'eau, la corrélation reste positive. Dans le cas réel, la décroissance de la corrélation en fonction de la distance au cours d'eau semble également non-linéaire. Toutefois, les données ne permettent pas de conclure en l'absence, ou non, de linéarité.

La cohérence spectrale est globalement plus élevée, à l'exception de la plage de fréquence encadrant la fréquence propre du signal sinusoïdal, si un signal de hauteur d'eau en rivière de type bruit blanc plutôt que sinusoïdal est pris en compte. Un filtrage fréquentiel est observé pour les hautes fréquences : les périodicités inférieures à 5 jours sont peu visible à 100 m du cours d'eau (Annexe : Figure 168). Une diminution de la cohérence est également observée pour les basses fréquences. Ce phénomène est en partie causé par la faible période temporelle considérée dans cette simulation (1 an). L'étude des très basses fréquences (périodicités supérieures à 2 mois) est donc sujette à de forts biais. Mais il est également possible qu'il y ait d'autres explications à ce phénomène, car la cohérence diminue fortement pour des périodicités supérieures à seulement 2 à 3 semaines. En conclusion, la cohérence spectrale ne semble pas être une fonction strictement décroissante de la fréquence, contrairement à ce qui est supposé d'ordinaire.

Il existe une plage de fréquence sur laquelle la cohérence observée peut être maximale. C'est également ce qui avait été observé pour les signaux réels, où la cohérence diminue pour des périodicités supérieures à 1 an. Ce phénomène existe, indépendamment des autres facteurs qui influencent différemment les niveaux de nappe selon la périodicité considérée. Il est donc intéressant d'étudier la cohérence sur différentes plages de fréquence.

Le gain diminue de manière quasiment exponentielle lorsque la fréquence augmente (R^2 de 0,93 à 100 m du cours d'eau : Annexe : Figure 169). Cette relation est beaucoup plus claire que dans le cas d'un signal source de type sinusoïdal.

Le même phénomène de diminution exponentielle du gain en fonction de la fréquence avait été observé, pour la plupart des points de suivis, dans le cas du système réel.

Le temps de retard estimé lors de la propagation des oscillations de la rivière vers la nappe, par analyse corrélatrice simple, augmente lorsque le signal réel est considéré, par rapport à un bruit blanc (Annexe : Figure 170). Cela s'explique par le fait que le signal réel est moins riche en composantes de très hautes fréquences. Or, ces composantes ont tendance à se propager rapidement.

D'autre part, dans le cas d'un signal source réel, l'augmentation du temps de retard (estimé par analyse corrélatrice simple) en fonction de la distance à la source n'est pas nécessairement un phénomène linéaire. Le phénomène de non-linéarité existe également dans le cas du bruit blanc mais il est moins marqué. Cela pourrait s'expliquer par le fait qu'au fur et à mesure de la propagation de l'onde de crue, les fréquences les plus élevées, qui se propagent les plus rapidement, sont filtrées. Le temps de retard moyen à grande distance correspond au temps de propagation des seules fluctuations de plus basses fréquences. Il augmente donc par rapport à ce qui est attendu (Annexe : Figure 170).

Ce phénomène d'accroissement non-linéaire du temps de retard, en fonction de la distance à la source, n'avait toutefois pas été observé préalablement à partir des données réelles. Il est probablement masqué par l'impact des contre-canaux. Ceux-ci entraînent l'effet inverse : les fluctuations de fortes fréquences peuvent se propager plus loin en nappe qu'elles ne le devraient. D'autre part, l'accroissement non-linéaire du temps de retard conduit probablement à sous-estimer l'importance du colmatage du fond du Vieux-Rhône. En effet, dans l'optique d'estimer la perméabilité du colmatage, une régression linéaire a été effectuée.

Si les nombres d'ondes k_r et k_i sont calculés, il peut être observé que k_i est très légèrement supérieur à k_r (respectivement 5,2 et 5,05 pour les valeurs moyennes). Le contraire, ou au moins l'égalité, est attendu. Cela signifie qu'il existe effectivement une incertitude relativement importante lors de l'estimation de ces variables (comme cela était supposé).

Ce phénomène ($k_r < k_i$) avait également été observé à partir des données réelles. Toutefois, la différence calculée entre k_r et k_i est plus grande dans le cas réel. Des phénomènes physiques contribuent donc vraisemblablement à la différence observée entre k_r et k_i à partir des signaux réellement observés.

Dans le quatrième cas, on se place dans le cadre d'un aquifère de perméabilité non homogène, ou homogène mais variable. Différents champs de perméabilités aléatoires sont simulés au sein de l'aquifère (on rappelle que les caractéristiques du champ de perméabilité hétérogène ont été définies précédemment). Le signal de hauteur d'eau en rivière est de type sinusoïdal.

Lorsque qu'un champ de perméabilité aléatoire est pris en compte, la corrélation entre le signal de hauteur de rivière et le signal de hauteur de nappe peut être soit plus importante, soit moins importante (selon les simulations), que celle qui est observée pour un champ de perméabilité homogène de même valeur moyenne et de même variance. La principale différence observée, lorsqu'un champ de perméabilité hétérogène est introduit, concerne l'irrégularité de la variation de ces différentes variables avec la distance au cours d'eau (Figure 104).

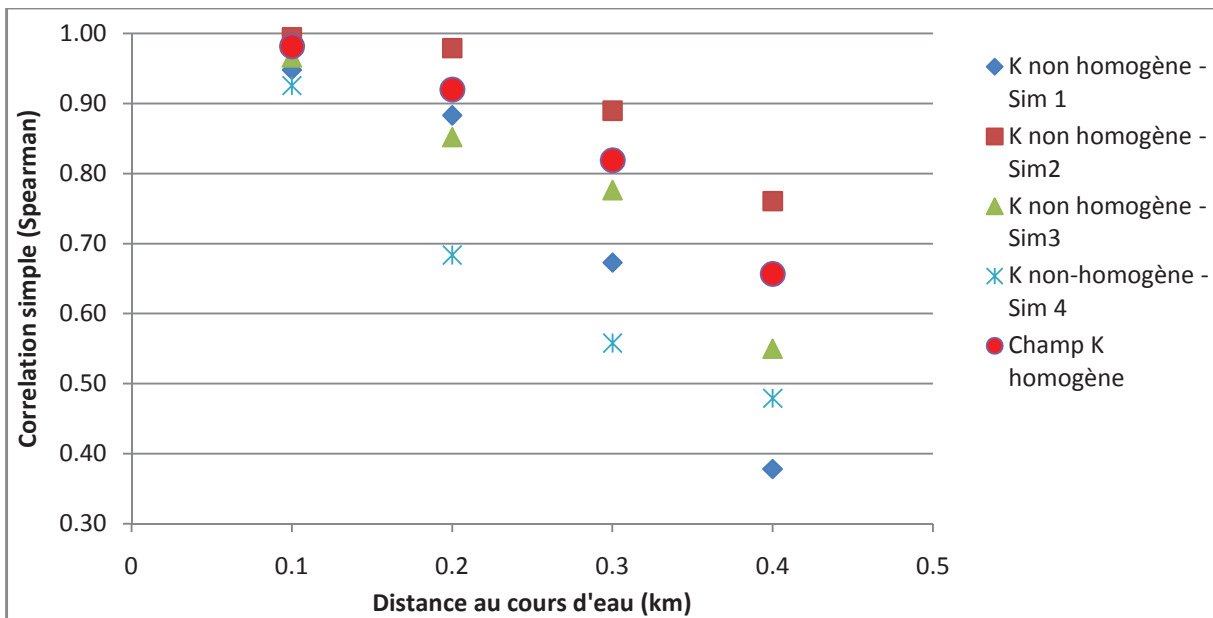


Figure 104: Evolution de la corrélation entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe, en fonction de la distance au cours d'eau et du champ de perméabilité de l'aquifère (4 simulations de champs de perméabilité aléatoires).

Des phénomènes identiques sont observés pour le gain (Annexe : Figure 171) et le temps de retard (Annexe : Figure 172).

Il est intéressant de constater que ces différentes variables ne varient pas de manière conjointe. Ainsi, à une distance de 200 m du cours d'eau, le temps de retard observé pour la simulation 1 est inférieur au temps de retard observé pour la simulation 3 (Annexe : Figure 172). En revanche, le gain est identique (Annexe : Figure 171). Dans la simulation 4 le temps de retard est, en tous points, supérieur à celui observé pour la simulation 3 tandis que le gain est égal à une distance de 400 m.

L'hétérogénéité du milieu pourrait donc contribuer à mieux expliquer pourquoi le gain, la corrélation et le temps de retard ne varient pas toujours de manière synchrone entre les différents points d'observation des niveaux de la nappe, ainsi qu'il avait été observé précédemment.

Dans le cinquième cas, la configuration restant inchangée, on considère cette fois un signal de hauteur d'eau en rivière de type signal réel.

En présence d'un aquifère de perméabilité hétérogène, la cohérence spectrale associée aux fortes fréquences peut, localement, augmenter avec la distance à la source (Figure 105).

L'hétérogénéité du milieu pourrait donc expliquer en partie certaines anomalies qui avaient été observées, comme des cohérences basses en des points proches du Rhône.

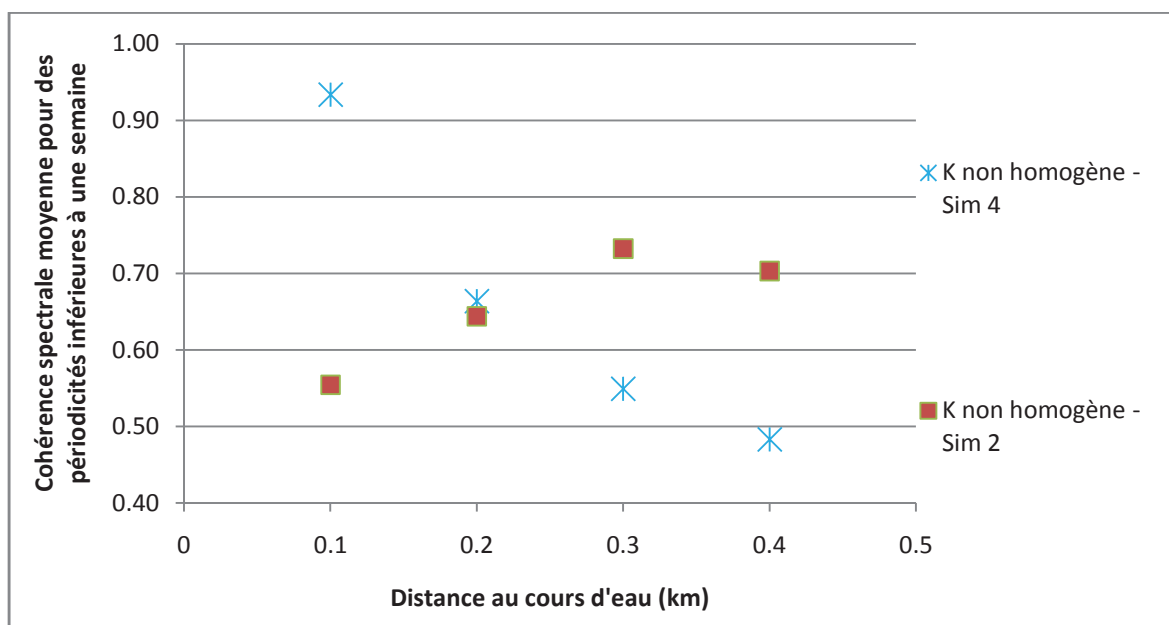


Figure 105: Cohérence spectrale entre les niveaux de nappe et de rivière, en fonction de la distance du point de suivi de la nappe au cours d'eau - Cas d'un signal de niveau d'eau en rivière réel.

Les simulations effectuées avec des champs de perméabilité hétérogènes (dont la distribution statistique est issue des données de terrain) donnent cependant d'ordinaire des résultats assez similaires à ceux observés pour des scénarios de perméabilités homogènes, avec une perméabilité variant de 10^{-2} m/s à 10^{-3} m/s (Annexe : Figure 173).

Dans le sixième cas, un champ de perméabilité aléatoire est utilisé au sein des sédiments du fond du cours d'eau (couche colmatante), tandis que la perméabilité de l'aquifère est considérée homogène. Une épaisseur de 2 m a été utilisée pour la couche colmatante, ce qui permet de majorer le rôle joué par cette dernière. Les paramètres suivants sont employés pour décrire le champ de perméabilité de la couche colmatante :

$$\sigma = 2,3 ; \lambda = 5 ; \mu = -11.5$$

C'est-à-dire que la conductivité hydraulique est considérée comme étant plus faible et moins homogène qu'au sein de l'aquifère.

Le comportement du système est relativement différent selon qu'un colmatage homogène ou, au contraire, un colmatage hétérogène avec une perméabilité moyenne équivalente (10^{-5} m/s dans l'exemple traité), est considéré. Dans le cas où le colmatage est hétérogène, la perméabilité équivalente du colmatage apparaît comme étant plus importante. Cela a pu être observé pour le gain, le temps de retard et la corrélation, sur chacune des 10 simulations réalisées (Un seul exemple est montré, car aucune différence majeure entre les différents scénarios n'a été observée : Figure 106 ;Figure 107 ;Figure 108). Ce phénomène peut s'expliquer par le fait que l'onde de pression franchit aisément la zone colmatée, à travers les zones de fortes conductivités. Puis, elle se propage au sein de l'aquifère homogène. Ce n'est pas ce qui était observé lorsque le système tout entier était considéré comme hétérogène. En effet, dans ce cas, les zones de faibles conductivités pouvaient occuper toute une section de l'aquifère et donc freiner la propagation de l'onde de pression.

Des résultats similaires avaient déjà été établis en ce qui concerne les flux échangés (Kalbus et al., 2009).

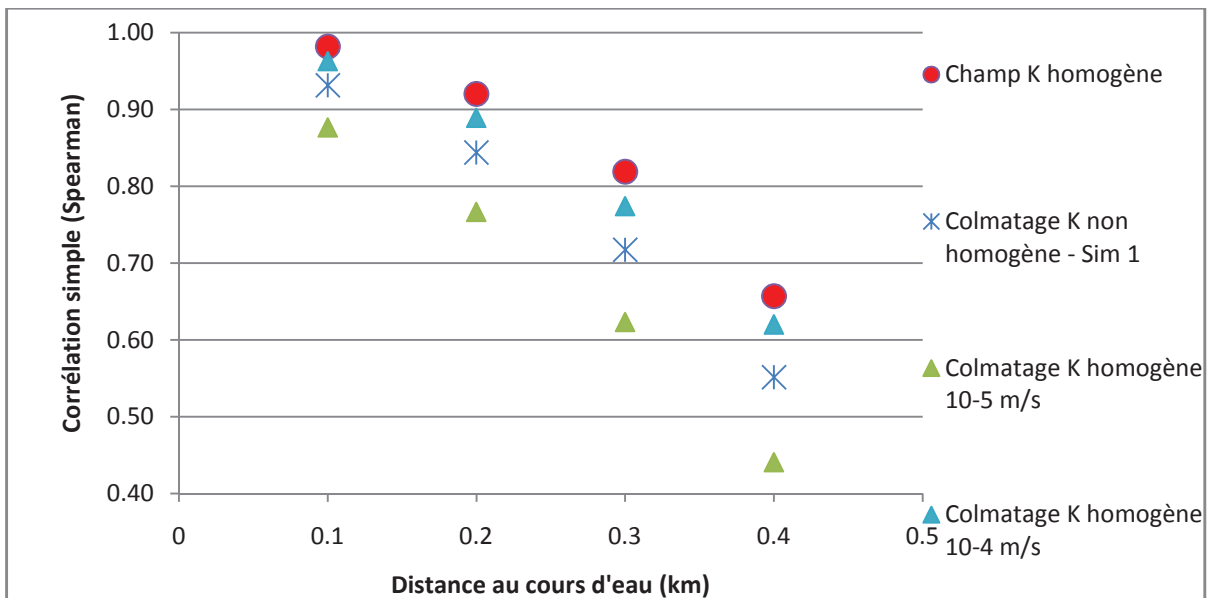


Figure 106: Evolution de la corrélation entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe, en fonction de la distance au cours d'eau et du champ de perméabilité de l'aquifère.

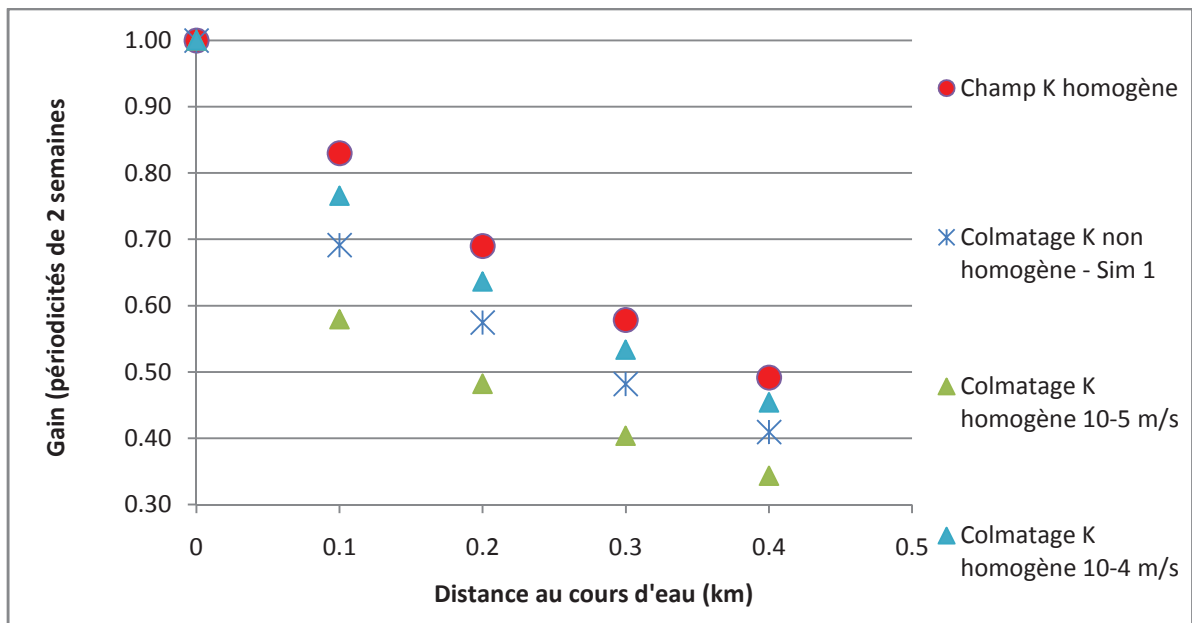


Figure 107: Evolution du gain entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe, en fonction de la distance au cours d'eau et du champ de perméabilité de l'aquifère.

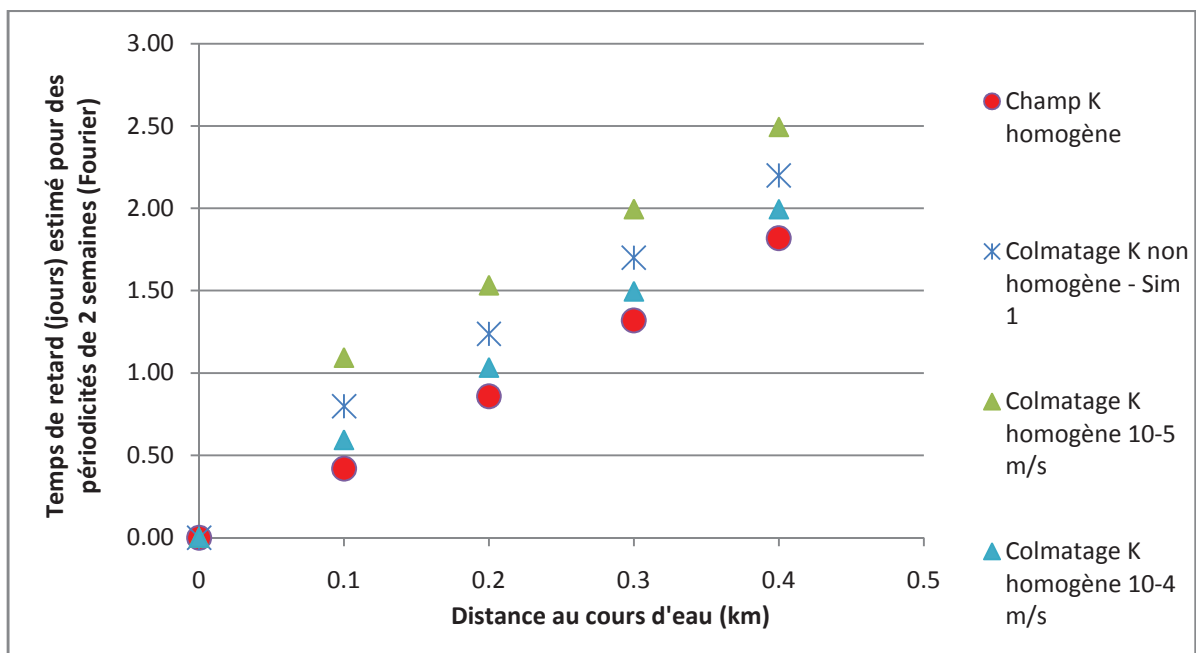


Figure 108: Evolution du temps de retard entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe, en fonction de la distance au cours d'eau et du champ de perméabilité de l'aquifère.

Dans le cas du gain, la présence d'une couche de sédiments colmatés joue surtout un rôle à faible distance du cours d'eau. En revanche, à fortes distances, l'influence du colmatage est beaucoup moins visible, car la diminution du gain en fonction de la distance à la source est exponentielle. La détection de ce colmatage est donc plus aisée lorsque les points de mesure se situent relativement proche du cours d'eau. Cela reste vrai en ce qui concerne la détermination des propriétés physiques de l'aquifère et indépendamment de la présence de colmatage (Slooten et al., 2010).

Dans le cas du temps de retard, au contraire, celui-ci augmente de la même valeur à toutes les distances en présence de colmatage. La détection du colmatage sera néanmoins toujours facilitée en présence de points de mesure situés au voisinage du cours d'eau.

En conclusion, la présence d'une couche colmatante de perméabilité hétérogène conduit à surestimer la perméabilité moyenne de cette dernière. C'est sans doute la raison principale pour laquelle il n'avait pas été aisé de détecter la présence d'un colmatage à partir de l'étude des signaux réels.

Le septième cas considéré consiste à étudier sous quelles conditions une onde de pression peut se propager depuis un côté du cours d'eau vers l'autre. Dans ce cadre, l'aquifère est considéré homogène, tandis qu'un colmatage est appliqué sous le cours d'eau. Le niveau d'eau en rivière est constant. En revanche, une hauteur variable, de type sinusoïdale, est imposée en limites latérales de modèle.

Plus le colmatage est important, plus l'atténuation et le temps de retard, lors la propagation de l'onde de pression sous le cours d'eau, sont importants (Figure 109 ;Figure 110). En effet, lorsque le colmatage diminue, la hauteur imposée en rivière joue un rôle de plus en plus important. L'onde de pression se propage donc plus vite jusqu'au cours d'eau, tout en étant plus atténuée. En revanche, après le cours d'eau la vitesse de propagation reste la même, quelle que soit la perméabilité du colmatage.

L'étude de la transmission d'onde de pression sous le cours d'eau permet donc d'identifier les caractéristiques du colmatage du fond de ce dernier.

Dans le cas déjà étudié sur la zone d'étude (impact des prélèvements OSIRIS en rive droite du Vieux-Rhône), on constate qu'il est nécessaire de considérer une perméabilité de colmatage inférieure à 10^{-4} m/s afin de représenter ce qui est observé (pour une épaisseur de la couche colmatante de 2 m). Une perméabilité de colmatage d'environ 10^{-5} m/s pourrait convenir. Par contre, une perméabilité de 10^{-6} m/s reviendrait à considérer le cours d'eau comme quasiment absent. Or, le Vieux-Rhône exerce une influence majeure sur le niveau de la nappe dans son voisinage. La perméabilité du colmatage est donc probablement supérieure à 10^{-6} m/s.

Si la perméabilité du colmatage est suffisamment faible, les particules fluides peuvent se propager depuis un côté du cours d'eau vers l'autre. Les modélisations montrent qu'en général, lorsque les ondes de pressions peuvent se propager sous le cours d'eau, les particules fluides le peuvent également.

Cela peut avoir des conséquences sur le secteur d'étude, au niveau de la plaine de Limony. Comme l'effet des prélèvements OSIRIS est visible en rive droite du Rhône, les particules fluides, et donc éventuellement une pollution, peuvent vraisemblablement se propager de la rive droite du Rhône vers la rive gauche.

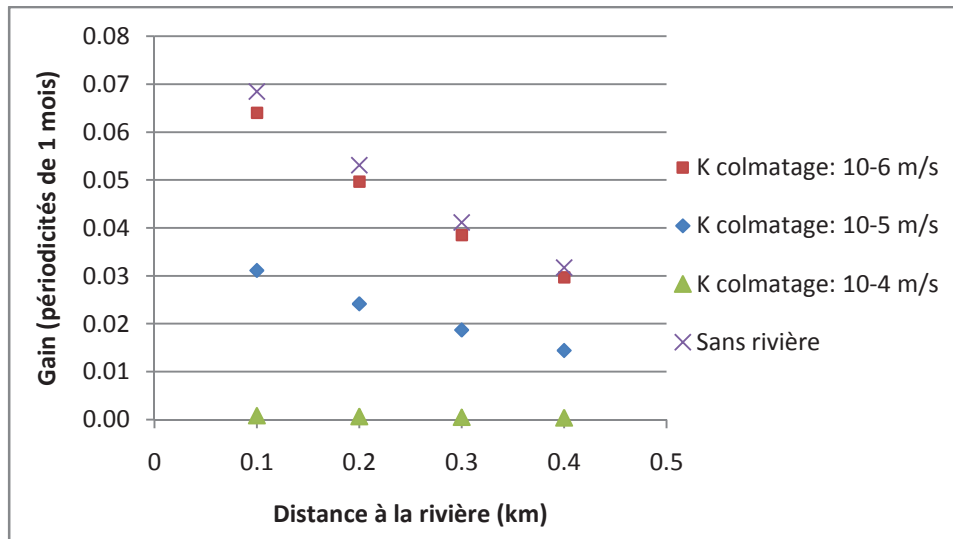


Figure 109: Evolution du gain entre le signal de hauteur d'eau à une extrémité du modèle et le signal de hauteur d'eau en nappe (de l'autre côté du cours d'eau), en fonction de la distance au cours d'eau et de la perméabilité du colmatage.

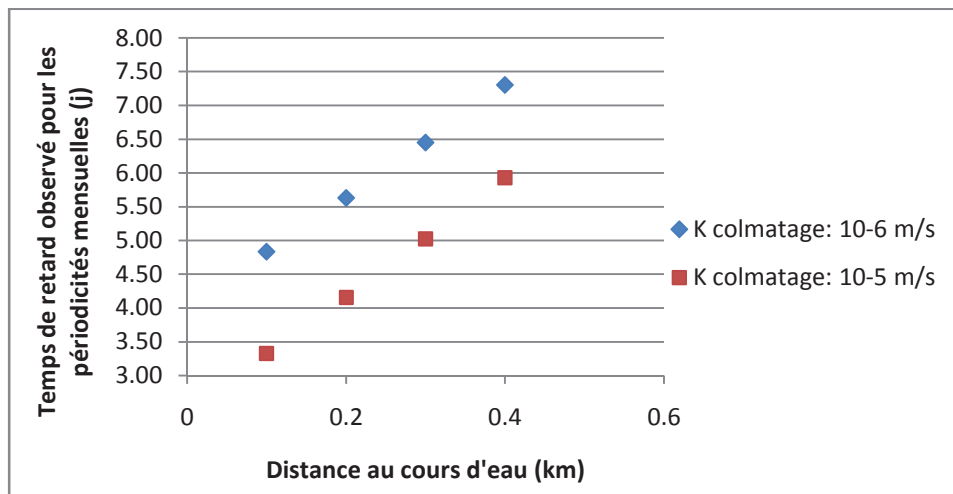


Figure 110: Evolution du temps de retard entre le signal de hauteur d'eau à une extrémité du modèle et le signal de hauteur d'eau en nappe (de l'autre côté du cours d'eau), en fonction de la distance au cours d'eau et de la perméabilité du colmatage.

Il doit également être remarqué que des particules fluides peuvent se propager d'un côté à l'autre du cours d'eau, même en présence d'un milieu homogène et en l'absence de colmatage au fond du cours d'eau. Une condition nécessaire mais non suffisante au sous-écoulement est que le gradient de nappe soit de même sens des deux côtés du cours d'eau. Ce phénomène (sous-écoulement) est facilité par un aquifère épais, par une rivière de faible largeur et par un gradient de nappe fort d'un côté du cours d'eau et faible de l'autre côté (des modèles simplifiés peuvent facilement permettre de représenter le sous-écoulement). Dans tous les cas, le colmatage du fond du cours d'eau facilite le sous-écoulement.

Le huitième, et dernier, cas étudié consiste à intégrer l'effet d'un confinement partiel du milieu. Une couche de faible perméabilité est imposée en surface du modèle (hors rivière), de telle sorte que la nappe soit confinée en hautes-eaux et libre en basses-eaux. Ce phénomène avait été suspecté sur la zone d'étude. A des fins de simplification, une couche de perméabilité très faible (10^{-6} m/s) est placée au sommet de l'aquifère, à une cote supérieure à 133 m.

En présence d'une couche supérieure de l'aquifère peu perméable, une rupture de la pente de la montée de la nappe peut être observée lorsque le système passe d'un comportement libre à un comportement captif (Figure 111).

Ces ruptures de pentes, lors de la montée des niveaux de nappe, ne sont pas observées sur les signaux réels, ce qui traduit l'absence probable de confinement sur la majeure partie de la zone d'étude, bien que de légers confinements locaux soient suspectés.

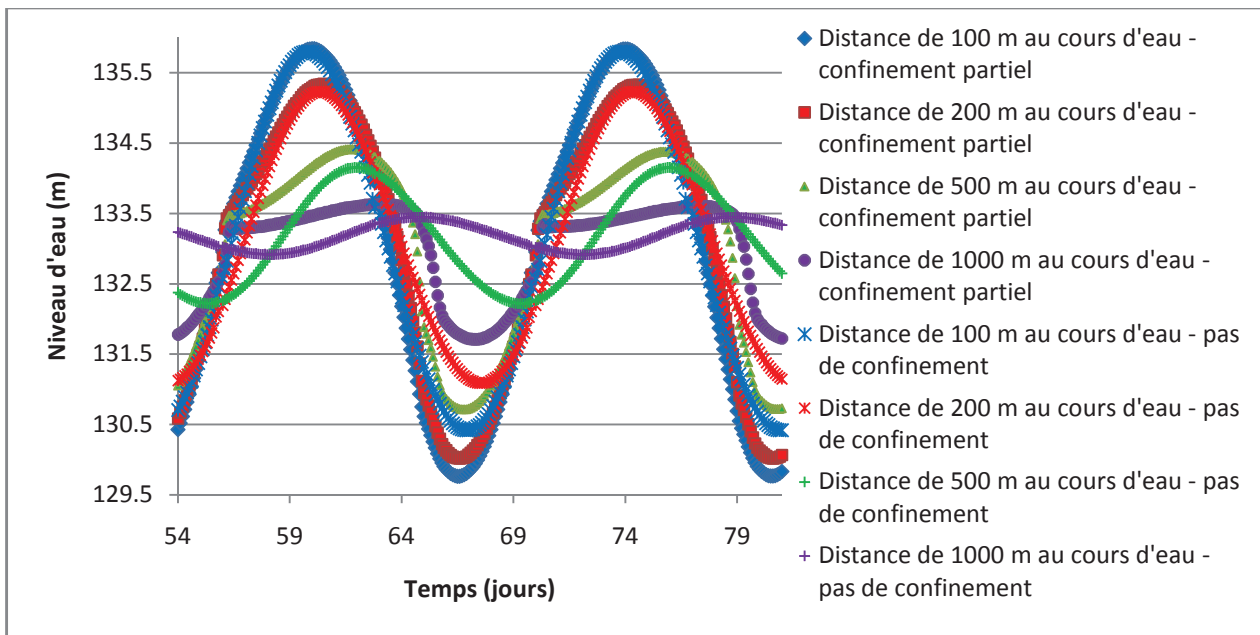


Figure 111: Evolution des niveaux de nappe en présence d'une variation sinusoïdale du niveau du cours d'eau, de périodicité de 2 semaines, et d'un milieu semi confiné ou libre.

Le confinement a pour effet de diminuer le temps de retard et l'atténuation lors de la propagation des ondes de pression (Figure 112). Le temps de retard n'augmente plus linéairement avec la distance à la source de fluctuation : le temps de retard observé à une distance élevée de la source est plus faible que celui qui serait attendu par extrapolation linéaire du comportement des points proches de la source.

Ce phénomène de diminution du temps de retard est similaire à ce qui a pu être observé sur la zone d'étude et qui avait été expliqué par la présence des lômes et des contre-canaux. Les deux phénomènes pourraient donc se conjuguer. Dans le cas du P126N, la présence probable de zones semi-confinées à proximité (Figure 11 ; Figure 12) pourrait ainsi expliquer le temps de retard relativement faible qui y est observé.

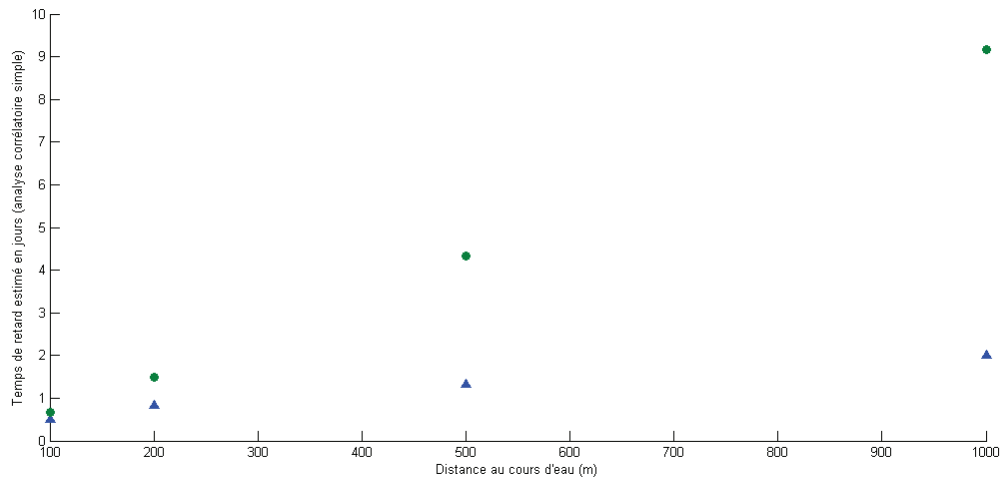


Figure 112: Evolution du temps de retard entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe, en fonction de la distance au cours d'eau et en fonction de la présence d'un milieu libre ou semi-confiné.

2.3.1.c Bilan : analyse des signaux piézométriques modélisés et conséquences pour la zone d'étude

Lorsque la nappe alimente globalement la rivière, et en présence de fluctuations du niveau d'eau en rivière, il existe une perméabilité du milieu qui rend maximale la propagation des particules fluides, issues du cours d'eau, en nappe. Cette perméabilité dépend du gradient de la nappe et de la fréquence des variations du niveau d'eau en rivière. Une forte propagation des ondes de pression en nappe peut signifier l'absence d'apport du fleuve à la nappe. La distance de propagation des particules en nappe ne semble pas pouvoir dépasser quelques centaines de mètres, lorsque le gradient est nul, pour l'aquifère alluvial du Rhône.

L'imposition d'une hauteur d'eau constante en certains points de la zone d'étude provoque une augmentation de l'atténuation de l'onde de crue et une diminution de son temps de retard, lors de sa propagation en nappe.

Les modélisations montrent que le temps de propagation estimé de l'onde de crue en nappe n'augmente pas nécessairement de façon monotone avec la distance à la source des fluctuations. De même, la cohérence spectrale estimée n'augmente pas nécessairement lorsque la fréquence étudiée diminue. Le contenu fréquentiel du signal de variation de niveau d'eau en rivière joue un grand rôle. Or, ce phénomène n'est d'ordinaire pas pris en compte lors des analyses corrélatoires et spectrales.

Lorsque la perméabilité du milieu est non homogène, le temps de retard observé lors de la propagation de l'onde de crue et l'atténuation ne sont pas nécessairement corrélés : un temps de retard moindre ne se traduit pas forcément par une atténuation moindre.

Dans le cas où la perméabilité des sédiments du fond du cours d'eau est hétérogène, l'onde de pression se propage plus facilement en nappe que si les sédiments sont homogènes et de perméabilité moyenne équivalente.

La présence d'une couche de faible perméabilité, dans la partie supérieure de l'aquifère, peut se traduire par un confinement temporaire du milieu lors des crues. La vitesse de propagation des ondes de pression est alors plus forte et l'atténuation moindre qu'en l'absence de cette couche.

Enfin, en présence de sédiments colmatés sous le cours d'eau, des ondes de pression peuvent se propager d'un côté de la rivière vers l'autre. L'atténuation de ces ondes de pression est d'autant plus faible, et le temps de retard d'autant plus élevé, que le colmatage est important. Lorsque les ondes de pression peuvent transiter d'un côté du cours d'eau à l'autre, les particules fluides le peuvent également (même si elles peuvent théoriquement aussi transiter dans le sens inverse de l'onde de pression).

Sur la zone d'étude, la diffusivité de l'aquifère alluvial est importante. Par conséquent, là où le gradient moyen de la nappe est fort (nappe alimentant la rivière) la distance de propagation des particules fluides, issues du cours d'eau, en nappe, est faible. Dans tous les cas, elle n'excède pas quelques centaines de mètres.

Différents phénomènes permettent d'expliquer que, sur la zone d'étude, la décroissance de l'amplitude des ondes de crue, et l'augmentation du temps de retard, en fonction de la distance au cours d'eau ne suivent pas nécessairement les lois attendues (respectivement exponentielle et linéaire). Ces phénomènes sont :

- la présence de zones dans la nappe où la hauteur d'eau est imposée ;
- les hétérogénéités de la perméabilité du milieu ;
- la présence de périodicités multiples dans les signaux de hauteur d'eau en rivière.

L'étude de la propagation des ondes de pression est donc susceptible d'apporter des informations, tant sur l'existence d'hétérogénéités dans l'hydrosystème que sur la présence de hauteurs imposées dans le milieu (et donc indirectement sur l'existence de colmatage). En revanche, lorsque le colmatage est hétérogène l'estimation de sa perméabilité moyenne est délicate.

Il a été montré que l'étude de la corrélation peut présenter des limites : une corrélation nulle ne signifie pas l'absence de relation. Cependant, la décroissance non-linéaire de la corrélation, avec la distance au cours d'eau, présente l'avantage de limiter la probabilité d'apparition de corrélations nulles, où très faibles. Cela rend l'emploi de l'ACP d'autant plus pertinent.

2.3.2 Intérêts et limites de la méthode géomatique

La pertinence des résultats fournis par la méthode géomatique dépend de nombreux facteurs, parmi lesquels peuvent être cités :

- La carte piézométrique (points de mesure choisis, méthode d'interpolation utilisée et période temporelle étudiée);
- Le degré de colmatage du fond du cours d'eau et, plus généralement, la perméabilité du milieu considérée ;
- L'épaisseur de la zone saturée prise en compte ;
- La résolution, c'est-à-dire la taille des segments discrétisés du contour du cours d'eau, et la qualité de la création du maillage TIN à partir des cartes piézométriques et du contour de la rivière.

Afin d'étudier l'influence de ces différents facteurs, un modèle numérique est implémenté sur la plaine de Limony, en rive droite du Vieux-Rhône. Le modèle a été calibré en régime permanent (à partir des points de suivi de la Platière) puis en régime transitoire (à partir de l'enregistreur de la CNR – le P24 – et de l'enregistreur du syndicat des eaux Annonay-Serrières). Ce modèle a déjà été décrit précédemment.

Deux modélisations différentes ont été conduites, avec et sans prise en compte du probable sous-écoulement qui a lieu au niveau du Vieux-Rhône. Une perméabilité du milieu homogène est utilisée ($K=5.10^{-3}$ m/s ; $S=0,1$). Le modèle fournit une estimation des flux échangés le long du Rhône, ainsi qu'une carte piézométrique dite de référence qui peut ensuite être utilisée, dans la méthode géomatique, à des fins de comparaison. La plaine de Limony a été choisie comme site d'étude, car il s'agit d'une zone à la fois relativement homogène et avec des interactions nappe-rivière suffisamment variées.

2.3.2.a La carte piézométrique

La méthode géomatique est fortement dépendante des cartes piézométriques utilisées. Indépendamment de la méthode d'interpolation appliquée, le choix des points de mesure des niveaux piézométriques, à prendre en compte, est crucial.

Trois scénarios sont envisagés (Figure 113). Dans le premier cas, tous les points de mesures (à l'exception du Rhône) sont pris en compte, que ce soit en rive gauche ou en rive droite du Vieux-Rhône. Le deuxième cas considère une situation où seuls les points de mesure situés en rive droite du Vieux-Rhône sont considérés. Enfin, dans un troisième temps, le niveau d'eau dans le Rhône est pris en compte, en même temps que les mesures de niveaux de nappe en rive droite du Vieux-Rhône. La même méthode d'interpolation (fonction de type spline) a été utilisée dans les trois cas.

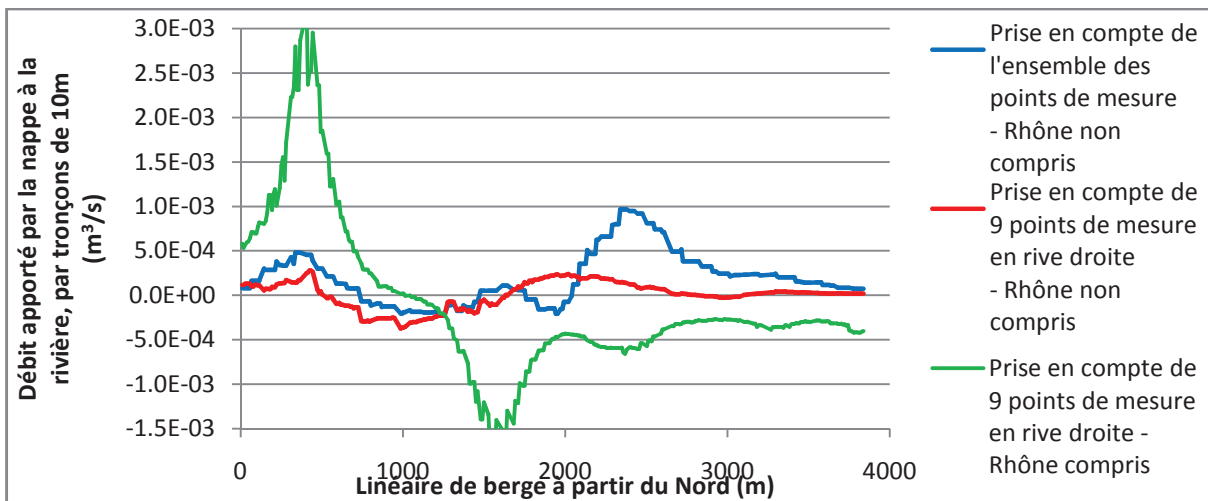


Figure 113: Débit apporté par la nappe au fleuve Rhône, calculé à l'aide de la méthode géomatique, et à partir de différentes cartes piézométriques obtenues par interpolation à partir des niveaux piézométriques mesurés – On note la grande variabilité de l'estimation du débit.

Les débits estimés, à l'interface nappe-rivière, sont plus conséquents lorsque le niveau du Rhône est pris en compte lors de l'établissement de la carte piézométrique (Figure 113). Toutefois, la prise en considération du niveau du Rhône pose un problème dans deux cas. Lorsque le fond du Rhône est colmaté, le débit échangé est surestimé, car la pente de la nappe est plus forte au sein de la couche colmatée qu'au sein de la nappe (Figure 114, méthode n°1). D'autre part, il peut exister un flux transverse au cours d'eau, et sous ce dernier, lorsque le colmatage est suffisamment important et, ou, la nappe suffisamment décrochée par rapport à la rivière. Il s'agit d'un sous-écoulement. Dans ces cas le niveau du Rhône ne doit pas être pris en compte. Cependant, en l'absence de phénomène de colmatage important, et surtout en l'absence de sous-écoulement, la prise en compte du niveau du Rhône permet a priori d'établir une carte piézométrique plus exacte, surtout si les points de mesure en nappe sont peu nombreux.

Les cartes piézométriques établies en prenant en compte respectivement, pour l'une, l'ensemble des points de mesure et, pour l'autre, uniquement les points de mesure situés en rive droite du Vieux-Rhône (Figure 114, méthode n°2), donnent des résultats assez similaires entre eux (Figure 113). Lorsque tous les points de mesure sont considérés, le creux piézométrique lié aux prélèvements OSIRIS semble visible en rive droite du Rhône. Le gradient de nappe entre les kilomètres 2 et 3 paraît alors relativement important. Par conséquent, les échanges avec le Rhône sont surestimés par rapport à la configuration où seuls les points de mesure en rive droite sont considérés. La prise en compte des points de mesure situés sur la rive opposée est en général à éviter. Dans le cas où le sous-écoulement n'est pas négligeable, cela peut toutefois permettre de fournir une meilleure estimation du débit qui passe sous le Rhône et dont une partie alimente peut-être, par endroits, le Rhône.

Si le fond du Rhône est colmaté et s'il existe un sous-écoulement, aucune des trois solutions n'est satisfaisante. Elles peuvent toutes conduire à se tromper à la fois sur le sens et sur l'intensité des échanges. Les grandes divergences de résultats entre les 3 situations prises en compte pourraient être une indication de zones potentiellement colmatées et, ou, sous lesquelles un sous-écoulement pourrait avoir lieu.

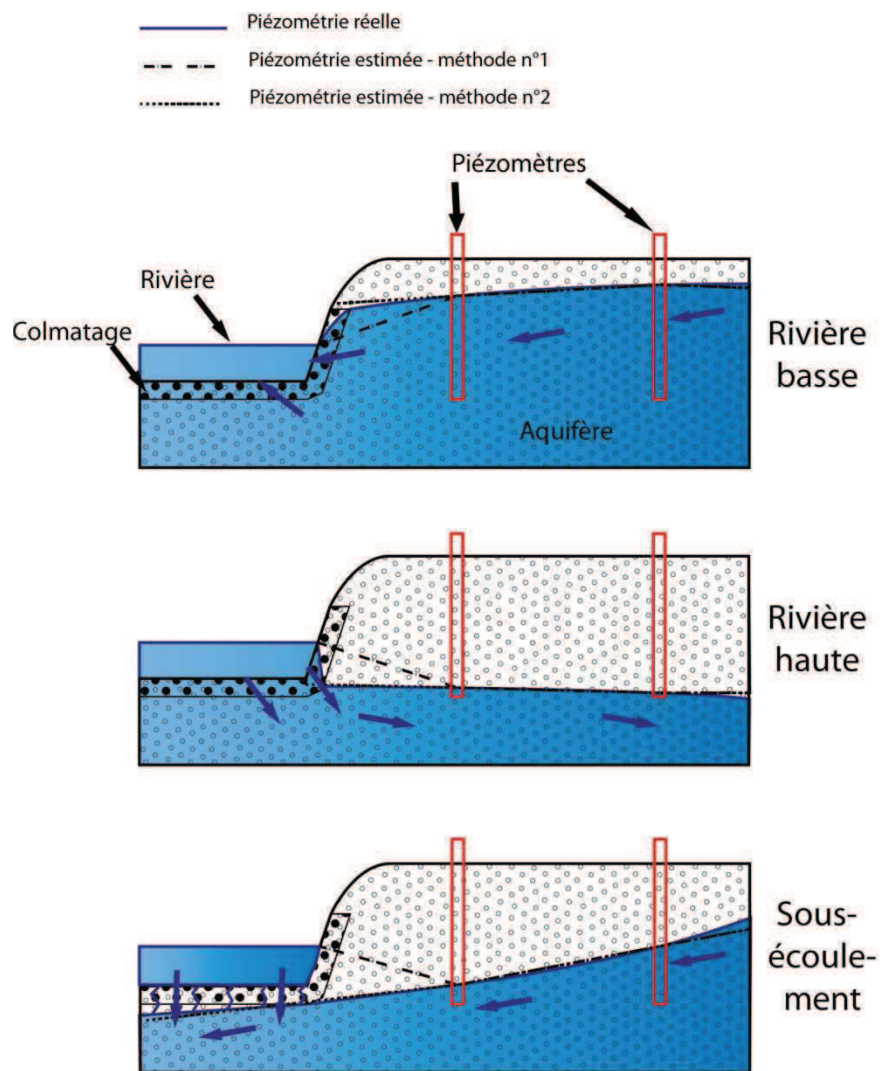


Figure 114: Schéma de différentes configurations d'échanges possibles au voisinage d'un cours d'eau – Le niveau d'eau de la rivière est pris en compte dans la méthode n°1 mais non dans la méthode n°2.

La distance entre les points d'observation du niveau de la nappe et la rivière est un critère à retenir pour le choix des points de mesure à prendre en compte. Il a été vu que, dans le cas où la berge est fortement colmatée, et si les points d'observation du niveau de nappe se situent au voisinage du cours d'eau, la piézométrie interpolée, en prenant en compte le niveau d'eau en rivière, peut différer grandement de la piézométrie réelle. En effet, le gradient de nappe est alors surestimé (le gradient est surtout important au sein de la couche colmatante ; Annexe : Figure 178).

C'est la raison pour laquelle les résultats de la méthode géomatique divergent des résultats du modèle en début et en fin du tronçon de Limony (Figure 115). Sur ces deux tronçons, la distance entre les points d'observation (bord du modèle) et le fleuve est en effet faible.

D'autre part, des différences notables entre les résultats issus de la méthode géomatique et ceux provenant du modèle sont constatées. L'ordre de grandeur du débit échangé (dans les deux sens) est respecté. Le débit estimé avec la méthode géomatique varie de $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$ (niveau du Rhône non pris en compte) à $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$ (niveau du Rhône pris en compte). Le débit modélisé est de $0,157 \text{ m}^3/\text{s}$. En revanche, les localisations spatiales correspondant à des pics de débits ne coïncident pas nécessairement entre les différentes méthodes (Figure 115).

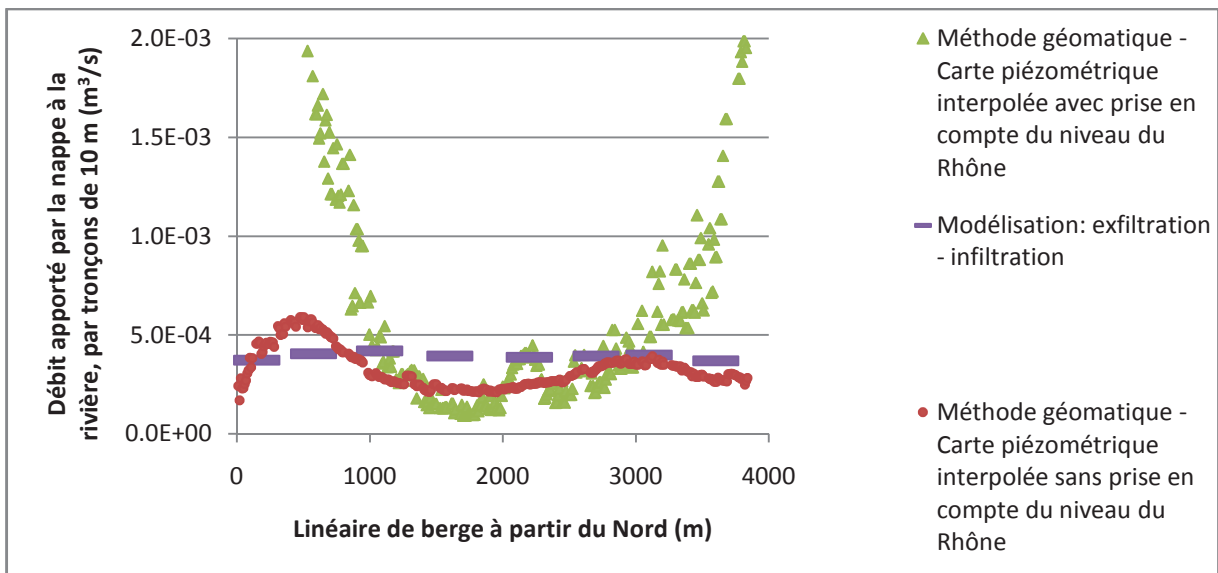


Figure 115: Débit apporté par la nappe au fleuve Rhône, calculé à l'aide de la méthode géomatique, et à partir de différentes cartes piézométriques – Comparaison avec la modélisation – Les cartes piézométriques sont interpolées à partir des niveaux piézométriques calculés par le modèle aux points de mesure – Un fort colmatage (10^{-7} m/s) est employé dans le modèle pour masquer l'effet du radier de Limony.

Les flux calculés à partir de la modélisation et à l'aide de la méthode géomatique (qui utilise la carte piézométrique modélisée) sont assez semblables (Figure 116). Le flux moyen calculé apporté par la nappe au fleuve est de $0,13 \text{ m}^3/\text{s}$ d'après la modélisation, contre $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$ d'après la méthode géomatique. L'erreur est de l'ordre de 23 %.

Toutefois, la méthode géomatique ne prend pas en compte les possibles exfiltrations et infiltrations qui se déroulent sous le cours d'eau (Figure 116). Ainsi, l'eau de la rivière qui s'infiltré à l'amont du radier de Limony, pour s'exfiltrer à l'aval, n'est pas prise en compte dans la méthode géomatique. Cela peut conduire à une surestimation du volume d'eau qui passe de la nappe au fleuve, à l'amont du seuil. Inversement, à l'aval du seuil (1000 m du départ) l'apport de la nappe au fleuve est sous-estimé. En effet, à ce niveau la majeure partie des apports s'effectue sous l'intégralité du cours du Rhône et non uniquement latéralement à ce dernier. L'eau qui rejoint le Rhône provient en partie de l'infiltration préalable de l'eau du Rhône mais aussi de l'eau de la nappe alluviale.

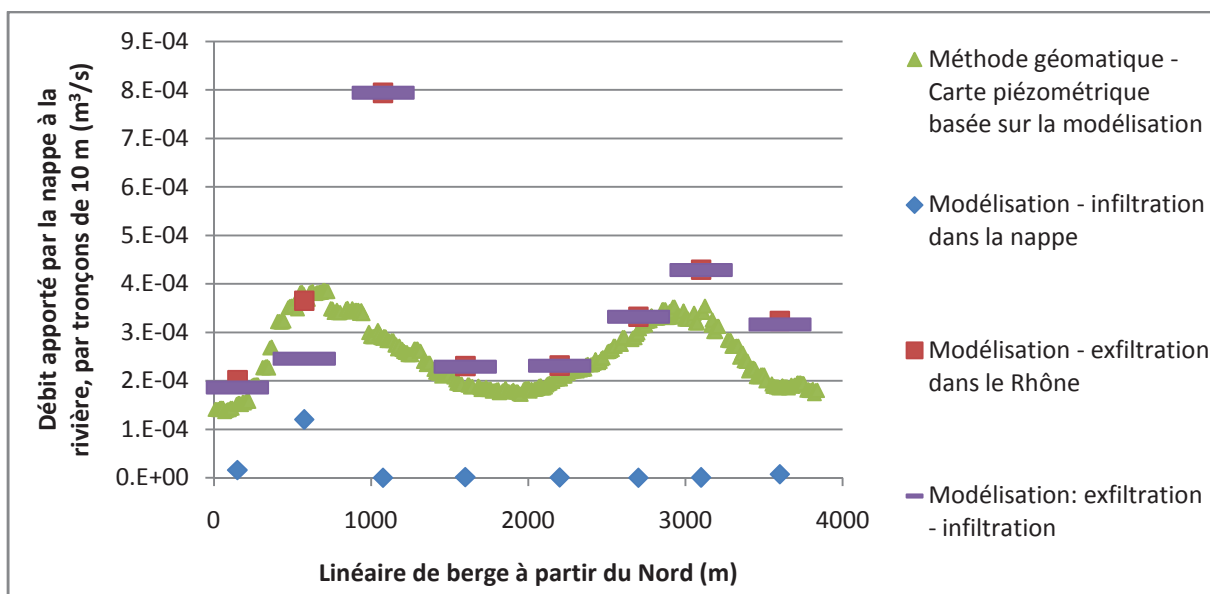


Figure 116: Débit apporté par la nappe au fleuve Rhône, calculé par modélisation (colmatage faible considéré) et à l'aide de la méthode géomatique basé sur la carte piézométrique issue du modèle – On note la relativement bonne concordance, sauf au niveau du radier de Limony (1000 m).

Les débits échangés varient fortement dans le temps. En fonction de la période étudiée, les débits estimés à l'aide de la méthode géomatique (à partir des cartes piézométriques fournies par le modèle) se rapprochent des débits modélisés. La correspondance est relativement bonne lors de la crue ou de la décrue. Elle est en revanche moins bonne lors des périodes de transition, notamment lorsque le niveau d'eau en rivière chute brutalement une fois passé le pic de crue (Figure 117). La méthode géomatique prédit alors une infiltration de l'eau de la nappe, tandis que l'inverse est modélisé.

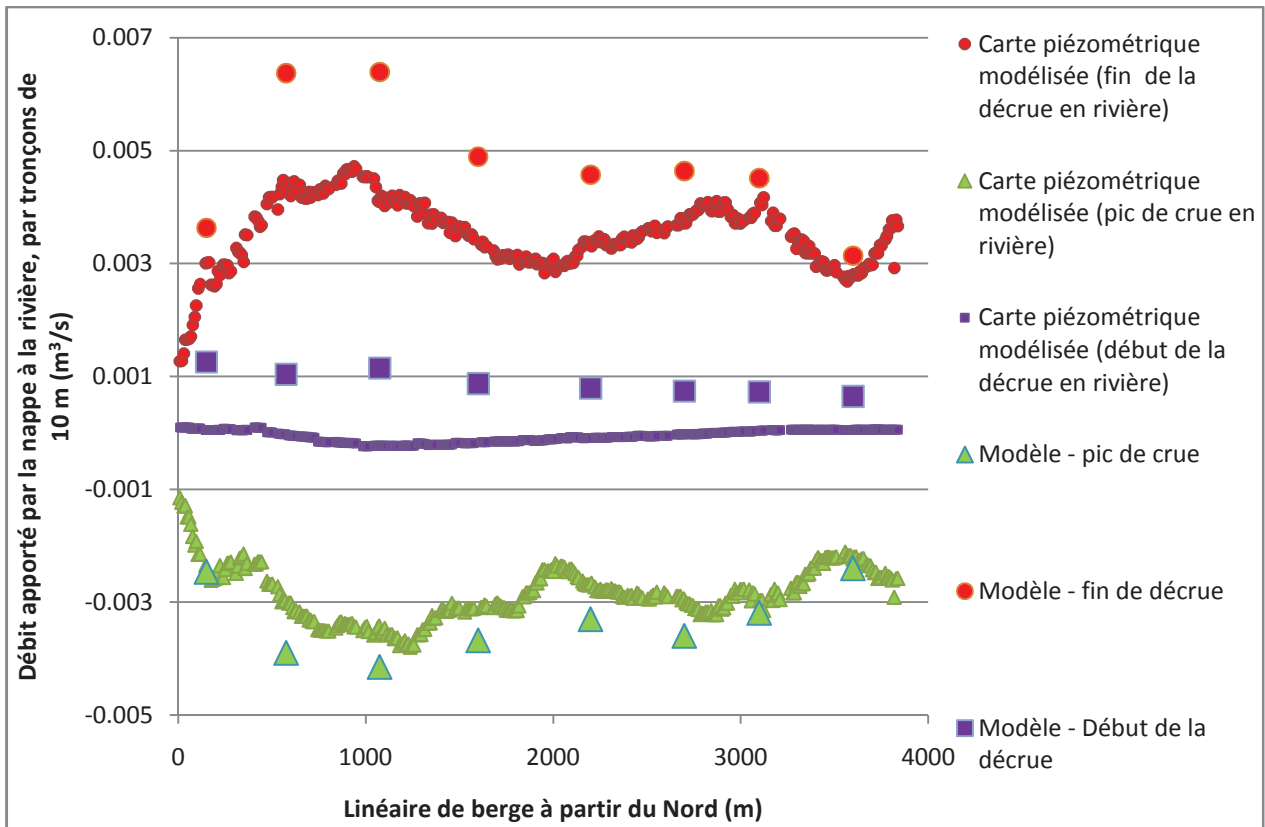


Figure 117: Débit apporté par la nappe au fleuve Rhône, calculé par modélisation (colmatage faible considéré) et à l'aide de la méthode géomatique basée sur la carte piézométrique issue du modèle – Différentes périodes temporelles considérées.

2.3.2.b Le colmatage

La méthode géomatique, dans son ensemble, s'affranchit du problème du colmatage. Celui-ci n'intervient que dans le sens où sa présence peut exercer une influence sur le niveau de la nappe. Il n'est donc pris en compte qu'indirectement.

Dans le cas du modèle numérique à base physique, le colmatage, lorsqu'il est homogène, affecte principalement le niveau moyen de la nappe, mais joue un rôle moindre par rapport au flux échangé. En effet, lorsque le sous-écoulement est considéré nul, l'apport latéral (provenant du bassin versant) atteint nécessairement le Rhône, qu'il y ait, ou non, un colmatage. Toutefois, le colmatage affecte de manière notable les échanges lorsque l'eau du Rhône s'infiltré dans la nappe.

Ainsi l'effet du colmatage se perçoit nettement au niveau du radier de Limony (Figure 118). Lorsque le colmatage diminue, le débit infiltré dans la nappe augmente à l'amont du seuil tandis que le débit exfiltré augmente également à l'aval. En revanche, sur les autres parties du cours d'eau, la différence de débit échangé entre la nappe et la rivière, en présence ou en absence du colmatage, n'est pas très perceptible. Le sous-écoulement a toutefois été négligé, alors qu'il peut jouer un rôle important si le fond de la rivière est colmaté.

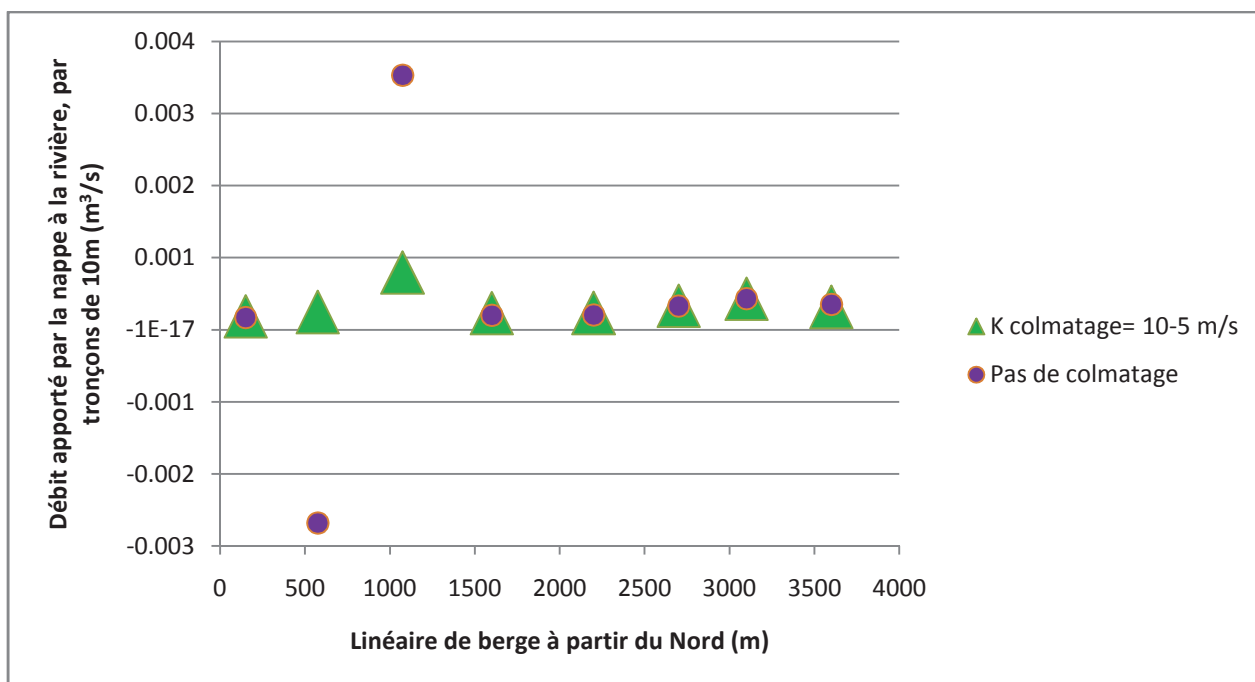


Figure 118: Gain et perte de la nappe le long du cours du Rhône et en fonction de la présence, ou non, d'une couche colmatante située au fond du cours d'eau.

En présence de sous-écoulement, les résultats issus de la méthode géomatique peuvent rapidement diverger avec les résultats du modèle. La prise en compte d'un sous-écoulement dans la modélisation (liée à l'activité des prélèvements OSIRIS en rive gauche), entraîne une augmentation du gradient de la nappe au voisinage du Rhône. Par conséquent, la méthode géomatique estime que l'apport de la nappe au fleuve est fort, tandis que le modèle montre, au contraire, que l'apport du fleuve à la nappe est important (Annexe : Figure 176).

L'insertion d'un colmatage de perméabilité hétérogène, dans la modélisation, modifie quelque peu les flux calculés entre la nappe et le Fleuve.

Toutefois, la modification des flux échangés, par rapport à la situation dans laquelle le colmatage est homogène, et à l'échelle de tronçons de 500 m de long, est limitée (la seule différence notable s'observe au voisinage du seuil). En effet, les distances de corrélation prises en compte, lors de la génération des champs de perméabilité aléatoires et spatialement corrélés, restent inférieures, ou voisines, de 500 m. En revanche, à une plus petite échelle, la modification du flux échangé est importante. Il existe alors une corrélation certaine entre la perméabilité du colmatage et le flux échangé (Annexe : Figure 177). En présence d'un champ de perméabilité hétérogène la distance d'autocorrélation de ce champ de perméabilité est donc un paramètre important à prendre en compte. Lorsque cette distance est importante, de forts biais apparaissent lors de l'utilisation de la méthode géomatique.

2.3.2.c L'épaisseur de la zone saturée

La méthode géomatique est employée à partir de la carte piézométrique issue de la modélisation. Différentes épaisseurs de la zone saturée sont prises en compte :

- Différence entre le niveau d'eau en rivière et la cote du substratum (épaisseur réelle) ;
- Différence entre le niveau d'eau en rivière et la cote du fond du cours d'eau ;
- Epaisseur saturée moyenne au sein de l'aquifère.

Au final, il apparaît important, lors de l'utilisation de la méthode géomatique, de prendre en compte l'épaisseur saturée réelle. En effet, ni la prise en compte de la profondeur du cours d'eau, ni celle d'une épaisseur saturée moyenne, ne permettent de représenter de manière correcte la façon dont le débit varie le long du cours d'eau (Figure 119). Lorsque seule la profondeur du cours d'eau est prise en compte, le débit calculé est sous-estimé. La prise en considération d'une épaisseur saturée moyenne ne permet pas non plus de représenter l'augmentation modélisée du débit échangé aux kilomètres 0,7 et 3.

Cependant, il existe toujours une légère différence entre le résultat issu du modèle et celui provenant de la méthode géomatique, et ce, quelle que soit l'épaisseur saturée considérée.

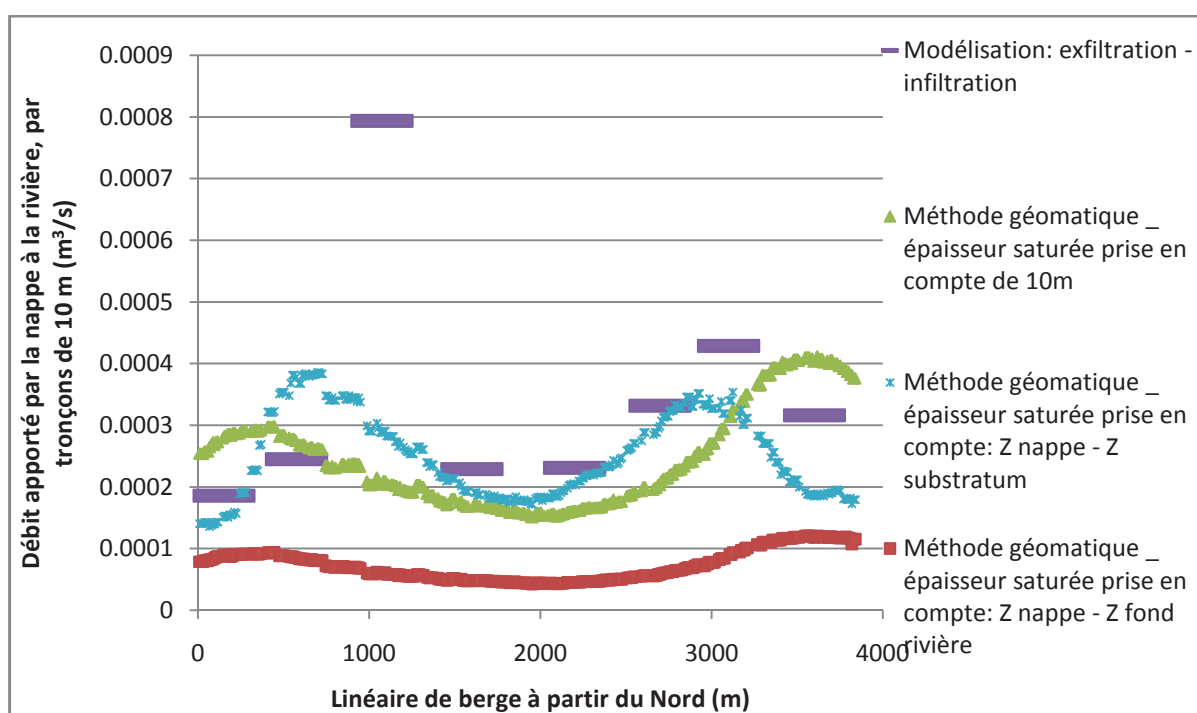


Figure 119: Débit apporté par la nappe à la rivière, modélisé à l'aide d'un modèle numérique à base physique et à partir de la méthode géomatique - Les cartes piézométriques issues du modèle sont prises en compte pour le calcul du débit avec la méthode géomatique et différentes épaisseurs saturées sont prises en compte

Le choix de la prise en compte d'une épaisseur saturée limitée à la seule nappe alluviale est discutable. En effet, une part du flux alimentant la nappe alluviale, et la rivière, provient des couches géologiques sous-jacentes, bien que ces dernières soient généralement de perméabilités moindres. Et, en fonction de la perméabilité de la couche géologique sous-jacente, le débit échangé avec le cours d'eau varie.

Une modélisation a été conduite pour étudier ce point plus en détails sur un cas simple : rivière droite, couches géologiques superficielle et profonde de perméabilités différentes, mais d'épaisseurs semblables. Le débit échangé entre la nappe et le cours d'eau a été calculé pour différents rapports de la perméabilité de la couche géologique superficielle (correspondant à l'aquifère alluvial) sur la perméabilité de la couche géologique profonde (Figure 120). La perméabilité de l'aquifère alluvial a été fixée à 5.10^{-3} m/s et l'emmagasinement à 0,1.

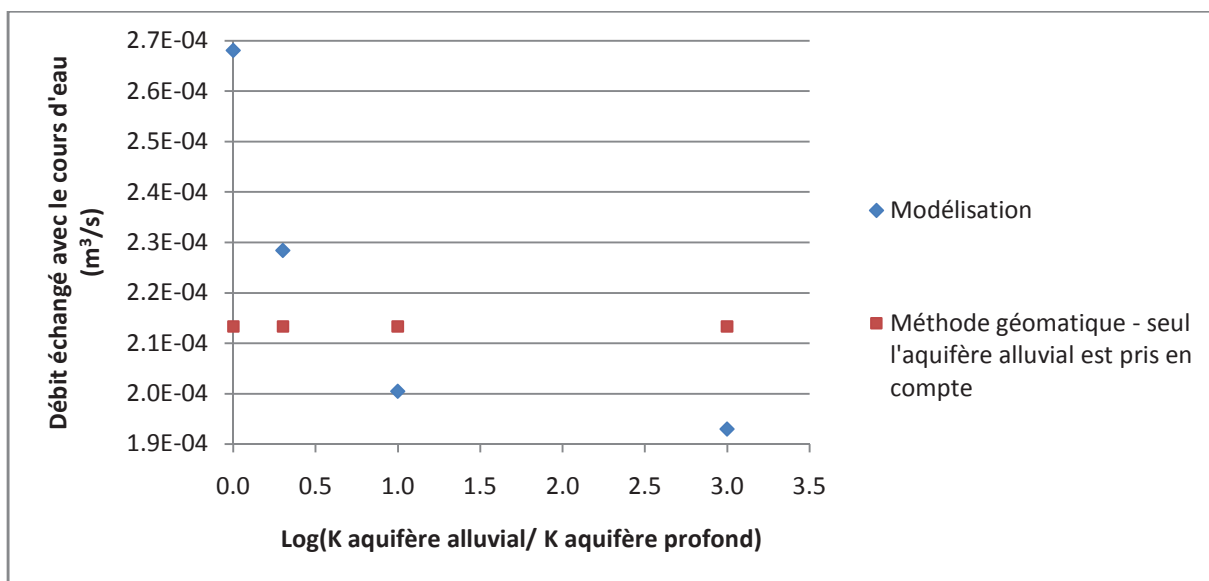


Figure 120: Débit échangé entre la nappe phréatique et le cours d'eau en fonction du rapport de perméabilité de l'aquifère superficiel sur l'aquifère profond.

Il apparaît que, pour un rapport de perméabilité supérieur à 10, l'apport de la couche profonde peut généralement être négligé (erreur induite de l'ordre de 10 %). Lorsque ce rapport est supérieur à 100, il n'est pas nécessaire de prendre en compte la couche profonde, même lorsque celle-ci possède une épaisseur conséquente. L'erreur commise en négligeant l'apport par le fond de l'aquifère est donc probablement limitée sur la zone d'étude. En effet, il existe un rapport d'au moins 100 entre la perméabilité de l'aquifère alluvial et celle de la couche sous-jacente du Pliocène.

2.3.2.d La résolution

La taille des cellules du raster utilisé pour représenter la piézométrie de la nappe joue un rôle sur l'estimation du débit échangé : la piézométrie est en effet moyennée pour chaque cellule de raster. L'impact de ce facteur reste néanmoins très limité (Annexe : Figure 174).

Lors de la mise en place de la méthode géomatique, des segments de berge de tailles différentes peuvent être définis. La sensibilité du résultat à la taille des polygones de berge est faible (Annexe : Figure 175).

La création du TIN de la nappe peut être compliquée. Des problèmes se posent notamment en présence d'irrégularité de la berge. Des triangles très étroits peuvent alors se former, ce qui a pour conséquence une mauvaise définition du gradient de nappe. Ce problème peut être partiellement évité en considérant une géométrie de rivière plus simple.

2.3.2.e Bilan sur la quantification des flux à l'interface nappe-rivière par analyse géomatique

Les résultats fournis par la méthode géomatique dépendent fortement de l'exactitude des cartes piézométriques disponibles. Lorsque celles-ci possèdent une bonne précision, les résultats obtenus avec la méthode géomatique peuvent se rapprocher fortement de ceux issus du modèle, y compris en l'absence d'un régime stationnaire.

En présence d'un colmatage suspecté important, la piézométrie ne doit pas être calculée en intégrant le niveau d'eau de la rivière. En l'absence de colmatage, ou lorsque les données piézométriques sont peu nombreuses, ce niveau doit au contraire être pris en compte.

Tant que le colmatage est suffisamment homogène, la méthode géomatique reste satisfaisante. Ce résultat est particulièrement intéressant car la perméabilité moyenne de l'aquifère est généralement bien mieux connue que celle des sédiments du cours d'eau.

D'un autre côté, la méthode géomatique ne prend pas en compte les possibilités d'infiltration-exfiltration qui se déroulent sous le cours d'eau en raison de phénomènes locaux (seuil, banc de gravier,...). En présence de sous-écoulement, les résultats issus de la méthode géomatique sont également à interpréter avec précaution.

La connaissance de la cote du toit du substratum est nécessaire afin d'estimer les flux échangés : la prise en compte de la profondeur de la rivière ne fournit pas des résultats satisfaisants. Cependant, lorsque la zone saturée de l'aquifère alluvial est prise en compte, les résultats ne sont valides que lorsque la perméabilité du substratum est faible comparativement à celle de l'aquifère alluvial (différence de l'ordre d'un facteur 100). Dans le cas contraire, l'apport d'eau profond ne peut pas être négligé, surtout lorsque la rivière est large.

3 Bilan général sur les modélisations numériques

L'adéquation entre les niveaux d'eau du Rhône observés et les niveaux modélisés est, en général, correcte (critère de Nash élevé). La variabilité des niveaux d'eau est maximale sur le Rhône aval, mais les amplitudes maximales de fluctuations sont observées sur le Vieux-Rhône amont.

Différentes zones, préalablement identifiées lors de l'analyse des signaux piézométriques, ont fait l'objet d'une modélisation spécifique des écoulements souterrains.

A partir des niveaux piézométriques observés sur la plaine de Limony, il a pu être établi que les prélèvements OSIRIS entraînent une diminution des niveaux moyens de la nappe en rive droite du Vieux-Rhône. Le Rhône ne joue donc pas de rôle de barrière hydraulique : des flux transverses au cours d'eau peuvent exister sous ce dernier. En revanche, l'influence des variations transitoires de volumes prélevés par OSIRIS, sur les niveaux de nappe en rive droite, demeure faible. C'est pourquoi, l'analyse corrélatoire et spectrale n'avait pas permis d'identifier ce comportement.

Le degré de colmatage du fond des entités hydrauliques a été étudié dans le cadre d'une modélisation prenant en compte le Vieux-Rhône, le canal de dérivation et ses contre-canaux. Pour une épaisseur de sédiment de 1 m (définie arbitrairement), la perméabilité des sédiments du Vieux-Rhône avoisinerait 10^{-5} m/s, et celle des sédiments du canal de dérivation serait proche de 10^{-7} m/s. Le canal de dérivation ne joue donc également pas de rôle de barrière hydraulique, sauf au Nord de la zone d'étude, à cause des contre-canaux. Le fond des contre-canaux est en effet moins colmaté. L'absence de barrière hydraulique de la part du canal de dérivation avait été détectée préalablement lors de l'analyse des signaux. Elle est confirmée par la modélisation numérique des écoulements fluides.

Une modélisation spécifique, conduite sur la lône de la Platière, indique, qu'à proximité des points de prélèvements OSIRIS, la zone située sous la lône de la Platière n'est probablement saturée que partiellement. Le flux de perte de la lône demeure donc quasiment indépendant du niveau de la nappe. La perméabilité du fond de la lône est probablement voisine de 10^{-5} m/s, ce qui suffit à expliquer le décrochement de la nappe ainsi que les pertes, supposées limitées (en débit), de la lône le long de son cours. L'influence des fluctuations du niveau de la lône sur les niveaux de nappe demeure donc limitée, mais elle n'est pas non plus négligeable, surtout lors des crues du Rhône.

Un modèle, établi à l'échelle de la zone d'étude, révèle que le dôme piézométrique visible sur la plaine de Sablons s'explique en partie par les fuites du canal de dérivation mais également par l'apport du versant Est. Les principaux facteurs (en dehors du Rhône) qui peuvent contribuer à l'évolution temporelle saisonnière observée du niveau piézométrique de la plaine de Sablons sont les prélèvements de TREDI, LINDE et l'ASA de Salaise (et, dans une moindre mesure, l'irrigation agricole), les apports du versant Est et les prélèvements OSIRIS. Il est probable que les trois phénomènes jouent un rôle. Les fuites du canal de dérivation sont supposées être relativement constantes dans le temps. Elles sont au maximum de l'ordre de $1 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$. La variabilité de la température des eaux du Rhône pourrait, toutefois, également contribuer à la variabilité temporelle des pertes du canal de dérivation et, ainsi, aux fluctuations saisonnières des niveaux de nappe. Les apports de versant, les prélèvements OSIRIS et les fuites du canal de dérivation ne semblent, indépendamment et collectivement, pas être suffisants pour expliquer les fluctuations saisonnières observées.

Des modélisations de cas d'études plus théoriques ont également été conduites. Les trajets particuliers, ainsi que l'évolution des niveaux de nappe, ont été étudiés. Les méthodes d'analyses corrélatoires et spectrales, développées dans la partie précédente, ont ensuite été appliquées aux séries temporelles modélisées des niveaux de nappe. Des explications de certains phénomènes observés lors de l'analyse des signaux piézométriques ont, par la suite, pu être proposées.

Ces études ont notamment permis de mettre en évidence la probable hétérogénéité des sédiments du fond du Rhône et de laône. L'hétérogénéité des sédiments permet d'expliquer la relative facilité de la propagation des ondes de pression ainsi que la relative modestie des flux échangés (relativement aux débits des cours d'eau).

Les hétérogénéités de comportement observées au sein de la nappe, vis-à-vis des temps de transfert et des atténuations des ondes de pression, ont pu être expliquées, entre autre, par les hétérogénéités des propriétés physiques de l'aquifère, par les caractéristiques propres du signal de hauteur d'eau en rivière et par la présence de multiples points de la nappe où la hauteur d'eau est imposée.

Les propriétés du système qui ont été estimées grâce à l'analyse des signaux piézométriques sont similaires à celles qui ont été déterminées avec les modélisations numériques.

Il a été montré que, même lorsque le gradient moyen de la nappe est faible, une propagation lointaine des ondes de pression (issues du cours d'eau) en nappe ne se traduit pas nécessairement par une forte propagation des particules fluides, provenant du cours d'eau, en nappe. Dans le cas général, la distance de propagation en nappe des particules fluides lors des crues ne dépasse guère quelques centaines de mètres.

Les résultats fournis par la méthode géomatique (estimation des flux) en situation de régime permanent sont relativement cohérents avec les résultats obtenus à l'aide du modèle de comportement de la nappe. Le débit échangé entre le Vieux-Rhône et la nappe alluviale est compris entre 1 et 2 m³/s, soit 10 à 20 % du débit réservé minimum du fleuve.

En revanche, la méthode géomatique présente certaines lacunes. Ainsi, il n'est pas possible de modéliser correctement les échanges nappe-rivière au niveau des seuils, car les échanges s'effectuent alors sous le cours du fleuve. Lorsque le milieu est colmaté, et dans le cas où la rivière alimente la nappe, ou en présence de sous-écoulement, la méthode géomatique ne donne pas nécessairement de résultats satisfaisants.

Conclusion générale

La conclusion comporte trois parties. La première partie rappelle la démarche retenue dans le cadre de l'étude. La deuxième partie présente les principaux résultats obtenus. Enfin, la dernière partie propose des perspectives au travail de recherche.

Démarche

Au cours de travaux entrepris dans le cadre de la Zone Atelier Bassin du Rhône sur les échanges entre le Rhône et sa nappe alluviale (projet « EauSout »), des questions se sont posées sur les interactions nappe-rivière en régime transitoire. Quelle est la relation entre les deux milieux ? Comment une modification du niveau d'eau dans un milieu se répercute-t-elle, par exemple, sur l'autre milieu ? Il s'agissait d'expliquer et de caractériser le comportement d'un hydrosystème constitué d'une rivière et de sa nappe phréatique alluviale, c'est-à-dire, par exemple, d'identifier les principales zones d'échanges ou encore de quantifier les flux échangés.

Le site de l'aménagement hydro-électrique de Péage-de-Roussillon a été choisi dans le cadre de cette étude, en raison des forts enjeux associés à la ressource en eau (AEP, industrie, réserve naturelle,...). De nombreuses données sont également disponibles sur ce site.

Afin d'étudier les interactions nappe-rivière, deux grands types d'outils ont été utilisés. Dans un premier temps, disposant de données piézométriques nombreuses, des analyses corrélatoires et spectrales ont été conduites (analyse en composantes principales, analyse de Fourier, Ondelettes), afin de caractériser la relation entre le niveau d'eau du Rhône et les niveaux de la nappe et d'identifier les zones dans lesquelles des comportements particuliers de l'hydrosystème pouvaient être observés.

Dans un deuxième temps, des modélisations numériques déterministes, et à base physique, des écoulements dans l'aquifère (et les cours d'eau) ont été mises en œuvre. L'objectif était de parvenir à mieux définir les propriétés physiques du système et, également, de quantifier les flux échangés entre le fleuve et la nappe alluviale.

Dans le cadre du projet « EauSout » (entre la Zone Atelier Bassin du Rhône et l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée et Corse), une méthode, utilisant des outils géomatiques pour quantifier les flux échangés entre la nappe et le cours d'eau, a été développée en 2006. Elle permet de quantifier rapidement les flux échangés entre la nappe et le cours d'eau, en présence de données limitées et sous l'hypothèse d'un régime permanent. Mais des questions s'étaient posées quant à la validité de cette méthode. Par conséquent, des tests ont été conduits afin de comparer les résultats fournis par la méthode géomatique et ceux fournis par un modèle numérique.

Enfin, les techniques employées de traitement des séries temporelles ont été appliquées à des signaux de hauteur de nappe modélisés. Les résultats obtenus ont été comparés aux résultats fournis par le traitement du signal appliqué aux niveaux piézométriques observés. L'objectif était de déterminer si l'analyse des signaux piézométriques observés ne pouvait pas fournir plus d'information qu'il n'en est d'ordinaire attendu.

D'une manière générale, il s'agissait d'obtenir un maximum d'information des méthodes « simplifiées » d'étude des interactions nappe-rivière que sont le traitement du signal et l'analyse géomatique.

Principaux résultats obtenus

Analyse des signaux temporels piézométriques et de température

Les analyses en composantes principales (ACP), portant sur les séries temporelles piézométriques, ont montré que le principal facteur expliquant la variabilité des niveaux de nappe est le niveau d'eau du Vieux-Rhône. Les deux autres sources principales de fluctuation des niveaux de nappe sont les prélèvements et les apports de versant. La pluie qui tombe sur la zone d'étude ne joue qu'un rôle très limité dans les fluctuations de la nappe.

Les ACP montrent qu'un suivi piézométrique de la nappe doit être envisagé avec un pas de temps mensuel au minimum, afin de ne pas perdre trop d'information sur le fonctionnement de l'hydrosystème. La reconstruction des signaux piézométriques, sur les plages temporelles où des lacunes sont présentes, permet de diminuer la corrélation entre les coefficients de saturations associés aux composantes principales et la taille des lacunes. Il s'agit donc d'une alternative intéressante vis-à-vis d'un simple remplacement des lacunes par une valeur moyenne.

L'analyse en composantes principales portant sur les séries temporelles des niveaux piézométriques de la nappe est peu souvent employée (Longuevergne al., 2007). Le cas examiné dans la présente étude diffère des cas étudiés antérieurement en ce que la rivière principale (le Rhône) explique la majeure partie des fluctuations des niveaux de la nappe. L'influence du Rhône se retrouve donc tant au niveau de la première que de la seconde composante principale. La prise en compte de l'incertitude attachée aux erreurs et lacunes des séries temporelles piézométriques n'a, à notre connaissance, pas non plus été étudiée.

Les classifications des coefficients de saturation issus de l'ACP (Dash et al., 2010) ont rendu possible la distinction de la zone de l'aquifère sous influence quasi-exclusive du Rhône, de la zone influencée par les prélèvements, ou encore de la zone au sein de laquelle le Rhône ne joue pas un rôle très important. Le comportement particulier de la nappe sur la plaine de Sablons a également été mis en évidence. Ces grandes zones identifiées pourraient être utilisées pour le choix des points de suivi des niveaux de la nappe. En effet, deux points de contrôle du niveau de la nappe sont envisagés dans le cadre du suivi de la masse d'eau des alluvions du Rhône.

Le type de classification employé dans l'étude, basé sur l'analyse en composantes principales des séries temporelles piézométriques, n'avait, jusqu'à présent, pas été employé.

Les analyses corrélatoires et spectrales, réalisées à partir des signaux piézométriques, ont permis d'obtenir des informations sur le comportement de l'hydrosystème. Il a été possible de déterminer jusqu'à quel point la piézométrie de la nappe est affectée par les fluctuations transitoires de niveau d'eau en rivière.

La cohérence entre les variations de hauteur d'eau en nappe et en rivière est significative, dans la majeure partie de la plaine alluviale, pour des périodicités de fluctuations supérieures à 2 semaines. En revanche, les fluctuations journalières de niveau d'eau du Rhône sont rapidement filtrées par l'aquifère.

D'une façon générale, le temps de retard observé lors de la propagation des ondes de pression, depuis le Fleuve vers la nappe, augmente linéairement avec la distance à la source. L'atténuation augmente de manière exponentielle. Des différences de comportement ont toutefois pu être observées localement. La propagation des ondes de pression est ainsi facilitée par les systèmes de lônes et de contre-canaux. Le temps de retard, et l'atténuation des ondes de pression, observés au voisinage de ces annexes hydrauliques sont inférieurs à ce qui est attendu si l'on considère ce qui se passe sur les autres parties de la zone d'étude.

L'étude de l'atténuation et de la vitesse de propagation des ondes de pression montre que la diffusivité de l'aquifère est élevée. La perméabilité semble être comprise entre 5.10^{-3} m/s et 2.10^{-2} m/s. Le colmatage du fond du canal de dérivation paraît être important. Le canal de dérivation ne joue, en effet, pas de rôle de barrière hydraulique : les ondes de pression se propagent sous celui-ci. Le colmatage du fond du Vieux-Rhône est plus faible (la perméabilité des sédiments semble être supérieure à 10^{-5} m/s).

Les analyses corrélatoires et spectrales sont d'utilisation courante en hydrogéologie. Mais elles sont principalement employées dans les domaines karstiques (Mangin, 1984), afin d'établir des relations pluie-débit. Elles ont donc peu été appliquées à l'étude des relations entre le niveau d'eau en rivière et en nappe. L'utilisation de ces méthodes pour détecter les zones de propagation facilitée des ondes de pression en nappe, et pour estimer le degré de colmatage des cours d'eau, est peu courante.

Il a pu être montré que les zones de fortes variabilités thermiques de l'eau de la nappe sont reliées à la présence d'un apport des eaux superficielles. Cet apport diminue avec la distance au cours d'eau, lorsque la rivière alimente la nappe. Dans le cas contraire – nappe qui alimente la rivière – la variabilité thermique de la nappe demeure faible.

Les différents résultats obtenus ont été présentés sous forme de cartes spatialisées, afin de faciliter leurs interprétations. D'une manière générale, les analyses conduites sur les séries temporelles piézométriques, et de températures, ont permis de mieux caractériser le comportement de la nappe. Des interrogations sur le fonctionnement de certaines parties de l'hydrosystème ont également été soulevées.

Modélisation numérique des écoulements fluides

L'analyse des signaux piézométriques a permis d'identifier certains comportements particuliers au sein de parties de l'hydrosystème. Des questions se sont notamment posées sur le degré de colmatage du fond des différents cours d'eau. Des modélisations spécifiques des écoulements souterrains ont donc été conduites, afin d'apporter des éléments de réponse à ces questions.

A partir des niveaux piézométriques observés sur la plaine de Limony, il a pu être établi que les prélèvements OSIRIS entraînent probablement une légère diminution des niveaux moyens de la nappe en rive droite du Vieux-Rhône. Celui-ci ne joue donc pas nécessairement de rôle de barrière hydraulique : des flux transverses au cours d'eau peuvent exister sous ce dernier. En revanche, l'influence des variations transitoires de volumes prélevés par OSIRIS, sur les niveaux de nappe en rive droite, demeure très faible.

C'est pourquoi, l'analyse corrélatrice et spectrale n'avait pas permis d'identifier ce comportement.

Le degré de colmatage du fond des entités hydrauliques a été étudié au sein d'une modélisation prenant en compte le Vieux-Rhône, le canal de dérivation et ses contre-canaux. Pour une épaisseur de sédiment de 1 m (définie arbitrairement), la perméabilité des sédiments du Vieux-Rhône avoisinerait 10^{-5} m/s, et celle des sédiments du canal de dérivation serait proche de 10^{-7} m/s. Le canal de dérivation ne joue donc pas, non plus, de rôle de barrière hydraulique, sauf au Nord de la zone d'étude, à cause des contre-canaux. Le fond des contre-canaux est en effet moins colmaté : la perméabilité y est supérieure à 10^{-5} m/s.

L'absence de barrière hydraulique de la part du canal de dérivation avait été détectée préalablement lors de l'analyse des signaux. Elle est confirmée par la modélisation numérique des écoulements fluides : une faible perméabilité est nécessaire pour expliquer à la fois l'absence de barrière hydraulique, le niveau piézométrique moyen de la nappe, et l'absence d'impact des perturbations du niveau du canal de dérivation sur le niveau de la nappe.

Une modélisation spécifique, conduite sur la lône de la Platière, a indiqué, qu'à proximité des points de prélèvements OSIRIS, la zone située sous la lône de la Platière n'est probablement saturée que partiellement. Le flux de perte de la lône demeure donc, sur une partie du linéaire de celle-ci, quasiment indépendant du niveau de la nappe. La perméabilité du fond de la lône est probablement voisine de 10^{-5} m/s, ce qui suffit à expliquer le décrochement de la nappe ainsi que les pertes, supposées limitées (en débit), de la lône le long de son cours. L'influence des fluctuations du niveau de la lône sur les niveaux de nappe demeure donc limitée, mais elle n'est pas non plus négligeable, surtout lors des crues du Rhône.

Un modèle, établi à l'échelle de la zone d'étude, a révélé que le dôme piézométrique, visible sur la plaine de Sablons, s'explique en partie par les fuites du canal de dérivation et également par l'apport du versant Est. Les principaux facteurs (en dehors du Rhône) qui peuvent contribuer à l'évolution temporelle saisonnière observée du niveau piézométrique sur la plaine de Sablons sont les prélèvements de TREDI, LINDE et l'ASA de Salaise (et, dans une moindre mesure, l'irrigation agricole), les apports du versant Est et les prélèvements OSIRIS. Il est probable que les trois phénomènes jouent un rôle. Les fuites du canal de dérivation sont supposées être relativement constantes dans le temps. Elles sont au maximum de l'ordre de $1 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}$.

La variabilité de la température des eaux du Rhône (canal de dérivation surtout) pourrait, toutefois, également contribuer à la variabilité temporelle des pertes du canal de dérivation et, ainsi, expliquer en partie les fluctuations saisonnières observées des niveaux de nappe. L'amplitude des variations saisonnières des niveaux de nappe causées par les fluctuations thermiques du canal de dérivation pourrait être de l'ordre de 30 cm (maximum observable en été). L'amplitude décroît à partir du canal. La pluie tombée sur la zone d'étude n'exerce une influence visible sur les niveaux de nappe que loin du Rhône (20 à 30 cm de variations saisonnières à l'aplomb des versants Est ; maximum observables en fin d'hiver). L'amplitude des fluctuations de niveaux de nappe causées par les précipitations est d'autant plus importante que les cours d'eau sont loin. La variabilité des prélèvements OSIRIS affecte également les niveaux de la nappe, avec une amplitude moyenne de fluctuation

sur la plaine de Sablons qui est également de l'ordre de quelques dizaines de centimètres. Cette amplitude décroît du Nord vers le Sud.

Les modélisations conduites ont permis de valider certaines hypothèses faites lors de l'analyse préalable des signaux piézométriques. Des résultats complémentaires sont également obtenus, comme, par exemple, la quantification des flux échangés entre la nappe et la rivière. La connaissance des possibilités de sous-écoulement peut avoir des répercussions sur la gestion de la nappe. Ainsi, une pollution de la plaine de Limony pourrait potentiellement se propager en rive gauche du Vieux-Rhône.

La modélisation des échanges nappe-rivière à l'aide de modèles numériques déterministes est assez ancienne et de nombreuses configurations ont été traitées (Gunduz et Aral, 2005 ; Spanoudaki et al., 2009). Néanmoins, la caractérisation des phénomènes de sous écoulement n'a pas souvent été réalisée, les rivières importantes étant d'ordinaire représentées par des barrières hydrauliques. En général, afin de traduire la présence de sous écoulement, une condition en limite de type Newman ou Cauchy est imposée. Dans le cadre du travail de thèse, une condition de type Dirichlet a également été utilisée, combinée à la prise en compte d'une zone de sédiments colmatés.

Intérêt des différentes approches et liens entre ces approches

Les analyses en composantes principales, suivies de la classification de coefficients de saturation, ont permis de dégager des zones de comportements homogènes au sein de l'aquifère. La définition de ces zones peut-être utile pour la détermination des principales entités dont la modélisation du fonctionnement est intéressante.

D'autre part, les principaux paramètres influençant les niveaux de nappe ont pu être déterminés. Cette connaissance s'est avérée utile afin de modéliser l'hydrosystème, même si l'influence de paramètres supplémentaire est étudiée lors des modélisations.

Des modélisations de cas d'études théoriques ont été conduites. Les trajets particuliers, ainsi que l'évolution des niveaux de nappe, ont été étudiés. Les méthodes d'analyses corrélatoires et spectrales ont ensuite été appliquées aux séries temporelles modélisées des niveaux de nappe. Des explications de certains phénomènes observés lors de l'analyse des signaux piézométriques ont, par la suite, pu être proposées.

Ces études ont notamment permis de mettre en évidence la probable hétérogénéité des sédiments du fond du Rhône et de la lône de la Platière. L'hétérogénéité des sédiments permet en effet d'expliquer la relative facilité de la propagation des ondes de pression ainsi que la relative modestie des flux échangés (relativement aux débits des cours d'eau). C'est sans doute la raison pour laquelle, la perméabilité modélisée des sédiments du fond du cours d'eau a tendance à être supérieure à la perméabilité estimée à l'aide des analyses corrélatoires et spectrales.

En revanche, la diffusivité de l'aquifère qui a été estimée grâce à l'analyse des signaux piézométriques est similaire à celle qui a été déterminée avec les modélisations numériques.

Des explications aux hétérogénéités de comportement observées au sein de la nappe, vis-à-vis des temps de transfert et des atténuations des ondes de pression, ont pu être proposées. Ces hétérogénéités ont pu être expliquées, entre autre, par les hétérogénéités des propriétés physiques de l'aquifère, par les caractéristiques propres du signal de variation de la hauteur d'eau en rivière et par la présence de multiples points de la nappe où la hauteur d'eau est imposée.

Ainsi, lorsque le niveau piézométrique est imposé en différents points de la nappe, l'atténuation des ondes de pression en nappe ne diminue pas exponentiellement avec la distance à la source, surtout lorsque la fréquence de variation est élevée. Le temps de retard observé lors de la propagation des ondes de pression en nappe n'augmente pas non plus nécessairement linéairement en fonction de la distance à la source. En effet, les fortes fréquences, qui se propagent vite, sont rapidement filtrées par la nappe.

De la même manière, les hétérogénéités physiques de l'aquifère peuvent expliquer qu'en deux points situés à la même distance du Rhône l'atténuation de l'onde de pression soit plus forte en un point et le temps de retard plus élevé pour l'autre point.

La corrélation entre les niveaux d'eau en nappe et en rivière peut théoriquement devenir négative. Toutefois, il a pu être montré que, pour la plupart des signaux de variation de niveau d'eau en rivière, la corrélation reste positive, au sein de la nappe alluviale. La cohérence spectrale ne diminue pas de façon monotone lorsque la fréquence augmente. Il peut donc exister une fréquence optimale pour étudier ce paramètre.

L'étude conduite montre que les résultats des analyses corrélatoires et spectrales des signaux piézométrique doivent donc être traités avec plus de précautions qu'il n'en est d'ordinaire fait état. L'application des méthodes d'analyses corrélatoires et spectrales à des séries temporelles piézométriques modélisées ne semble pas, à notre connaissance, avoir été réalisée précédemment. Or, il a été montré dans le cadre du présent travail que cela permet d'étendre le domaine d'interprétabilité de ce type d'analyse.

Connaissant le gradient moyen de la nappe, la diffusivité de l'aquifère, et les caractéristiques des fluctuations des niveaux d'eau en rivière, il est possible de relier la distance de propagation des ondes de pression en nappe à la distance de propagation des particules fluides provenant du cours d'eau. Il a été montré que, même lorsque le gradient moyen de la nappe est faible, une propagation lointaine des ondes de pression (issues du cours d'eau) en nappe ne se traduit pas nécessairement par une forte propagation des particules fluides, provenant du cours d'eau, en nappe. Sur la zone d'étude, la distance de propagation en nappe des particules fluides lors des crues ne dépasse guère quelques centaines de mètres (dans les zones où la nappe alimente globalement la rivière).

Enfin, il a également pu être montré que, lorsque les ondes de pression peuvent se propager transversalement sous les cours d'eau, les particules fluides peuvent, généralement, également passer d'un côté du cours d'eau à l'autre.

Les résultats fournis par la méthode géomatique (estimation des flux) en situation de régime permanent sont relativement cohérents avec les résultats obtenus à l'aide du modèle de comportement de la nappe. Le débit échangé entre le Vieux-Rhône et la nappe alluviale est compris entre 1 et 2 m³/s, soit 10 à 20 % du débit réservé minimum du fleuve.

En revanche, la méthode géomatique présente certaines lacunes. Ainsi, il n'est pas possible de modéliser correctement les échanges nappe-rivière au niveau des seuils, car les échanges s'effectuent alors sous le cours du fleuve. Lorsque le milieu est colmaté, et dans le cas où la rivière alimente la nappe, ou en présence de sous-écoulement, la méthode géomatique ne donne pas nécessairement de résultats satisfaisants.

En ce qui concerne la prise en compte du régime transitoire, en présence d'une carte piézométrique suffisamment précise, et si l'on ne se situe pas trop proche d'une inversion du sens des échanges entre la nappe et la rivière, la méthode géomatique est susceptible de fournir une approximation correcte des flux échangés.

Les principaux résultats peuvent être synthétisés sous la forme d'une carte (Figure 122; Figure 121).

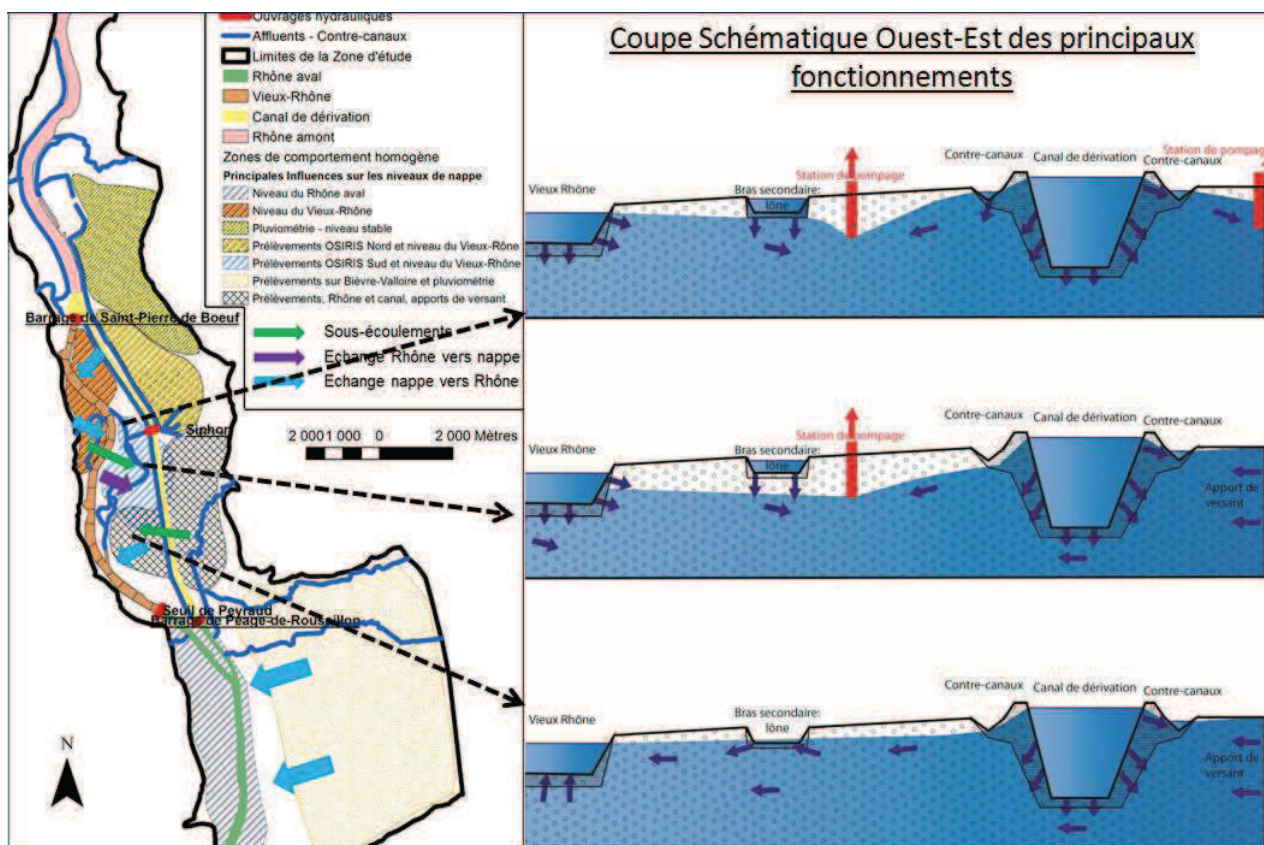


Figure 121: Schéma explicatif du fonctionnement de la zone et coupes en travers (est-ouest) explicatives du fonctionnement de la plaine alluviale dans 3 secteurs aux comportements différents.

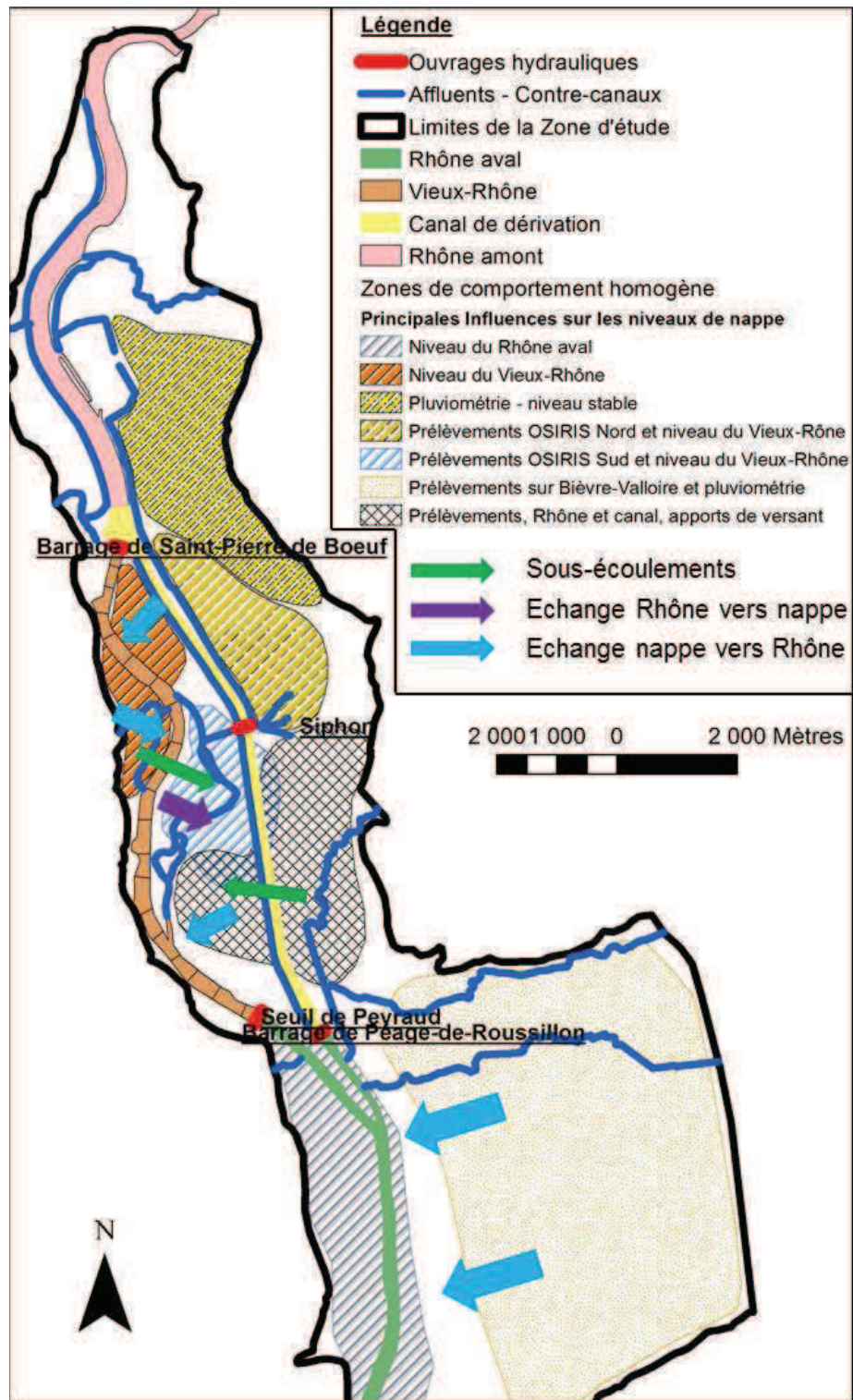


Figure 122: Carte schématique simplifiée du fonctionnement de l'hydrosystème de Pégayrols-de-Roussillon.

Limites de l'étude et perspectives

Synthèse de la méthodologie et limites des méthodes

La méthodologie employée dans le cadre de la thèse a été adoptée en réponse à une problématique et à des contraintes particulières (site d'étude, données, moyens d'étude). Les analyses corrélatoires et spectrales sont relativement rapides à mettre en œuvre, tandis que la modélisation du comportement de l'hydrosystème nécessite plus de connaissances préalables et est plus délicate à mettre en œuvre.

L'analyse en composantes principales ne peut être employée qu'en présence de chroniques piézométriques longues et surtout nombreuses.

Elle permet d'identifier les différents facteurs qui expliquent une partie de la variabilité des niveaux de nappe, ainsi que les zones de comportements homogènes.

Toutefois, l'identification des facteurs de variabilité des niveaux de nappe peut être difficile, en l'absence de données sur la variabilité de ces facteurs ou, si ces facteurs sont corrélés entre eux.

Les analyses corrélatoires et spectrales ne nécessitent pas nécessairement des chroniques piézométriques aussi nombreuses que l'ACP. En revanche, les chroniques disponibles doivent être suffisamment longues, les variations du niveau d'eau en rivière doivent être connues avec assez de précision, et, surtout, le pas de temps entre les mesures doit être suffisamment fin pour capter les événements voulus.

Ces analyses rendent possible la caractérisation de la propagation des ondes de pression en nappe. Des propriétés physiques de l'hydrosystème peuvent alors en être déduites : diffusivité de l'aquifère, présence ou non de colmatage, ... L'évolution des niveaux de nappe dans le temps peut être prédite.

La présence de données tronquées peut toutefois induire de forts biais dans les analyses.

La modélisation numérique, déterministe, de l'hydrosystème nécessite également la connaissance préalable de nombreuses données : géométrie de l'aquifère, conditions aux limites du modèle, niveaux piézométriques de la nappe, ... Certains paramètres peuvent être estimés lors de la modélisation (nature des conditions aux limites par exemple), mais il est toujours préférable de connaître le plus précisément possible les paramètres au préalable.

La modélisation permet de mieux cerner les propriétés physiques de l'hydrosystème. Il est également possible d'estimer les flux échangés entre les différentes parties de l'hydrosystème et de prédire l'évolution des niveaux de la nappe en réponse à une perturbation.

Les modèles sont limités du fait que différents jeux de données peuvent produire des résultats similaires. D'autre part, le modèle ne prend en compte que les paramètres auxquels on s'intéresse. Il est donc souvent délicat d'estimer la confiance à attacher aux résultats. Par conséquent, il est toujours intéressant de pouvoir

comparer les résultats issus du modèle à des mesures sur le terrain ou aux résultats issus d'autres méthodes. Ceci est particulièrement vrai dans le cas de la méthode géomatique, où aucune calibration du modèle ne peut être effectuée.

En conclusion, les différentes méthodes employées sont complémentaires. Elles n'apportent pas les mêmes renseignements et ne nécessitent pas la même quantité d'information. Certains résultats sont spécifiques à chaque méthode. D'autres peuvent être comparés. La comparaison elle-même est susceptible de fournir des indications sur le comportement de l'hydrosystème.

L'Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques (ONEMA) et l'Agence de l'Eau Rhône Méditerranée et Corse envisagent, à brève échéance, la création d'un guide méthodologique (à destination de gestionnaires) pour la caractérisation des relations nappe-rivière. L'objectif du guide est d'aider au choix des méthodes à employer en fonction du site d'étude, des données disponibles et de l'objectif de l'étude. Dans ce cadre, des méthodes employées dans la thèse pourraient être insérées dans le guide (traitement du signal notamment). D'autre part, dans le cadre de ce travail, les limites de certaines méthodes qui seront proposées dans ce guide ont été précisées (méthode géomatique) ou repoussées (traitement du signal).

Validation du travail et perspectives d'instrumentation et de recherches

De nombreuses mesures de niveaux piézométriques ont été réalisées sur la zone étudiée par les différents intervenants. Toutefois, ces campagnes de mesures ne sont généralement pas effectuées en même temps. Il serait donc intéressant d'harmoniser ces campagnes de mesures, afin de disposer de cartes piézométriques plus précises.

Les enregistreurs piézométriques en continu sont nombreux. Il serait néanmoins nécessaire d'ajouter un point de mesure entre le P186N et le P172N, en bordure du canal de dérivation et à l'Est de la plaine de Sablons. En effet, des questions se posent encore sur le fonctionnement de cette zone et les données piézométriques continues y sont rares. Un point de suivi des niveaux de la nappe pourrait également être implanté au voisinage des prélèvements de TREDI, LINDE et de l'ASA de Salaise.

Les perméabilités des sédiments situés au fond des cours d'eau ont été étudiées de manière indirecte dans le cadre du travail de thèse. Des ordres de grandeurs ont été proposés. Il serait donc intéressant d'estimer ces perméabilités directement en laboratoire, ou à partir de tests sur le terrain, afin de valider la modélisation. Dans la même perspective, il pourrait être intéressant d'injecter des traceurs dans la nappe afin d'observer s'il y a bien une propagation depuis un côté du cours d'eau vers l'autre.

D'une manière générale, il faudrait étudier le rôle joué par les hétérogénéités du fond des cours d'eau sur les possibilités de sous-écoulement. En effet, les cours d'eau sont souvent considérés en tant que barrières hydrauliques. Mais l'étude conduite montre que, même pour des largeurs de rivières importantes, des sous-écoulements peuvent avoir lieu.

La modélisation de l'interaction entre le Rhône et sa nappe alluviale pourrait être améliorée en couplant la résolution des écoulements surfaciques et des écoulements souterrains. Il a effectivement été montré, contrairement à ce qui était pensé au départ, qu'à la suite de crues du Rhône la nappe pouvait restituer une part non négligeable du débit total du Vieux-Rhône.

L'incertitude lors de la modélisation devrait aussi être mieux prise en compte. Dans ce but, la méthode de Monte-Carlo, qui est de plus en plus régulièrement proposée (Mazzili, 2011), pourrait être employée.

En ce qui concerne la lône de la Platière, il pourrait être intéressant d'utiliser le radar géologique (Goutaland, 2008) à proximité, afin de déterminer la profondeur de la nappe au voisinage immédiat de la lône. L'installation d'un piézomètre dans le cours de la lône permettrait également de mieux estimer l'importance du décrochement entre le niveau d'eau dans la lône et dans la nappe. Il serait alors possible de mieux estimer le flux de perte de la lône.

Une étude de la chimie des différents compartiments de l'hydrosystème (aquifère alluvial, substratum, cours d'eau et aquifères latéraux) pourrait aider à mieux quantifier les flux entre les différents compartiments. Dans le cadre du travail de thèse, les apports du substratum à la nappe n'ont, par exemple, pas été pris en compte. Une simulation a montré que, si la différence de perméabilité entre la nappe alluviale et le substratum est suffisamment grande, l'apport par le substratum peut être négligé. Toutefois, sur la zone d'étude, il existe probablement des zones où ces apports ne sont pas négligeables.

Un suivi thermique de la nappe dans le temps, plus poussé que celui réalisé dans le cadre de la thèse, pourrait compléter le suivi piézométrique. Il rendrait possible une estimation des paramètres physiques de la zone d'étude à partir d'une modélisation basée, non pas sur les niveaux piézométriques, mais sur la température. Les résultats des deux modélisations pourraient alors être comparés, ce qui permettrait de mieux estimer la fiabilité des prédictions (modélisation multi-variable).

Si de nombreux auteurs ont utilisé la température afin d'estimer les propriétés du colmatage du cours d'eau, l'influence des variations thermiques sur les échanges nappe-rivière demeure beaucoup moins étudiée (Constantz et al., 1994). Il serait donc intéressant de poursuivre l'étude qui a été présentée en annexe.

Enfin, de nombreux paramètres contrôlent, à divers degrés, les interactions nappe-rivière. Certains de ces paramètres ont été étudiés par le passé. Le travail de thèse complète la connaissance acquise sur l'effet de ces paramètres, notamment en ce qui concerne la fréquence des fluctuations du niveau du cours d'eau. Toutefois, l'impact de certains paramètres demeure peu étudié : largeur du cours d'eau, nombre de couche dans l'aquifère, pente de l'aquifère, ... Le rôle joué par ces paramètres pourrait donc être étudié plus en détails dans de futures études.

Bibliographie

- Ababou, R., 2007. *Eléments d'hydrologie souterraine*. Cours INPT/ENSEEIH-IMFT, Toulouse.
- Abbas, O.A., 2008. Comparison between data clustering algorithms. *The International Arab Journal of Information Technology*, Vol. 5, No. 3, 320-326.
- Ahmed, A.A., 2009. Stochastic analysis of free surface flow through earth dams. *Computers and Geotechnics*, Vol. 36, 1186-1190.
- Ahuja, N., Lertrattanapanich, S., Bose, N.K., 2005. Properties determining choice of mother wavelet. *Image Signal Processing*, Vol. 152, No. 5, 659-664.
- Akaike, H., 1974. A New look at the statistical model identification. *Automatic Control*, Vol. 19, Issue 6, 716-723.
- Akylas, E., Koussis, A.D., 2007. Response of sloping unconfined aquifer to stage changes in adjacent stream. I. Theoretical analysis and derivation of system response functions. *Journal of Hydrology*, Vol. 338, 85-95.
- Alastal, K., 2012. *Ecoulements oscillatoires et effets capillaires en milieu poreux partiellement saturés et non-saturés: applications en hydrodynamique côtière*. Thèse, Université de Toulouse.
- Alcolea, A., Carrera, J., Medina, A., 2006. Pilot points method incorporating prior information for solving the groundwater flow inverse problem. *Advances in Water Resources*, Vol. 29, 1678-1689.
- Alden, A.S., Brown, K.W., Clyde, L., 1997. Assessment of River-Floodplain Interactions. *Environmental and Engineering Geosciences*, Vol. 3, 537-548.
- Alexander, M.D., Caissie, D., 2003. Variability and comparison of hyporheic water temperatures and seepage fluxes in a small Atlantic salmon stream. *Ground Water*, Vol. 41, No1, 72-82.
- Andersen, M.S., Acworth, I., 2007. Hydrochemical investigations of surface water groundwater interactions in a sub-catchment in the Namoy valley, NSW, Australia. Article présenté au congrès AIH de Lisbonne.
- Anderson, M.P., Woessner, W.W., 1992. *Applied Groundwater Modeling*. Academic Press, San Diego, 381 p.

Angulo, B., Morales, T., Uriarte, J.A., Antigüedad, I., 2011. Hydraulic conductivity characterization of a karst recharge area using water injection tests and electrical resistivity logging. *Journal of Hydrology*, Vol. 117, Issues 1-2, 90-96.

Anus, S., Floriat, M., Lacroix, J., Lauzier, B., Senechal, C., 2010. Nappes alluviales du Rhône – Identification et protection des ressources en eau majeures pour l'alimentation en eau potable. ANTEA, SAFEGE et SEPIA Conseils.

Arnaud-Fassetta, G., 1998. Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône. Thèse de géographie physique, Université de Provence (Aix-Marseille 1), 329 p. Atelier National de Reproduction des Thèses, Villeneuve d'Ascq, numéro ANRT 27620, 358 p.

Asadi-Aghbolaghi, M., Chuang, M.H., Yeh, H.D., 2012. Groundwater response to tidal fluctuation in a sloping leaky aquifer system. *Applied Mathematical Modeling*, Vol. 36, 4750-4759.

Auffray A., Brisson, A., Tamburini A., Dziak, V., Maloysel, V., Martinoni-Lapierre, S., Climat de la région Rhône-Alpes. Météo-France.

Badaoui, M., 2008. Influence de l'hétérogénéité géologique et mécanique sur la réponse des sols multicouches. Thèse, Ecole Nationale Polytechnique.

Baek, J., McLahlan, G.J., Flack, L.K., 2010. Mixture of factor analyzers with common factor loadings : applications to the clustering and visualization of high-dimensional data. *Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, Vol. 32, No. 7.

Bai, E.W., 2002. A blind approach to the Hammerstein-Wiener model identification. *Automatica*, Vol. 38, 967-979.

Bailly-Comte, V., Jourde, H., Roesch, A., Pistre, S., Batiot-Guilhe, C., 2008. Time series analysis for karst/river interactions assessment: case of the Coulazou River (southern France). *Journal of Hydrology*, Vol. 349, Issues 1-2, 98-114.

Bakker, M., 2010. Hydraulic modeling of riverbank filtration systems with curved boundaries using analytic elements and series solutions. *Advances in Water Resources*, Vol. 33, 813-819.

Balazova, A., Barakova, D., Mikula, K., Pfender, D., Soltész, A., 2002. Numerical modelling of the groundwater flow in the left floodplain area of the Danube river. *Proceedings of Algorithmy, Conference on Scientific Computing*, 237-244.

Banks, E.W., Simmons, C.T., Love, A.J., Shand, P., 2011. Assessing spatial and temporal connectivity between surface water and groundwater in a regional catchment: Implications for regional scale water quantity and quality. *Journal of Hydrology*, Vol. 404, 30-49.

Barcelo, D., Petrovic, M., 2011. The Ebro River Basin. *The handbook of environmental chemistry*. Springer Eds.

Barlow, P.M., DeSimone, L.A., Moench, A.F., 2000. Aquifer response to stream-stage and recharge variations. II. Convolution method and applications. *Journal of Hydrology*, Vol. 230, 211-229.

Barré de Saint-Venant, 1871. Théorie du mouvement non permanent des eaux, avec application aux crues des rivières et à l'introduction des marées dans leur lit. *C.R. Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences*. Paris. 147-154.

Baruah, S., Devaijit, H., Gogoi N.K., Raju, P.S., 2007. The effects of attenuation and site on the spectra of microearthquakes in the Jubilee hills region of Hyderabad, India. *Journal of earth sciences*, Vol. 116, No. 1, 37-47.

Becker, M.W., Georgian, T., Ambrose, H., Siniscalchi, J. and Fredrick, K., 2004. Estimating flow and flux of ground water discharge using temperature and velocity. *Journal of Hydrology*, Vol. 296, 221-233.

Ben-Hur, A., Guyon I., 2003. Detecting stable clusters using principal component analysis, in M.J. Brownstein and A. Kohodursky (Eds.), *Functional genomics: Method and protocols*, Humana press, pp. 159-182.

Benzécri, J.P., 1973. *L'analyse des données*. Dunod.

Bessemoulin, J., 1989. *Atlas climatique de la France*. Edition réduite. Ministère des transports, direction de la météorologie, Paris.

Beven, K., Binley, A., 1992. The future of distributed models – Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes*, Vol. 6, 279-298.

Beven, K., Freer, J., 2006. Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, Vol. 249, 11-29.

Billings, S.A., 1980. Identification of non-linear systems – a survey. *IEEE proceedings*, Vol. 127, Part D, No. 6, 272-285.

Bindlish, R., 2003. Model order selection for process identification applied to an industrial ethylene furnace. *Journal of Process Control*, Vol. 13, 569-577.

Birkhead, A.L., James, C.S., 2002. Muskingum river routing with dynamic bank storage. *Journal of Hydrology*, Vol. 264, 113-132.

Bobba, A.G., Bukata, R.P., Jerome, J.H., 1992. Digitally processed satellite data as a tool in detecting potential groundwater-flow systems. *Journal of Hydrology*, Vol. 131, 25-62.

Bonton, A., Rouleau, A., Bouchard, C., Rodriguez, M.J., 2010. Assessment of groundwater quality and its variations in the capture zone of a pumping well in an agricultural area. *Agricultural Water Management*, Vol. 97, Issue 6, 824-834.

Borgman, L., Taheri, M., Hagan, R., 1984. Three-Dimensional, Frequency-domain Simulations of Geological Variables. In Verly, G., David, M., Journel, A. G., and Marechal, A. (Eds.), *Geostatistics for Natural Resource Characterization, Part 2*: Reidel, Dordrecht, Netherlands.

Bornette, G., Amoros, C., 1991. Aquatic vegetation and hydrology of a braided river floodplain. *Journal of Vegetation Science*, Vol. 2, 497-512.

Bortel, R., Sovka, P., 2006. Approximation of statistical distribution of magnitude squared coherence estimated with segments overlapping. *Signal Processing*, Vol. 87, 1100-1117.

Bosma, T.N.P., Marlies, E., Ballemans, W., Hoekstra, N.K., Welscher, A.G., Smeenk, J.G.M.M., Schraa, G., Zehnder, A.J.B., 1996. Biotransformation of organics in soil columns and an infiltration area. *Ground Water*, Vol. 34, 49-56.

Boulton, A.J., 1993. Stream ecology and the surface-hyporheic hydrologic exchange: implications, techniques and limitations. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, Vol. 44, 553-564.

Bouriez, J.L., Jacquesson, J.M., Derambure, P., Guieu, J.D., 2002. Caractérisation des relations fonctionnelles entre structures cérébrales : du linéaire au non linéaire. *Neurophysiol.Clin.*, Vol. 32, 147-155.

Box, G.E.P., Jenkins, G.M., 1976. *Time series analysis forecasting and control*. Holden day, San Francisco, California, USA.

Bravard J.-P., Argant J., Hétoit M., 2005. Etude géomorphologique des paleo-méandres de la plaine alluviale du Rhône dans le secteur de Saint-Maurice-L'exil et Sablons (Isère). Rapport d'étude, Association des Amis de la Reserve Naturelle de l'Ile de la Platière.

- Bravard, J.P., Clément, A., et al., 2008. Le Rhône en 100 questions. GRAIE, pp. 295.
- Breaker, L.C., Brewster J.K., 2009. Predicting offshore temperatures in Monterey Bay based on coastal observations using linear forecast models. *Ocean Modelling*, Vol. 27, 82-97.
- Bredehoeft, J.D., 2011. Monitoring regional groundwater extraction: the problem. *Groundwater*, Vol. 49, Issue 6, 808-814.
- BRIDGE, 2005. Background criteria for the identification of groundwater thresholds (BRIDGE), D10 : Impact of hydrogeological conditions on pollutant behaviour in groundwater and related ecosystems.
- BRL, 2011. Détermination des volumes prélevables maximums sur le bassin versant de la Cèze. Rapport de phase 1: Bilan des prélèvements existants, analyse de l'évolution. Rapport final.
- Broersen, P.M.T., De Waele, S., Bos, R., 2004. Autoregressive spectral analysis when observations are missing. *Automatica*, Vol. 40, 1495-1504.
- Brooks, R.H., Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. Colorado state university. Hydrology paper No. 3, Fort Collins, CO., U.S., 27 p.
- Bruen, M.P., Osman, Y., 2004. Sensitivity of stream-aquifer seepage to spatial variability of the saturated hydraulic conductivity of the aquifer. *Journal of Hydrology*, Vol. 293, Issues 1-4, 289-302.
- Brunke, M., Gonser, T., 1997. The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater biology*, Vol. 37, 1-33.
- Brunner, P., Simmons, C.T., Cook, P.G., 2009. Spatial and temporal aspects of the transition from connection to disconnection between rivers, lakes and groundwater. *Journal of Hydrology*, Vol. 376, 159-169.
- BURGEAP, 2007. Etude préalable à la restauration de la nappe d'accompagnement du Rhône. Phase 1 et 2.
- Burnett, W.C., Taniguchi, M., Oberdorfer, J., 2001. Measurement and significance of the direct discharge of groundwater into the coastal zone. Conference Information: 4th Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone Open Science Meeting (LOICZ), Bahia Blanca, Argentina, *Journal of Sea Research*, Vol. 46, Issue 2, 109-116.
- Burt, T.P., Bates, P.D., Stewart, M.D., Claxton, A.J., Anderson, M.G., Price, D.A., 2002. Water table fluctuations within the flood plain of River Severn, England. *Journal of Hydrology*, Vol. 262, Issues 1-4, 1-20.
- Caissie, D., Pollock, T.L., Cunjak, R.A., 1996. Variation in stream water chemistry and hydrograph separation in a small drainage basin. *Journal of Hydrology*, Vol. 178, 137-157.

Calvache, M.L., Duque, C., Gomez Fontalva, J.M., Crespo, F., 2011. Processes affecting groundwater temperature patterns in a coastal aquifer. *Journal of Environmental Science Technology*, Vol. 8, Issue 2, 223-236.

Calver, A., 2001. Riverbed permeabilities: Information from pooled data. *Ground Water*, Vol. 39, 546-553.

Calvet, R., 2003. *Le sol, propriétés et fonctions*. Vol. 2, Ed France Agricole, Dunod.

Canceill, M., 1971. *Le traitement statistique des données en hydrogéologie: optimisation des réseaux piézométriques et hydrométriques*. Rapport BRGM 71 SGN 156 ITYD.

Cardenas, M.B., Wilson, J.L., 2007. Exchange across a sediment – water interface with ambient groundwater discharge. *Journal of Hydrology*, Vol. 346, 69-80.

(a) Cardenas, M.B., 2008. The effect of river bend morphology on flow and timescales of surface water-groundwater exchange across pointbars. *Journal of Hydrology*, Vol. 362, 134-141.

(b) Cardenas, M.B., Wilson, J.L., Haggerty, R., 2008. Residence time of bedform-driven hyporheic exchange. *Advances in Water Resources*, Vol. 31, 1382-1386.

Carol, E.S., Kruse, E.E., Pousa, J.L., 2011. Influence of the geologic and geomorphologic characteristics and of crab burrows on the interrelation between surface water and groundwater in an estuarine coastal wetland. *Journal of Hydrology*, Vol. 403, 234-241.

Carsel, R.F., Parrish, R.S., 1988. Developing joint probability distributions of soil water characteristics. *Water Resources Research*, Vol. 24, 755-769.

Cartwright, N., 2004. *Groundwater dynamics and the salinity structure in sandy beaches*. PHD thesis, University of Queensland, Australia.

Cartwright, N., Nielsen, P., Li, L., 2004. Experimental observations of watertable waves in an unconfined aquifer with a sloping boundary. *Advances in Water Resources*, Vol. 27, Issue 10, 991-1004.

Cartwright, N., Nielsen, P., Callaghan, D.P., Li, L., 2008. A note on the propagation of water table waves: dual length scale considerations. *Groundwater: Modelling, Management and Contamination*, Nova science Publishers, L.F. Konig, J.L., Weiss, pp. 351-360.

Cattel, R.B., 1966. The scree test for the number of factors. *Multivariate Behavioral Research*. Vol. 1, 629-637.

Cave, L., Hartog, N., Al, T., Parker, B., Mayer, K.U., Cogswell, S., 2007. Electrical monitoring of in situ chemical oxidation by permanganate. *Ground Water Monitoring and Remediation*, Vol. 27, No. 2, 77-84.

Cave, T., 2011. Fonctionnement hydrodynamique du bassin tertiaire du Bas-Dauphiné entre la Drôme et la Varèze (Drôme et Isère, Sud-Est de la France), Etude géochimique et isotopique. Thèse, Université d'Avignon.

Celia, M.A., Bouloutas, E.T., 1990. A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resource Research*, Vol. 26, No. 7, 1483-1496.

Chastanet, J., Kaskassian, S., Come J.M., Malard F., Foulquier, A., 2008. Transport de chaleur et température des nappes phréatiques à l'aplomb des bassins d'infiltration d'eau de ruissellement pluvial. Programme Ecopluiés, Tache C2, Rapport RLy03088.

Chen, H., Principal component analysis with missing data and outliers. URL: http://www.cmlab.csie.ntu.edu.tw/~cyy/learning/papers/PCA_Tutorial.pdf

Chen, T., Martin, E., Montague, G., 2009. Robust probabilistic PCA with missing data and contribution analysis for outlier detection. *Computational Statistics and Data Analysis*, Vol. 53, 3706-3716.

Chen, X., Chen, X., 2003. Stream water infiltration, bank storage, and storage zone changes due to stream-stage fluctuations. *Journal of Hydrology*, Vol. 280, 246-264.

Chen, X., 2007. Hydrologic connections of a stream aquifer vegetation zone in south-central Platte River valley, Nebraska. *Journal of Hydrology*, Vol. 333, 554-568.

Chen, X., Burbach, M., Cheng, C., 2008. Electrical and hydraulic vertical variability in channel sediments and its effects on streamflow depletion due to groundwater extraction. *Journal of Hydrology*, Vol. 352, 250-266.

Chenevoy, M., David, L., Mongereau N., Walter, B., 1971. Notice de la carte géologique de Vienne. BRGM.

Chenevoy, M., Ballesio, R., David, L., Mongereau, N., Walter, B., Bellegarde, M., Amat-Chantoux, R., Bernatzky, M., 1973. Notice de la carte géologique de Serrières. BRGM

Cheng, J., Brauchler, R., Everett, M.E., 2009. Comparison of early and late travel times of pressure pulses induced by multilevel slug tests. *Engineering Applications of Computational Fluid Mechanics*, Vol. 3, No. 4, 514-529.

Cheng C., Song J., Chen X., Wang D., 2011. Statistical distribution of streambed vertical hydraulic conductivity along the Platte River, Nebraska. *Water Resources Management*, Vol. 25, 265-285.

Chiang, M.M.T., Mirkin, B., 2010. Intelligent choice of the number of clusters in k-means clustering: an experimental study with different cluster spreads. *Journal of classification*, Vol.27., 3-40.

Cho, S.E., 2012. Probabilistic analysis of seepage that considers the spatial variability of permeability for an embankment on soil foundation. *Engineering Geology*, Vol. 133-134, 30-39.

Chow, V.T., 1959. *Open Channel Hydraulics*. McGraw Hill Company Inc., New York.

Christin, F., 2005. Etude de la modélisation hydrodynamique de surface et hydraulique souterraine et de leur couplage dans un but d'aider à la gestion des hydrosystèmes aménagés. PHD thesis, Cemagref, Montpellier – France.

Cirpka, O.A., Fienen, M.N., Hofer, M., Tessarini, A., Kipfer, R., Kitanidis, P.K., 2007. Analyzing bank filtration by deconvoluting time series of electric conductivity. *Ground Water*, Vol. 45, 318-328.

CLE de Bièvre Liers Valloire, 2010. Etat des lieux des milieux et des usages – Diagnostique global – Schéma d'aménagement et de gestion des eaux Bièvre Liers Valloire.

Collin, J.J., Daum, J.R., 1996. Les nappes d'accompagnement. Expression hydrogéologique et hydrodynamique d'un concept réglementaire, revue d'hydrogéologie du BRGM No.4, 31-37.

Commission locale de l'eau, 2010. Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux Bièvre Liers Valloire.

Compagnie Nationale du Rhône, 1999. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Modélisation hydraulique hors delta. DI-CE-99-271

(a) Compagnie Nationale du Rhône, 2010. Réhabilitation des lônes du Vieux-Rhône de Péage de Roussillon.

(b) Compagnie Nationale du Rhône, 2010. Détermination du fonctionnement hydraulique et typologie hydrologique des lônes du Rhône. Ref CNR : 0000 X A9 98-2150 D3 MZ/SS

Conant, B., 2004. Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures. *Ground Water*, Vol. 42, 243-257.

Conant, B. Jnr, Cherry, J.A. and Gillham, R.W., 2004. A PCE groundwater plume discharging into a river: influence of the streambed and near-river zone on contaminant distributions. *Journal of Contaminant Hydrology*, Vol. 73, 249-279.

Conrad, L.P., Beljin, M.S., 1996. Evaluation of an induced infiltration model as applied to glacial aquifer systems. *Water Resource Bulletin*, Vol. 32, 1209-1220.

Constantine, P.G., Wang, Q., 2011. Programme Matlab disponible sous: http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/27613-random-field-simulation/content/file_exchange3/randomfield.m

Constantz, J., Thomas, C.L., Zellwegger, G., 1994. Influence of diurnal variations in stream temperature on streamflow loss and groundwater recharge. *Water Resources Research*, Vol. 30, Issue 12, 3253-3264.

Constantz, J., 2008. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research*, Vol. 44., 1-20.

Cooley, J.W., Tukey, J.W., 1965. An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Math Comput.*, Vol. 19, 297-301.

Cooper, H.H. and Rorabaugh, M.I., 1963. Groundwater movements and bank storage due to flood stages in surface streams. *USGS Water Supply Paper*, 1536-J, 343-366.

Craig, A.L., 2005. Evaluation of spatial and temporal variation of groundwater discharge to streams. Thesis, master of science, University of Clemson.

Cunge, J.A., Holly, F.M., Verwey, A., 1980. *Practical aspects of computational river hydraulics*. Pitman Publishing Ltd. London, (17 CUN).

Dahl, M., Nilson, B., Langhoff, J.H., Refsgaard, J.C., 2007. Review of classification systems and new multi-scale typology of groundwater-surface water interaction. *Journal of Hydrology*, Vol. 344, 1-16.

Danielopol, D.L., 1989. Groundwater fauna associated with riverine aquifers. *Journal of the North American Benthological Society*, Vol. 8, 18-35.

Danneville, L., 1995. Contribution des eaux souterraines aux débits et à la qualité des eaux de surface : exemple de la Garonne, de ses sources à la confluence du Tarn. Thèse, université de paris XI., 432p.

Dash, R., Mishra, D., Rath, A., Acharya, M., 2010. A hybridized K-means clustering approach for high dimensional dataset. *International Journal of Engineering, Science and Technology*, Vol. 2, No. 2, 59-66.

Davis, M., 1987. Production of Conditional Simulations via the LU Triangular Decomposition of the Covariance Matrix. *Mathematical Geology*, Vol. 19, No. 2, 91-98.

Davis, S.N., Thompson, G.M., Bentley, H.W., Stiles G., 1980. Ground-water tracers – A short review Ground Water, Vol. 18, No. 1, 14-23.

De Boer, R.W., Karemaker, J.M., Strackee J., 1985. Relationships between short-term blood-pressure fluctuations and heart-rate variability in resting subjects, I: a spectral analysis approach. Med. Biol. Eng. Comput., Vol. 23, 352–358.

De Condappa, D., 2005. Etude de l'écoulement d'eau à travers la zone non-saturée des aquifères de socle à l'échelle spatiale du bassin versant. Application à l'évaluation de la recharge au sein du bassin versant de Maheshwaram , Andra Pradesh, Inde. Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble.

De Lange, W.J., 1999. A Cauchy boundary condition for the lumped interaction between an arbitrary number of surface waters and a regional aquifer. Journal of Hydrology, Vol. 226, 250-261.

De Marsilly, G.H., Lavedan, G., Boucher, M., Fasanino, G., 1984. Interpretation of interference tests in a well field using geostatistical techniques to fit the permeability distribution in a reservoir model. G. Verly (Ed.) et al., Geostatistics for Natural Resources Characterization. Part 2, D. Reidel Pub Co, pp. 831-849.

Dhat, G., Touzot, G., 1981. Une présentation de la méthode des éléments finis. Maloine SA éditeur, Paris, Les presses de l'université Laval Québec.

DHI, 2007.Mike 11 Reference Manual.

DHI, 2009.Feflow white paper, Vol. 1.

DHI, 2009.Feflow white paper, Vol. 4.

Diaw, E.H.B., 1996. Modélisation du transfert d'eau en milieu poreux non-saturé : application à l'étude de la recharge des nappes d'eaux souterraines en région Soudano-Sahélienne. Thèse, Université Louis Pasteur de Strasbourg.

Diersch, H.J.G., Perrochet, P., 1999. On the primary variable switching technique for simulating unsaturated-saturated flows. Advances in Water Resources, Vol. 23, 271-301.

Dikinya, O., Hinz, C., Aylmore, G., 2008. Decrease in hydraulic conductivity and particle release associated with self-filtration in saturated soil columns. Geoderma, Vol. 46, Issues 1-2, 192-200.

Ding C., Zhou, D., He, X., Zha, H., 2006. R1-PCA: Rotational Invariant L1 norm Principal Component Analysis for Robust Subspace Factorization. Proceedings of the 23rd international conference on machine learning, Pittsburgh, P.A.

Doble, R., Brunner, P., McCallun, J., Cook, P.G., 2012. An analysis of river bank slope and unsaturated flow effects on bank storage. *Ground Water*, Vol. 50, 77-86.

Doherty, J., 2001. PEST-ASP User's manual. Watermark Numerical Computing, Brisbane, Australia.

Dole-Olivier, M.J., Marmonier, P., Beffy, J.L., 1997. Response of invertebrates to lotic disturbance: is the hyporheic zone a patchy refugium? *Freshwater Biology*, Vol. 37, 257-276.

Dorflinger, N., Pinault, J.L., Petit, V. 2004. Systèmes karstiques et crues du Doubs. Méthodologie de détermination de la contribution des systèmes karstiques aux écoulements de surface, hors crues et des étiages, BRGM/RP-53063-FR.

Dufour, S., 2005. Contrôles naturels et anthropiques de la structure et de la dynamique des forêts riveraines des cours d'eau du bassin Rhodanien (Ain, Arve, Drôme, Rhône). Thèse. Université Jean Moulin Lyon 3.

Dufour, M., 2009. Essais dans un aquifère à partir de simulations dans le puits. Mémoire de Maîtrise, Université de Montréal, Département des Génies Civil, Géologiques et des Mines.

Dupasquier, S., 2000. Contribution à l'étude du comportement thermo-hydraulique du stockage saisonnier de chaleur en aquifère. Thèse, Ecole polytechnique de Lausanne.

Ensellem, Y., De Marsily, G., 1971. An automatic solution for the inverse problem. *Water Resource Research*, Vol. 7, 1264-1283.

Esclaffier, T., 2003. Etude théorique de la formation des débits de crues à l'échelle du versant. Master, Université Paris XII-ENGREF-ENPC.

Etchevers, P., Golaz, C., Habets, F., 2001. Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin from 1981 to 1994. *Journal of Hydrology*, Vol. 244, 60-85.

Etchevers, P., Golaz, C., Habets, F., Noihan, J., 2002. Impact of a climate change on the Rhône river catchment hydrology. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Vol. 107.

Evans, S.A., 2004. Tidally induces groundwater fluctuations in aquifers located near the Kenai river, Alaska. *Computational Methods in Water Resources*, Vol. 55, 1643-1654.

Evans, R.L., Lizzaralde, D., 2011. The competing impacts of geology and groundwater on electrical resistivity around Wrightsville Beach, NC. *Continental Shelf Research*, Vol. 31, Issues 7-8, 841-848.

Fakir, Y., Razack, M., 2003. Hydrodynamic characterization of a Sahelian coastal aquifer using the ocean tide effect (Dridrate Aquifer, Morocco). *Journal des Sciences Hydrologiques*, Vol. 48, Issue 3.

Falkner, A.H., 1988. Iterative technique in the identification of a non-linear system. *International Journal of Control*. Vol. 48, No. 1, 385-396.

Fallico, C., De Bartolo, S., Troisi, S., Veltri, M., 2012. Scaling analysis of hydraulic conductivity and porosity on a sandy medium of an unconfined aquifer reproduced in the laboratory. *Geoderma*, Vol. 160, Issue 1, 3-12.

Fatmi, H., 2009. Méthode d'analyse des signaux et caractérisation hydrogéologique: application aux chroniques de données obtenues aux laboratoires souterrains du Mont-Terri, Tournemire, Meuse, Haute-Marne. Thèse. Ecole doctorale : Toulouse- Sciences de l'univers, de l'environnement et de l'espace.

Feris, K.P., Ramsey, P.W., Rillig, M., Moore, J.N., Gannon, J.E., Holben, W.E., 2004. Determining rates of change and evaluating group-level resiliency differences in hyporheic microbial communities in response to fluvial heavy metal deposition. *Applied and Environmental microbiology*, Vol. 70, No. 8, 4576-4765.

Ferris, J.G., 1951. Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility. *Intl. Assoc. Sci. Hydrology Publ. No. 33*, 148-155.

Fischer, A., 2011. On the number of groups in clustering. *Statistics and Probability Letters*. Vol. 81, 1771-1781.

Fleckenstein, J.H., Niswonger, R.G., Fogg, G.E., 2006. River-aquifer interactions, geologic heterogeneity and low-flow management. *Ground Water*, Vol. 44, 837-852.

Flipo, N., 2005. Modélisation intégrée des transferts d'azote dans les aquifères et les rivières. Application au bassin versant du Grand Morin. Thèse, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Foulquier A, Malard F, Gibert J. 2007. Régime thermique des nappes phréatiques à l'aplomb de bassins d'infiltration. In *Les Nappes d'Eau Souterraines en Contexte Urbain*, Chastagner P. Gouisset Y. (eds). Comité Français d'Hydrogéologie : Lyon, France; 179-183.

Fourneaux, J.C., 1975. Etude des échanges nappe-rivière. La nappe de la plaine de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. Thèse d'état, Univ. de Grenoble.

Fox, G., Durnford, 2003. Unsaturated hyporheic zone flow in stream/aquifer conjunctive systems. *Advances in Water Resources*, Vol. 26, 989-1000.

Franssen, H.J.H., Alcolea, A., Riva, M., Bakr, M., Van der Wiel, N., Stauffer, F., Guadagnini, A., 2009. A comparison of seven methods for the inverse modeling of groundwater flow. Application to the characterization of well catchments. *Advances in Water Resources*, Vol. 32, 851-872.

Fread, D.L., Lewis, J.M., 1993. Selection of dx and dt computational steps for four-point implicit nonlinear dynamic routing models. ASCE National Hydraulic Conference, San-Francisco.

Freeze, R.A., 1975. A stochastic-conceptual analysis of one dimensional groundwater flow in non-uniform homogeneous media. *Water Resource Research*, Vol. 11, 725-741.

Frei, S., Fleckenstein, J.H., Kollet, S.J., Maxwell, R.M., 2009. Patterns and dynamics of river-aquifer exchange with variably-saturated flow using a fully-coupled model. *Journal of Hydrology*, Vol. 375, 383-393.

Fruget, J.F., Dessaix, J., 2002. Biodiversité structurelle et fonctionnelle des peuplements de macro-invertébrés en tant que descripteur de la variabilité hydraulique : exemple de deux parties court-circuitées du Rhône moyen. *Revue des Sciences de l'Eau*, Vol. 15, 209-221.

Gal, F., 2005. Etude géochimique et isotopique des eaux superficielles du bassin versant du Furan et des eaux minérales du graben du Forez, Est du massif central français. Thèse université Jean Monnet, Saint-Etienne.

Gallet, C., Julien, C., 2011. The significance threshold for coherence when using the Welch's periodogram method: effect of overlapping segments. *Biomedical Signal Processing and Control*, Vol. 6, 405-409.

Gangopadhyay, S., Das Gupta, A., Nachabe, M.H., 2001. Evaluation of ground water monitoring network by principal component analysis. *Ground Water*, Vol. 39, No. 2, 181-191.

Gardner, W.R., 1958. Some steady state solutions of unsaturated moisture flow equations with applications to evaporation from a water table. *Soil Science*, Vol. 85, 228-232.

Garrigues, J., 2002. La méthode des éléments finis. Cours, école supérieure de mécanique de Marseille.

Gauchere, C., 2002. Use of wavelet transform for temporal characterization of remote watersheds. *Journal of Hydrology*, Vol. 269, 101-121.

Gehlar, L., 1986. Stochastic subsurface hydrology, from theory to applications. *Water Resource Research*, Vol. 22.

Geist, D.R., Joy, M.C., Lee, D.R., Gonser, T., 1998. A method for installing piezometers in large cobble bed rivers. *Groundwater Monitoring and remediation*. Vol. 18, Issue 1, 78-82.

Gerecht, K.E., Cardenas, M.B., Guswa, A.J., Sawyer, A.H., Nowinski, J.D., Swanson, T.E. 2011. Dynamics of hyporheic flow and heat transport across a bed to bank continuum in a large regulated river. *Water Resources Research*, Vol 47.

Ghouli, A., 2009. Modélisation mathématique et numérique de la pollution dans un milieu poreux non-saturé. Application : Milieux Poreux Stratifiés. Thèse, université Mohamed 5.

Giambastiani, B.M.S., Kelly, B.F.J., The, C., Andersen, M.S., McCallum, A.M., Acworth, M.J., 2009. 3D time and space analysis of groundwater head change for mapping river and aquifer interactions. 18th World IMACS/MODSIM Congress, Cairns, Australia.

Gouisset, Y., 1987. Synthèse hydrogéologique de la molasse miocène Bresse, Dombes, Bas Dauphiné. Mise en place d'un réseau d'observation et de qualité des eaux. 87 SGN 317 RHA.

Goutaland, D., 2008. Caractérisation hydrogéophysique d'un dépôt fluvioglacière. Evaluation de l'effet de l'hétérogénéité hydrodynamique sur les écoulements de la zone non-saturée. Thèse, Institut National des Sciences Appliquées de Lyon.

Graillot, D., Paran, F., Déchomets, A., Germain, A., Dufour, M., Gibert, J., Marmonier, P., Ferreira, D., Piscart, C., Simon, L., Bornette, G., Puijalon, S., Jezquel, C., Lafont, M., 2008. Evaluation des échanges nappes/rivière et de la part des apports souterrains dans l'alimentation des eaux de surface (cours d'eau, plans d'eau, zones humides) Application au fleuve Rhône et aux aquifères associés. Rapport final phase 2.

Graillot, D., Paran, F., Lalot, E., Arthaud, F., Bornette, G., Marmonier, P., Piscart, C., 2012. Evaluation des échanges nappes/rivière et de la part des apports d'eau souterrains dans l'alimentation des eaux de surface (cours d'eau). Préfiguration du guide méthodologique de caractérisation des échanges nappes/rivière en milieu alluvial. Rapport final phase 4.

Greenwood, P.E., Nikulin, M.S., 1996. A guide to Chi-Squared testing, John Wiley and Sons (Eds.), The Mathworks, Inc, 2008. The system identification Toolbox.

Greskowiak, J., Prommer, H., Massmann, G., Johnston, C.D., Nutzmann, G., Pekdeger, A., 2005. The impact of variably saturated conditions on hydrogeochemical changes during artificial recharge of groundwater. *Applied Geochemistry*, Vol. 20, Issue 7, 1409-1426.

Greswell, R.B., 2005. High-resolution in situ monitoring of flows between aquifers and surface waters, Environment agency, Science report SC030155/SR4.

Griffiths, D.V., Fenton, G.A., 1993. Seepage beneath water retaining structures founded on spatially random soil. *Geotechnique*, Vol. 43, 577-587.

Grinsted, A., Moore, J.C., Jevrejeva, S., 2011.
<http://www.pol.ac.uk/home/research/waveletcoherence/download.html>

Guggenmos, M.R., Daughney, C.J., Jackson, B.M., Morgenstern, U., 2011. Regional-scale identification of groundwater-surface water interaction using hydrochemistry and multivariate statistical methods, Wairarapa valley, New-Zealand. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 15, Issue 11, 3383-3398.

Güler, C., Kurt, M.A., Alpaslan, M., Akbulut, C., 2012. Assessment of the impact of anthropogenic activities on the groundwater hydrology and chemistry in Tarsus coastal plain (Mersin, SE Turkey) using fuzzy clustering, multivariate statistics and GIS techniques. *Journal of Hydrology*, Vol. 414-415, 435-451.

Gunduz, O., Aral, M.M., 2005. River networks and groundwater flow: a simultaneous solution of a coupled system. *Journal of Hydrology*, Vol. 301, 216-234.

Guo, Q., Li, H., Boufadel, M.C., Xia, Y., Li, G., 2007. Tide-induced groundwater head fluctuation in coastal multi-layered aquifer systems with a submarine outlet-capping. *Journal of Hydrology*, Vol. 30, 1746-1755.

Hantush, M.M., 2005. Modeling stream-aquifer interactions with linear response functions. *Journal of Hydrology*, Vol. 311, 59-79.

Harrington G., Stelfox, L., Gardner, P., Davies P., Doble, R., Cook, P., 2011. Surface Water – Groundwater interactions in the Lower Fitzroy River, Western Australia. *Water for a Healthy Country Flagship Report series* ISSN: 1835-095X.

Harvey, F.E., Lee, D.R., Rudolph, D.L. and Frape, S.K., 1997. Locating groundwater discharge in large lakes using bottom sediment electrical conductivity mapping. *Water Resources Research*, Vol. 33, 2609- 2616.

Hatch, C.E., Fisher, A.T., Ruehl, C.R., Stemler, G., 2010. Spatial and temporal variations in streambed hydraulic conductivity quantified with time series thermal methods. *Journal of Hydrology*, Vol. 389, 276-288.

Hayami, S., 1951. On the propagation of flood waves. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto Univ., Japan*, 1, 1-16.

Hayashi, M., 2003. Temperature-electrical conductivity relation of water for environmental monitoring and geophysical data inversion. *Environmental Monitoring and Assessment*, Vol. 96, 119-128.

Hegge, B.J., Masselink, G., 1991. Groundwater-table responses to wave run-up: an experimental study from western Australia. *Journal of Coastal Research*, Vol. 7, 623-634.

- Henderson, F.M., 1966. Open-channel flow. New-York, MacMilan Publishing Co., Inc., 522 p.
- Henderson, R.D., Day-Lewis, F.D., Harvey, C.F., 2009. Investigation of aquifer-estuary interaction using wavelet analysis of fiber optic temperature data. *Geophysical Research Letters*, Vol. 36, 1-6.
- Henriksen, H.J., Troldborg, L., Nyegaard, P., Sonnenborg, T.O., Refsgaard, J.C., Madsen, B., 2003. Methodology for construction, calibration and validation of a national hydrological model for Denmark. *Journal of Hydrology*, Vol. 280, 52-71.
- Hicks, F.E., 1996. Hydraulic flood routing with minimal channel data: Peace river, Canada. *Canada Journal of Civil engineering*, Vol. 23, 524-535.
- Hill, A.R., 1990. Groundwater flow paths in relation to nitrogen in the near-stream zone. *Hydrobiologia*, Vol. 206, 39-52.
- Hill, M.C., 1998. Methods and guidelines for effective model calibration. USGS, water resources investigations report 98-4005.
- Hinzman, L.D., Wegner, M., Lilly, M.R., 2000. Hydrologic investigations of groundwater and surface-water interactions in subarctic Alaska. *Nordic Hydrology*, Vol. 31, 339-356.
- Holtzman, R., Shavit, U., Segal-Rozenhaimer, M., Gavrieli, I., Marei, A., Farber, E., Vengosh, A., 2005. Quantifying ground water inputs along the lower Jordan River. *Journal of Environmental Quality*, Vol. 34, 897-906.
- Horizon CPGF. 1991. Modèle hydrodynamique de la nappe de Chavanay.
- Horizon CPGF. 1992. Reconnaissance hydrogéologique de la plaine de Chavanay (42).
- HORIZON CPGF. 1994. Etude hydrogéologique de la nappe de Péage-de-Roussillon.
- Houille Blanche, 1955. Donzère-Mondragon, Numéro hors-série de la Houille Blanche.
- Huber, P.J., 1981. Robust statistics, Wiley (Eds.), New-York.
- Hunt, R.J., Saad, D.A., Chapel, D.M., 2003. Numerical simulation of ground-water flow in La Cross County, Wisconsin, and into nearby Pools of the Mississippi River. USGS, Water resource investigation report 03-4154.

Hunt, R.J., Feinstein, D.T., Pint, C.D., Anderson, M.P., 2006. The importance of diverse data types to calibrate a watershed model of the Trout Lake Basin, Northern Wisconsin, USA. *Journal of Hydrology*, Vol. 321, 286-296.

Hussein, M., Schwartz, F.W., 2003. Modeling of flow and contaminant transport in coupled stream – aquifer systems. *Journal of Contaminant Hydrology*, Vol. 65, 41-64.

Hutchinson, M.F., 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology*, Vol. 106, 211-232.

Hyun, Y., Kim, H., Lee, S.S., Lee, K.K., 2011. Characterizing streambed water fluxes using temperature and head data on multiple spatial scales in Munsan stream, South Korea. *Journal of Hydrology*, Vol. 402, Issues 3-4, 377-387.

IGN, 2010. Spécifications de contenu de la base de données géographique. Projet Plan Rhône.

Ilin, A., Raiko, T., 2010. Practical approach to principal component analysis in the presence of missing values. *Journal of Machine Learning Research*, Vol. 11, 1957-2000.

Imagawa, C., Takeuchi, J., Kawachi, T., Chono, S., Ishida, K., 2012. Statistical analyses and modeling approaches to hydrodynamic characteristics in alluvial aquifer. *Hydrological processes*.

Indhumathi, R., Sathiyabama, S., 2010. Reducing and clustering high dimensional data through principal component analysis. *International Journal of Computer Applications*. Vol. 11, No. 8, 1-4.

Intaraprasong, T., Zhan, H., 2009. A general framework of stream-aquifer interaction caused by variable stream stages. *Journal of Hydrology*, Vol. 373, 112-121.

Jacob, C.E., 1950. Flow of ground water. In: *Engineering hydraulics*. Proceedings of the 4th hydraulic conference. John Wiley and Sons, New-York.

Jain, A.K., 2009. Data clustering: 50 years beyond k-means. Based on the King-Sun Fu Prize lecture delivered at the 19th international conference on pattern recognition, Tampa, FL, Dec 8 2008.

Jakubowski, R.T., 2006. Coupled stream-aquifer exchanges along a losing reach of the Rio-Grande in central New Mexico. Master of science thesis, New Mexico institute of mining and technology department of earth and environmental science.

Jonsson, K., Johansson, H. and Wörman, A., 2003. Hyporheic exchange of reactive and conservative solutes in streams – tracer methodology and model interpretation. *Journal of Hydrology*, Vol. 278, 153-171.

Jiruska, P., Proks, J., Drbal, O., Sovka, P., Marusic, P., Mares, P., 2005. Comparison of different methods of time shift measurement in EEG. *Physiol. Res.*, Vol. 54, 459-465.

Johnson, T.C., Slater, L.D., Ntarlagianis, D., Day-Lewis, F.D., Elwaseif, M., 2012. Monitoring groundwater-surface water interaction using time-series and time-frequency analysis of transient three-dimensional electrical resistivity changes. *Water Resource Research*, Vol. 48.

Jolliffe, I.T., 2002. *Principal component analysis*, second edition, Springer-Verlag, New York, Inc.

Journel, A. G., Huijbregts, C. J., 1981. *Mining Geostatistics*: Academic Press, London, 600 p.

Jung, M., Burt, T.P., Bates, P.D., 2004. Toward a conceptual model of floodplain water table response. *Water Resource Research*, Vol. 40.

Kaiser, H.F., 1960. The application of electronic computers to factor analysis. *Educational and Psychological Measurement*, Vol. 20, 141-151.

Kalbus, E., Schmidt, C., Molson, J.W., Reinstorf, F., Schirmer, M., 2009. Influence of aquifer and streambed heterogeneity on the distribution of groundwater discharge. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 13, 69-77.

Kang, S., Lin, H., 2007. Wavelet analysis of hydrological and water quality signals in an agricultural watershed. *Journal of Hydrology*, Vol. 338, 1-14.

Karhunen, K., 1947. Über lineare methoden in der Wahrscheinlichkeitsrechnung. *Ann Ac Sci., Fennicae, Ser A.137*.

Kaufman, L., Rousseeuw, P.J., 1990. *Finding groups in data: an introduction to cluster analysis*, John Wiley and Sons, New-York.

Khalanski, M., Garrel, G., Desaint, B., Fruget, J.F., Olivier, J.M., Poirel, A., Souchon, Y., 2008. Global thermal study of the Rhône – Hydrobiological impact of cumulative warming. *Hydroécol. Appl.*, Tome 16, 53-108.

Kirkwood, B.C., 2003. *Acoustic source localization using time-delay estimation*. Master of Science thesis. Technical university of Denmark.

Klein, A., Sauer T., Jedynak, A., Skrandies, W., 2006. Conventional and wavelet coherence applied to sensory-evoked electrical brain activity. *IEEE transactions on biomedical engineering*, Vol. 53, No. 2, 266-272.

Kollet, S.J., Maxwell, R.M., 2006. Integrated surface-groundwater flow modeling: a free surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow problem. *Advances in Water Resources*, Vol. 29, 945-958.

Konikow, L.F., Reilly, T.E., 1998. Groundwater modeling. In the handbook of groundwater engineering, J.W. Delleur ed., CRC Press, Boca Raton, 20:1-20.40.

Konrad, C.P., 2006. Location and timing of river-aquifer exchanges in 6 tributaries to the Columbia River in the Pacific Northwest of the United States. *Journal of Hydrology*, Vol. 329, Issues 3-4, 444-470.

Komperod, M., et al., 2011. Preprocessing of experimental data for use in model building and model validation. URL: <http://www.scansims.org/sims2008/12.pdf>

Koopmans, L.H., 1995. The spectral analysis of time series. Probability and mathematical statistics. A series of monograph and textbooks, Vol. 22. Academic press, Inc.

Kosugi, K., 1994. Three parameter lognormal distribution model for soil water retention. *Water Resource Research*, Vol. 30, 891-901.

Krause, S., Bronstert, A., Zehe, E., 2007. Groundwater-surface water interactions in a North German lowland floodplain – Implications for the river discharge dynamics and riparian water balance. *Journal of Hydrology*, Vol. 347, 404-417.

Krause, S., Hannah, D., Blume, T., Angermann, L., Lewandowski, J., Cassidy, N.J., 2012. Nested heat tracer experiments for identifying heterogeneity of aquifer-river exchange at multiple scales. EGU assembly, Vienna, p.3706.

Kudaravalli, S.P., Kuchipudi, R.K.P., Pinamaneni, U.B., 2010. Hydrogeological variations of ground water in different geomorphic units of Krishna eastern delta, Andhra Pradesh. *International Journal of Engineering Science and Technology*, Vol. 2, 4007-4012.

Kumar, M., Duffy, C.J., 2009. Detecting hydroclimatic change using spatio-temporal analysis of time series in Colorado River Basin. *Journal of Hydrology*, Vol. 374, 1-15.

Kumar, P., Tsujimura, M., Nakano, T., Minoru, T., 2012. The effect of tidal fluctuation on groundwater quality in coastal aquifer of Saijo plain, Ehime prefecture, Japan. *Desalination*, Vol. 286, 166-175.

Kundzewicz, Z.W., et Robson, A., 2000. Detecting trend and other changes in hydrological data. World Climate Programme – Water – WMO/TD-No.1013, 157 pp.

La Vaissière R., 2006. Etude de l'aquifère néogène du Bas-Dauphiné. Apports de la géochimie et des isotopes dans le fonctionnement hydrogéologique du bassin de Valence (Drôme, Sud-Est de la France) Thèse, Université d'Avignon.

Labat, D., Abadou, R., Mangin, A., 1999. Analyse en ondelettes en hydrologie karstique. 2ième partie : analyse en ondelettes croisées pluie-débit. Comptes rendus de l'académie des sciences. Vol. 329, Issue 12, 881-887.

Labat, D., Abadou, R., Mangin, A., 2000. Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part 2: continuous wavelet and discrete orthogonal multiresolution analyses. Journal of Hydrology, Vol. 238, 149-178.

Labat, D. 2005. Recent advances in wavelet analyses: part 1. A review of concepts. Journal of Hydrology, Vol. 314, 275-288.

Ladson, A.R., 2008. Hydrology, an Australian introduction. Oxford university press.

Lamontagne, S., Leaney, F., Herczeg, A., 2002. Streamwater-groundwater interaction: the River Murray at Hattah-Kulkyne Park, Victoria. CSIRO Land and Water Technical Report 27/02, CSIRO, Canberra.

Lang, M., Perret, C., Renouf, E., Sauquet, E., Paquier, A., 2006. Valeurs rares et extrêmes de précipitations et de débits. La Houille Blanche, Vol. 6.

Lange, J., 2005. Dynamics of transmission losses in a large arid stream channel. Journal of Hydrology, Vol. 306, 112-126.

Larkin, R.G., Sharp, J.M., 1992. On the relationship between river-basin geomorphology, aquifer hydraulics and groundwater-flow direction in alluvial aquifers. Geological Society of America Bulletin, Vol. 104, 1608-1620.

Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., Banton, O., 1998. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). Journal of Hydrology, Vol. 205, 217-231.

Laushey, L.M., 1989. A dimensionless Manning type equation. B.C. Yen (ed.) International conference on channel flow and catchment runoff. Centennial of Manning's formula and Kuichling's rational formula, American society of civil engineers, Charlottesville, 453-461.

Lautz, L.K., Siegel, D.I., 2006. Modeling surface and ground water mixing in the hyporheic zone using mudflow and MT3D. Advances in Water Resources, Vol. 29, 1618-1633.

Le Coustumer, S.N., 2008. Colmatage et rétention des éléments traces métalliques dans les systèmes d'infiltration des eaux pluviales. Thèse, INSA de Lyon.

Lee, J.Y., Lee K.K., 2000. Use of hydrologic time series data for identification of recharge mechanism in a fractured-bedrock aquifer system. *Journal of Hydrology*, Vol. 229, 190-201.

Lee, J.Y., 2006. Characteristics of ground and groundwater temperatures in a metropolitan city, Korea: considerations for geothermal heat pumps. *Geosciences Journal*, Vol. 10, No. 2, 165-175.

Levenberg K., 1944. A method for the solution of certain non-linear in least Squares. *Quarterly of Applied Mathematics*. Vol. 2, 164-168.

Levy, J., Birck, M.D., Mutiti, S., Kilroy, K.C., Windeler, B., Idris, O., Allen, L.N., 2011. The impact of storm events on a riverbed system and its hydraulic conductivity at a site of induced infiltration. *Journal of Environmental Management*, Vol. 92, Issue 8, 1960-1971.

Lewandowski, J., Lischeid, G., Nützmann, G., 2009. Drivers of water table fluctuations and hydrological exchange between groundwater and surface water at the lowland river Spree (Germany): field study and statistical analysis. *Hydrological Processes*, Vol. 23, 2117-2128.

Li, H., Jiao, J.J., 2003. Tide-induced seawater-groundwater circulation in a multi-layered coastal leaky aquifer system. *Journal of Hydrology*, Vol. 274, 211-224.

Li, L., Bary, D.A., Stagnitti, F., Parlange, J.Y., 2000. Groundwater waves in coastal aquifer: a new governing equation including vertical effects and capillarity. *Water Resources Research*, Vol. 36, 411-420.

Liang, D., Falconer, R.A., Lin, B., 2007. Coupling surface and subsurface flows in a depth averaged flood wave model. *Journal of Hydrology*, Vol. 337, 147-158.

Liao, T.W., 2005. Clustering of time series data – a survey. *Pattern Recognition*, Vol. 38, 1857-1874.

Liu, H.L., Chen, X., Bao, A.M., Wang, L., 2007. Investigation of groundwater response to overland flow and topography using a coupled MIKE SHE/MIKE 11 modeling system for arid watershed. *Journal of Hydrology*, Vol. 347, 448-459.

Ljung, L., 2012. System identification toolbox User's guide, Release 2012a, The Mathworks, Inc Natick, MA.

Ljung, L., 1996. System identification. CRC Press, Inc.

Ljung, L., 1999. System identification – Theory for the user. Second ed., PTR, Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J.

Loague, K., Corwin, D.L., 2007. Scale issues. In *The Handbook of Groundwater Engineering*, Delleur J.W. (ed.). CRC Press; 25D1–25D21.

Longuevergne, L., Florsch, N., Elsass, P., 2007. Extracting coherent regional information from local measurements with Karhunen-Loeve transform: Case study of an alluvial aquifer (Rhine valley, France and Germany). *Water Resources Research*. Vol. 43, 1-13.

Ma, K.L., Sikorski, K., 1993. A distributed 3D Navier-Stokes solver in *Express. Energy et Fuels*, 7(6): 897.

MacQueen, J., 1967. Some methods for classification and analysis of multivariate observations. Fifth Berkeley Symposium on Mathematics, Statistics and probability. University of California Press., pp. 281-297.

Major, P. Examen sur un terrain d'études du rapport entre les régimes des rivières et ceux des eaux souterraines de la bande de terrains. Institut de recherche des ressources hydrauliques, Hongrie, Budapest.

Malcolm, I.A., Soulsby, C., Youngson, A.F., Hannah, D.M., 2005. Catchment-scale controls on groundwater-surface water interactions in the hyporheic zone: implications for salmon embryo survival. *River Research and Applications*, Vol. 21, 977-989.

Mandier, P., 1988. Le relief de la moyenne vallée du Rhône au tertiaire et au quaternaire – Essai de synthèse paléogéographique. Document du BRGM No. 151.

Mangin, A., 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales. *Journal of Hydrology*, Vol. 67, 25-43.

Maraun, D., Kurths, J., 2007. Non stationary Gaussian processes in wavelet domain: synthesis, estimation and significance testing. *Physical Review*, E75.

Mardhel, V., 2006. Carte de vulnérabilité intrinsèque simplifiée des eaux souterraines de la région aquitaine. BRGM/RP-55311-FR.

Mardhel, V., Pinault, J.L., Stollsteiner, P., Allier, D., 2007. Etude des risques d'inondation par remontées de nappes sur le bassin de la Maine. BRGM/RP-55562-FR.

Marquardt, D., 1963. An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. *SIAM J. Appl. Math.*, Vol. 11, 431-441.

Martel, 1894. Les Abîmes. Les eaux souterraines, les sources, les cavernes, la spéléologie. Paris, Delagrave, 578 p.

Martin, J.C., 2005. Vulnérabilité intrinsèque des aquifères et des zones humides de la région Centre. Note de synthèse. BRGM/RP-54299-FR.

Martin, J.C., Putot, E., 2008. Elaboration de règles de gestion volumique en eau de la nappe de Bièvre Valloire. Phase 1. Rapport d'avancement. BRGM/RP-56117-FR.

Martin, J.C., Putot, E., 2008. Elaboration de règles de gestion volumique en eau de la nappe de Bièvre Valloire. Phase 2,3. Rapport Final. BRGM/RP-56651-FR.

Massei, N., Dupont, J.P., Mahler, B.J., Laignel, B., Fournier, M., Valdes, D., Ogier, S., 2006. Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral and wavelet analyses. *Journal of Hydrology*, Vol. 329, 244-257.

Matheswaran, K., Blemmer, M., Thorn, P., Rosbjerg, D., Boegh, E., 2012. Spatial and seasonal variations of groundwater upwelling zones in stream Everdamsaen using distributed temperature sensing (DTS). EGU assembly, Vienna.

Mazet, P., 2008. Influence des écoulements transitoires sur la mobilité du strontium dans les sols partiellement saturés en eau. Thèse, université Joseph Fourier – Grenoble 1.

Mazzili, N., 2011. Sensibilité et incertitudes de modélisation sur les bassins versants à fortes composante karstique. Thèse, université de Montpellier 2.

McCarthy, K.A., McFarland, W.D., Wilkinson, J.M., White, L.D., 1992. The dynamic relationship between ground water and the Columbia River : using deuterium and oxygen-18 as tracers. *Journal of Hydrology*, Vol. 135, 1-12.

Mehl, S., Hill, M.C., 2010. Grid-size dependence of Cauchy boundary conditions used to simulate stream-aquifer interactions. *Advances in Water Resources*, Vol. 33, 430-442.

Mercer, J.W., Pinder, G.F., 1974. Finite element analysis of hydrothermal systems. In "Finite element methods in flow problems." (J. T. Oden, Ed.), pp. 401-414. University of Alabama Press, Swansea.

Miles, J.H. 2010. Estimation of signal coherence threshold and concealed spectral lines applied to detection of turbofan engine combustion noise. *Journal of Acoustic Society*, Vol. 129.

Miller, J.E., 1984. Basic concepts of kinematic wave models. USGS, 1302.

Ministère de l'agriculture, 1984. Contribution des services extérieurs du ministère de l'agriculture à la connaissance des ressources en eaux souterraines. Département de l'Ardèche.

Mirsaidi, S., Fleury, G.A., Oksman, J., 1997. LMS-like AR modeling in the case of missing observations. *IEEE Transactions on Signal Processing*, Vol. 45, 1574-1583.

Molina, L., Vallejos, A., Pulido-Bosch, A., Sanchez-Martos, F., 2002. Water temperature and conductivity variability as indicators of groundwater behaviour in complex aquifer systems in the south-east of Spain. *Hydrological Processes*, Vol. 16, 3365-3378.

Monjerezi, M., Vogt, R.D., Aagaard, P., Saka, J.D.K., 2011. Hydro-geochemical processes in an area with saline groundwater in lower Shire River valley, Malawi: an integrated application of hierarchical cluster and principal component analyses. *Applied Geochemistry*, Vol. 26, 1399-1413.

Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. *Symposia of the Society for Experimental Biology*, Vol. 19, 205-224.

Mor, Y., Lev-Tov, A., 2007. Analysis of rhythmic patterns produced by spinal neural networks. *Journal of Neurophysiology*, Vol. 98, 2807-2817.

Mougin, B., Thomas, E., Jegou, J.P., 2002. SILURES Bassins versants. Etat d'avancement de l'année 1. Dourduff (29), Maudouze et Noë Sèche (22), Oust (56), Yvel (56). BRGM/RP-51891-FR.

Moustopoulos, K.N., Tshrintzis, V.A., 2004. Approximate solutions of the Forchheimer equation. *Journal of Hydrology*, Vol. 309, 93-103.

Moustopoulos, K.N., 2009. Exact and approximate analytical solutions for unsteady fully developed turbulent flow in porous media and fractures for time dependent boundary conditions. *Journal of Hydrology*, Vol. 369, 78-89.

Mutiti, S., Levy, J., 2010. Using temperature modeling to investigate the temporal variability of riverbed hydraulic conductivity during storm events. *Journal of Hydrology*, Vol. 388, 321-334.

Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models: part IA: discussion of principles. *Journal of Hydrology*. Vol. 10, 282-290.

Naudet, V., Revil, A., Rizzo, E., Bottero, J.Y., Begassat, P., 2004. Groundwater redox conditions and conductivity in a contaminant plume from geoelectrical investigations. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 8, 8-22.

Nelson, P.R.C., Taylor, P.A., MacGregor, J.F., 1996. Missing data methods in PCA and PLS: score calculations with incomplete observations. *Chenometrics and Intelligent Laboratory Systems*. Vol. 35, 45-65.

Nielsen, P., 1990. Tidal dynamics of the water table in beaches. *Water Resources Research*, Vol. 26. 2127-2134.

Nielsen, P., Aseervatham, R., Fenton, J.D., Perrochet P., 2000. Groundwater waves in aquifers of intermediate depths. *Advances in Water Resources*, Vol. 20, No. 1, 37-43.

Nielsen, P., Perrochet, P., 2000. Watertable dynamics under capillary fringes: experiments and modeling. *Advances in Water Resources*. Vol. 23, 503-515.

Niswonger, R.G., Fogg, G.E., 2008. Influence of perched groundwater on base flow. *Water Resource Research*, Vol 44.

North, G.R., Bell, T.L., Cahalan, R.F., Moeng, F.J., 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 110, 699-706.

Noyer, M.L., Menjoz, A., Elsass, P., Thiéry, D., Martin, J.C., 1998. Modèle de la nappe d'Alsace. Projet de développement 312. Rapport final. BRGM, R 40335.

Okkonen, J., Klove, B., 2011. Assessment of temporal and spatial variation in chemical composition of groundwater in an unconfined esker aquifer in the cold temperate climate of Northern Finland. *Cold Region Science and Technology*, Vol. 71, 118-128.

Oxtobee, J.P.A., Novakowski, K., 2002. A field investigation of groundwater/surface water interaction in a fractured bedrock environment. *Journal of Hydrology*, Vol. 269, Issues 3-4, 169-193.

Padilla, A., Pulido-Bosch, A., 1995. Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, Vol. 168, 73-89.

Page, R.M., Lischeid, G., Epting, J., Huggenberger, P., 2012. Principal component analysis of time series for identifying indicator variables for riverine groundwater extraction management. *Journal of Hydrology*, Vol. 432-433, 137-144.

Panday, S., Huyakorn, P.S., 2004. A fully coupled physically based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Advances in Water Resources*, Vol. 27, 361-382.

Pappenberger, F., Beven, K., Horrit, M., Blazkova, S., 2005. Uncertainty in the calibration of effective roughness parameters in HEC-RAS using inundation and downstream level observation. *Journal of Hydrology*, Vol. 302, 46-69.

Pappenberger, F., Beven, K.J., 2006. Ignorance is bliss: or seven reasons not to use uncertainty analysis. *Water Resources Research*, Vol. 42.

Paran, F., Dechomets, R., Graillot, D., 2008. Identification et quantification des échanges nappes/rivière par analyse spatiale: Contexte de données fragmentées et hétérogènes. Application au fleuve Rhône. *Géomatique Expert*, Vol. 64, 73-79.

Park, H.Y., Jang, K., Ju, J.W., Yeo, I.W., 2012. Hydrogeological characterization of seawater intrusion in tidally-forced coastal fractured bedrock aquifer. *Journal of Hydrology*, Vol. 446-447, 77-89.

Parot, E., Raepel, B., 2013. Le Rhône, un fleuve fortement anthropisé: analyse historique et étude morphologique. Communication orale, Séminaire des doctorants de l'UMR 5600.

Pearson, K., 1900. On the criterion that a given system of deviations from the probable in the case of a correlated system of variables is such that it can be reasonably supposed to have arisen from random sampling. *Philosophical magazine*, Series 5, 157-175.

Peterson, R.E., Connely, M.P., 2001. Zone of interaction between Hanford site groundwater and adjacent Columbia River. Progress report for the Groundwater/River interface task science and technology, Groundwater / Vadose zone integration project, Us Department of Energy.

Peterson, R.E., Connely, M.P., 2004. Water movement in the zone of interaction between groundwater and the Columbia River, Hanford site, Washington. *Journal of Hydraulic Research*, Vol. 42, 53-58.

Philip, J.R., 1973. Periodic Nonlinear Diffusion: an integral relationship and its physical consequences. *Australian Journal of Physics*, Vol. 26, 513-520.

Picon, B., Allard, P., 2007. Les inondations du Rhône aval de 1856, 1993, 1994, 2003 et leurs répercussions sociétales. *La Houille Blanche*, No. 2, 52-57.

Piersol, A.G., 1981. Time delay estimation using phase data. *IEEE Transactions on Acoustics, Speech and Signal Processing*, Vol. 29, No. 3, 471-477.

Pierson, T.C., 1980. Piezometric response to rainstorms in forested hillslope drainage depressions. *Journal of Hydrology New Zealand*, Vol. 19, 1-10.

Pinder, F.G., Jones, J.F., 1969. Determination of the groundwater component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Water Resources Research*, Vol. 5, 438-445.

Poirel, A., Carrel, G., Olivier, J.M., Fruget, J.F., Langlais, S., 2012. Apport des connaissances sur la thermie du Rhône dans l'actualisation des règles de gestion du fleuve. IS Rivers International Conference, Lyon, France.

Pont, B., 2008. Evaluation de l'impact des différentes valeurs de débit réservé sur la connexion des paléochenaux avec la nappe phréatique. Association des amis de l'île de la Platière.

Pont, B., Mathieu, M., Bazin, N., Aguiard, C., Pillard A.S., 2009. Plan de gestion. Période 2008-2017. Réserve naturelle de l'île de la Platière. Association des amis de l'île de la Platière.

Préfecture de région Rhône-Alpes. 1999. Synthèse hydrogéologique départementale. Département de l'Isère.

Préfet coordinateur de Bassin, 2009. Schéma directeur d'aménagement et de gestion des eaux (SDAGE). Bassin Rhône Méditerranée.

Rai, S.N., Manglik, A., Singh, V.S., 2006. Water table fluctuation owing to time-varying recharge, pumping and leakage. *Journal of Hydrology*, Vol. 324, 350-358.

Raiko, T., Ilin, A., Karhunen, J., 2007. Principal component analysis for large scale problems with lots of missing values, Eds. J.N. Kok et al., ECML, LNAI 4701, pp.691-698.

Ratto, M., Young, P.C., Romanowicz, R., Pappenberger, F., Saltelli, A., Pagano, A., 2007. Uncertainty, sensitivity analysis and the role of data based mechanistic modeling in hydrology. *Hydrology and Earth Sciences*, Vol. 11, 1249-1266.

Raux, J., Dupont, J.P., Massei, N., 2009. Projet d'étude sur le prolongement du grand canal du Havre. Université de Rouen.

Re-Bahuaud, J., 2012. Apports d'une approche couplée physique et géochimique des eaux souterraines pour caractériser les fonctionnements hydrodynamiques transitoires. Cas de la plaine alluviale du Forez. Thèse, Ecole des Mines de Saint-Etienne, 364 p.

Regberg, A.K., Singha, M., Tien, M., Picardal, F., Zheng, Q., Schieber, J., Roden, E., Brantley, S.L., 2011. Electrical conductivity as an indicator of iron reduction rates in abiotic and biotic systems. *Water resources research*, Vol. 47.

Revelli, R., Ridolfi, L., 2000. Influence of heterogeneity on the flow in unconfined aquifers. *Journal of Hydrology*, Vol. 228, Issues 1-2, 150-159.

Roche, A., 1980. Hydrogéologie des côtes du lac Tchad à No, Tchingam et Soro (Kanem). Travaux et documents de l'ORSTOM.

Romanowicz, R., MacDonald, R., 2005. Modelling uncertainty and variability in environmental systems. *Acta Geophysica Polonica*, Vol. 53, No. 4, 401-417.

Rosenberry, D.O., LaBaugh J.W., Hunt, R.J., 2007. Use of monitoring wells, portable piezometers and seepage meters to quantify flow between surface water and ground water. Chapter 2 of fields techniques for estimating water fluxes between surface water and ground water. Edited by D.O. Rosenberry et J.W., LaBaugh. USGS.

Rotzoll, K., El-Kadi, A.I., 2008. Estimating hydraulic properties of coastal aquifer using wave setup. *Journal of Hydrology*, Vol. 353, Issues 1-2, 201-213.

Rousselot, D., Gudefin, H., Putallaz, J., 1978. Etude hydrogéologique de la molasse du Bas-Dauphine entre le Rhône et l'Isère. Rapport préliminaire. BRGM, 78 SGN 225 JAL.

Rushton, K., 2007. Representation in regional models of saturated river-aquifer interaction for gaining/losing rivers. *Journal of Hydrology*, Vol. 334, 262-281.

Safri, N.M., Murayama, N., 2007. Comparison of EEG-EMG time delays calculated by phase estimates and inverse FFT. *Elektrika*, Vol. 9, No. 2, 1-7.

Salerno, F., Tartari, G., 2010. A coupled approach of surface hydrological modelling and wavelet analysis for understanding the baseflow components of river discharge in karst environments. *Journal of Hydrology*, Vol. 376, 295-306.

Sanchez-Martos, F., Jimenez-Espinosa, R., Pulido-Bosch, A., 2001. Mapping groundwater quality variables using PCA and geostatistics : a case study of Bajo Andarax, southeastern Spain. *Hydrological science journal*, Vol. 46, 227-242.

Sawyer, A.H., Cardenas, B.M., Bomar, A., Mackey, M., 2009. Impact of dam operations on hyporheic exchange in the riparian zone of a regulated river. *Hydrological Processes*.

Saxena, R.K., Surface and groundwater mixing and identification of local recharge – discharge zones from seasonal fluctuations of Oxygen 18 in groundwater in fissured rock. *Université d'Uppsala, Suède*.

Schaap, M.G., Leij, F.J., Van-Genuchten, M.T., 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, Vol. 251, 163-176.

Schilling, K.E., Zhang, Y.K., Drobney, P., 2004. Water table fluctuations near an incised stream, Walnut Creek, Iowa. *Journal of Hydrology*, Vol. 286, 236-248.

Schilling, K.E., 2006. Groundwater – surface water interaction in the riparian zone of an incised channel, Walnut Creek, Iowa. *Journal of Hydrology*, Vol. 327, 140-150.

Schmidt, C., Musolff, A., Trauth, M., Vieweg, M., Fleckenstein, J.H., 2012. Transient analysis of fluctuations of electrical conductivity as tracer in the stream bed. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 16, 3689-3697.

Seguin, J.J., Gomez, E., Wuilleumier, A., 2009. Les indicateurs piézométriques. Un outil dans la gestion des hydrosystèmes. Orientations méthodologiques. BRGM/RP 58139-FR.

Seguin, J.J., Mardhel, V., Schomburgk S., 2012. Référentiel hydrogéologique Français BDLISA (version beta). Présentation du référentiel. Principe de construction et mise en œuvre. Rapport final. BRGM/RP-61034-FR.

Senate Department for Urban Development. 2011. Groundwater temperature. Berlin.

Serfes, M.E., 1991. Determining the mean hydraulic gradient of ground water affected by tidal fluctuations. *Ground Water*, Vol. 29, No. 4, 549-555.

Serrano, S.E., Workman, S.R., 1998. Modeling transient stream/aquifer interaction with the non-linear Boussinesq equation and its analytical solution. *Journal of Hydrology*, Vol. 206, 245-255.

Shih, D.C.F., Lee, C.D., Chiou, K.F., Tsai, S.M., 2000. Spectral analysis of tidal fluctuations in groundwater level. *Water Resources*, Vol. 36, Issue 5, 1087-1099.

Simmons, A.J., Wallace, J.M., Branstator, G.W., 1983. Barotropic wave propagation and instability and atmospheric teleconnection patterns. *Journal of the Atmospheric Science*, Vol. 40, 1363-1392.

Singh, V.P., Aravamuthan, V., 1995. Errors of kinematic wave and diffusion wave approximations for time independent flow. *Water Resources Management*, Vol. 9, 175-202.

Singh, V.P., Aravamuthan, V., 2006. Accuracy of kinematic wave and diffusion wave approximation for time dependent flows. *Hydrological Processes*, Vol. 9, 755-782.

Slooten, L.J., Carrera, J., Castro, E., Garcia, D.F., 2010. A sensitivity analysis of tide-induced head fluctuations in coastal aquifers. *Journal of Hydrology*, Vol. 393, 370-380.

SMIRCLAID, 2007. Etude préalable à la restauration de la nappe d'accompagnement du Rhône – Phases 1 et 2.

SMIRCLAID, 2012. Charte territoriale de partenariat. Vieux Rhône de Péage de Roussillon.

Snee, R.D., 1977. Validation of regression models: Methods and examples, *Technometrics*, Vol. 19, 415-428.

Sogreah, 2000. Etude globale pour une stratégie de réduction des risques dus aux crues du Rhône. Etude du transport solide. Diagnostique de l'état actuel.

Sokrut, N., 2006. Integrated hydrologic and hydrogeologic catchment modelling – an Örsundaan case study. Final report, Project 60-1171/2002, Department of Land and Water Resources, Stockholm.

Solinst, 2010. Levellogger Series User Guide – Software version 3.4.0.

Song, J., Chen, X., Cheng, C., 2010. Variability of streambed vertical hydraulic conductivity with depth along the Elkhorn River, Nebraska, USA. *Chinese Science Bulletin*, Vol. 55, Issue 10, 992-999.

Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, Vol. 10, 52-67.

Sous, D., Lambert, A., Michallet, H., Rey, V., 2011. Groundwater pressure dynamics in a laboratory swash zone. *Journal of Coastal Research*, Issue 64, 2074-2078.

Spanoudaki, K., Stamou, A.I., Nanou-Giannarou, A., 2009. Development and verification of a 3-D integrated surface water – groundwater model. *Journal of Hydrology*, Vol. 375, 410-427.

Spanoudaki, K., Nanou-Giannarou, A., Paschalinos, Y., Memos, C.D., Stamou, A.I., 2010. Analytical solutions to the stream-aquifer interaction problem: a critical review. *Global Nest Journal*, Vol. 12, 126-139.

Spearman, C., 1904. The proof and measurement of association between two things. *J. Psychol.*, Vol. 15, 72-101.

Springer, A.E., Petrouson, W.D., Semmens, B., 1999. Spatial and temporal variability of hydraulic conductivity in active reattachment bars of the Colorado River, Grand Canyon. *Ground Water*, Vol. 37, No. 3.

Squillace, P.J., 1996. Observed and simulated movement of bank-storage water. *Ground Water*, Vol. 34, 121-134.

Srivastava, K., Serrano, S.E., Workman, S.R., 2006 Stochastic modeling of transient stream-aquifer interaction with the nonlinear Boussinesq equation. *Journal of Hydrology*, Vol. 328, 538-547.

Stanford, J.A. and Ward, J.V., 1988. The hyporheic habitat of river ecosystems. *Nature*, Vol. 335, 64-66.

Stoker, J.J., 1957. *Water waves: The mathematical theory with applications*. Pure and Appl. Math., Vol. 4, Interscience, New York.

Stonedahl, S.H., Harvey, J.W., Worman, A., Salehin, M., Packman, A.I., 2010. A multi-scale model for integrating hyporheic exchange from ripples to meanders. *Water Resources Research*, Vol. 46.

Storey, R.G., Howard, K.W.F., Williams, D.D., 2003. Factors controlling riffle-scale hyporheic exchange flows and their seasonal changes in a gaining stream: a three-dimensional groundwater flow model. *Water Resources Research*, Vol. 39.

Strack, O.D.L., 1989. *Groundwater mechanics*. Prentice Hall.

Sun, P., Li, H., Boufadel, M.C., Gueng, X., Chen, S., 2008. An analytical solution and case study of groundwater head response to dual tide in an island leaky confined aquifer. *Water Resources Research*, Vol. 44, Issue 12.

Swadhin, K.B., Rao, S.A., Saji, H.N., Yamagata, T., 2002. Comments on “a cautionary note on the interpretation of EOF”. *J. Climate*, Vol. 16, 1087-1093.

Syndicat Mixte des Rives du Rhône, 2010. Scot des Rives du Rhône. Rapport de présentation.

Tam, V.T., De Smedt, F., Batelaan, O., Dassargues, A., 2004. Characterization of a cavern conduit system in Vietnam by time series correlation, cross-spectrum and wavelet analyses. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 49, 879-900.

Teo, H.T., Jeng, D.S., Seymour, B.R., Barry, D.A., Li, L., 2003. A new analytical solution for water table fluctuations in coastal aquifers with sloping beaches. *Advances in Water Resources*, Vol. 26, 1239-1247.

The MathWorks., 2008. *The system identification toolbox*.

Theodossiou, N., Latinopoulos, P., 2005. Evaluation and optimization of groundwater observation networks using the Kriging methodology. *Environmental Modeling and Software*, Vol. 21, 991-1000.

Thinon-Larminach, M., 2000. *Approches quantitatives des flux d'eau dans un système sol-nappe-rivière – application au bassin de la Charente, à l'amont de la ville d'Angoulême*. Thèse, University of Poitiers, France.

- Thornhwaite, C.W., Mather, 1955. The water balance. *Climatology*, Vol. 8, 1-104.
- Tipping, M.E., Bishop, C.M., 1999. Probabilistic principal component analysis. *Journal of the royal statistical society. Series B – Statistical Methodology*, Vol. 61, 611-622.
- Triska, F.J., Kennedy, V.C., Avanzino, R.J., Zellweger, G.W., Bencala, K.E., 1989. Retention and transport of nutrients in a third-order stream in northwestern California: hyporheic processes. *Ecology*, Vol. 70, 1893-1905.
- Triska, F.J., Duff, J.H., Avanzino, R.J., 1993. The role of water exchange between a stream channel and its hyporheic zone in nitrogen cycling at the terrestrial aquatic interface. *Hydrobiologia*, Vol. 251, 167-184.
- Tufenkji, N., Ryan, J.N., Elimelech, M., 2002. The promise of bank filtration. *Environmental Science and Technology*, 422-428.
- Van-Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America*, Vol. 44, No. 5.
- Vanmarcke, E.H., 1983. *Random fields: analysis and synthesis*. MIT Press, Cambridge, Mass, 1983.
- Vaudan, J., 2000. *Fonctionnement et gestion des aquifères alluviaux de haute altitude, cas de la Haute-Sarvine (Alpes Suisses)*. Thèse, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne.
- Vekerdy, Z., Meijerink, A.M.J., 1998. Statistical and analytical study of the propagation of flood-induced groundwater rise in an alluvial aquifer. *Journal of Hydrology*, Vol. 205, 112-125.
- Vermeulen, P.T.M., Heemink, A.W., Te Stroet, C.B.M., 2004. Reduced models for linear groundwater flow models using empirical orthogonal functions. *Advances in Water Resources*, Vol. 27, 57-69.
- Vernoux, J.F., Lions, J., Petelet-Giraud, E., Seguin, J.J., Stollsteiner, P., Lalot, E., 2010. Contribution à la caractérisation des relations entre eau souterraine, eau de surface et écosystèmes terrestres associés en lien avec la DCE. BRGM/RP – 57044-FR.
- Vogel, T., Van-Genuchten, M.T., Cislérova, M., 2001. Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. *Advances in Water Resources*, Vol. 24, 133-144.
- Vogt, T., Schneider, P., Hahn-Woernle, L., Cirpka, O.A., 2010. Estimation of seepage rates in a losing stream by means of fiber-optic high-resolution vertical temperature profiling. *Journal of Hydrology*, Vol. 380, 154-164.

Von Asmuth, J.R., Knotters, M., 2004. Characterising groundwater dynamics based on a system identification approach. *Journal of Hydrology*, Vol. 296, 118-134.

Wagner, B.J., Harvey, J.W., 1997. Experimental design for estimating parameters of rate-limited mass transfer: analysis of stream tracer studies. *Water Resources Research*, Vol. 33, 1731-1742.

Wallin, R., Isaksson, A.J., 2002. Multiple Optima in identification of ARX models subject to missing data. *Eurasip Journal on Applied Signal Processing*, 30-37.

Wang, S.Y., Tang, M.X., 2004. Exact confidence interval for magnitude squared coherence estimates. *IEEE signal processing letters*, Vol. 11, No. 3, 326-329.

Wang, J., Sano, A., Chen, T., Huang, B., 2008. Identification of Hammerstein systems without explicit parameterization of non-linearity. *International Journal of Control*, Vol. 82, 937-952.

Wang, W., Li, J., Feng, X., Chen, X., Yao, K., 2011. Evolution of stream-aquifer hydrologic connectedness during pumping – Experiment. *Journal of Hydrology*, Vol. 402, Issues 3-4, 401-414.

Wawrzyniak, V., Piegay, H., 2011. Apport de l'imagerie infrarouge thermique (IRT) satellite pour évaluer la température du Rhône sur un linéaire de 500 km.

Wawrzyniak, V., 2013. Etude multi-échelle de la température de surface des cours d'eau par imagerie infrarouge thermique: exemples dans le bassin du Rhône. Thèse, université Jean Moulin, Lyon 3.

Welch, P., 1967. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Trans. Audio Electroacoustics*, Vol. 15, 70-73.

Werner, A.D., Gallagher, M.R., Weeks, S.W., 2006. Regional-scale, fully coupled modeling of stream-aquifer interaction in a tropical catchment. *Journal of Hydrology*, Vol. 328, 497-510.

Wett, B., Jarosch, H., Ingerle, K., 2002. Flood induced infiltration affecting a bank filtrate well at the river Enns, Austria. *Journal of Hydrology*, Vol. 266, 222-234.

Whittaker, T.A., 2003. The performance of cross-validation indices used to select among competing covariance structure models. PHD thesis. University of Texas.

Willard, H.H., Merrit, L. L., Dean, J.A., Settle, F.A., 1981. Instrumental methods of analysis, 6th edition, Wadsworth Publishing Company, California, 781-783.

Winiarski, T., Mermillod-Blondin, F., Marmonier, P., 2012. Rôle des hétérogénéités à l'interface nappe/rivière. Caractérisation géophysique, chimique et biologique. IS Rivers International Conference, Lyon, France, communication orale.

Winter, T.C., Harvey, J.W., Franke, O.L., Alley, W.M., 1998. Groundwater and surface water – a single resource. United States Geological Survey, Circular 1139.

Woodhouse, A.C. 1999. Artificial neural networks and dendroclimatic reconstructions: an example from the Front Range. *The Holocene*, Vol. 9, 521-529.

Xia, Y., Li, H., Boufadel, M.C., Guo, Q., Li, G., 2007. Tidal wave propagation in a coastal aquifer: effect of leakages through its submarine outlet capping and offshore roof. *Journal of Hydrology*, Vol. 337, 249-257.

Xin, P., Robinson, C., Li, L., Barry, A.D., Bakhtyar, R., 2010. Effects of wave forcing on a subterranean estuary. *Water Resources Research*, Vol. 46, 1-17.

Yu, H.L., Chu, H.J., 2010. Understanding space-time patterns of groundwater system by empirical orthogonal functions: A case study in the Choshui River alluvial fan, Taiwan. *Journal of Hydrology*, Vol. 381, 239-247.

Zerbini, S., Raicich, Richter, B., Gorini, V., Errico, M., 2010. Hydrological signals in height and gravity in northeastern Italy inferred from principal component analysis. *Journal of Geodynamics*, Vol. 49, 190-204.

Zhan, Y., Haliday, D., Jiang, P., Liu, X., Feng, J., 2006. Detecting time dependent coherence between non stationary electrophysiological signals – A combined statistical and time-frequency approach. *Journal of Neuroscience Methods*, Vol. 156, 322-332.

Zhu, Y., 2002. Estimation of an N-L-N Hammerstein-Wiener model. *Automatica*, Vol. 38, 1607-1614.

Zhu, J., Young, M., Healey, J., Jasoni, R., Osterberg, J., 2011. Interference of river level change on riparian zone evapotranspiration estimates from diurnal groundwater level fluctuations. *Journal of Hydrology*, Vol. 403, 381-389.

Communications et publications réalisées dans le cadre de la thèse

Communication avec actes dans un congrès international

Lalot, E., Paran, F., Graillot, D., Batton-Hubert, M., 2012. Caractérisation de la dynamique des échanges entre eaux de surface et eaux souterraines, pour les aquifères alluviaux. Colloque l'Eau, les Déchets et le Développement Durable (E3D), Agadir, Maroc, 21-24 mars 2012.

Lalot, E., Paran, F., Graillot, D., Batton-Hubert, M., 2012. Spatio-temporal approach and modeling for the identification and quantification of water exchange between a river and its alluvial aquifer – application to the Rhone River. Geophysical Research Abstracts, Vol. 14, EGU2012-5352, EGU general assembly, Vienne, Autriche, 22-27 avril 2012.

Lalot, E., Paran, F., Graillot, D., Batton-Hubert, M., 2012. Approche spatio-temporelle et modélisation pour l'identification et la quantification des échanges hydrauliques entre une rivière et sa nappe phréatique alluviale – application au fleuve Rhône. Colloque IS Rivers, Lyon, 26-28 juin.

Communication avec actes dans un congrès national

Lalot, E., Paran, F., Graillot, D., Batton-Hubert, M., 2011. Caractérisation de la dynamique des échanges entre eaux de surfaces et eaux souterraines pour des aquifères alluviaux, application au Rhône. Colloque inter-zones ateliers, Atelier n°12 : Gestion quantitative des ressources en eau, Rennes, 4-7 octobre 2011.

Communication sans actes dans un congrès national

Lalot, E., Paran, F., Graillot, D., Batton-Hubert, M., 2012. Etude des relations hydrauliques nappe alluviale-rivière – application à un secteur anthropisé du Rhône. Congrès doctoral « Environnement, Ville et Société » (UMR 5600), Lyon, 15 mai 2013.

Rapports

Graillot, D., Paran, F., Lalot, E., Marmonier, P., Bornette, G., Piscart, C., Arthaud, F., Flipo, N., Mouhri, A., Habets, F., Thierion, C., Rejiba, F., Bodet, L., Guérin, R., Tallec, G., Chatelier, M., Douez, O., Maugis, P., 2012. Caractérisation des échanges nappes/rivières à l'échelle du tronçon ou du linéaire par métrique expérimentale ou par modélisation jusqu'à l'échelle régionale. ONEMA. Rapport final année 1, 2011-2012.

Paran, F., Lalot, E., Graillot, D., Marmonier, P., Piscart, C., Bornette, G., Arthaud, F., 2012. Evaluation des échanges nappes/rivières et de la part des apports souterrains dans l'alimentation des eaux de surface (cours d'eau). Préfiguration du guide méthodologique de caractérisation des échanges nappe/rivière en milieu alluvial. Agence de l'eau Rhône Méditerranée et Corse. Rapport final Phase 4. Décembre 2012.

Annexes

Partie 1

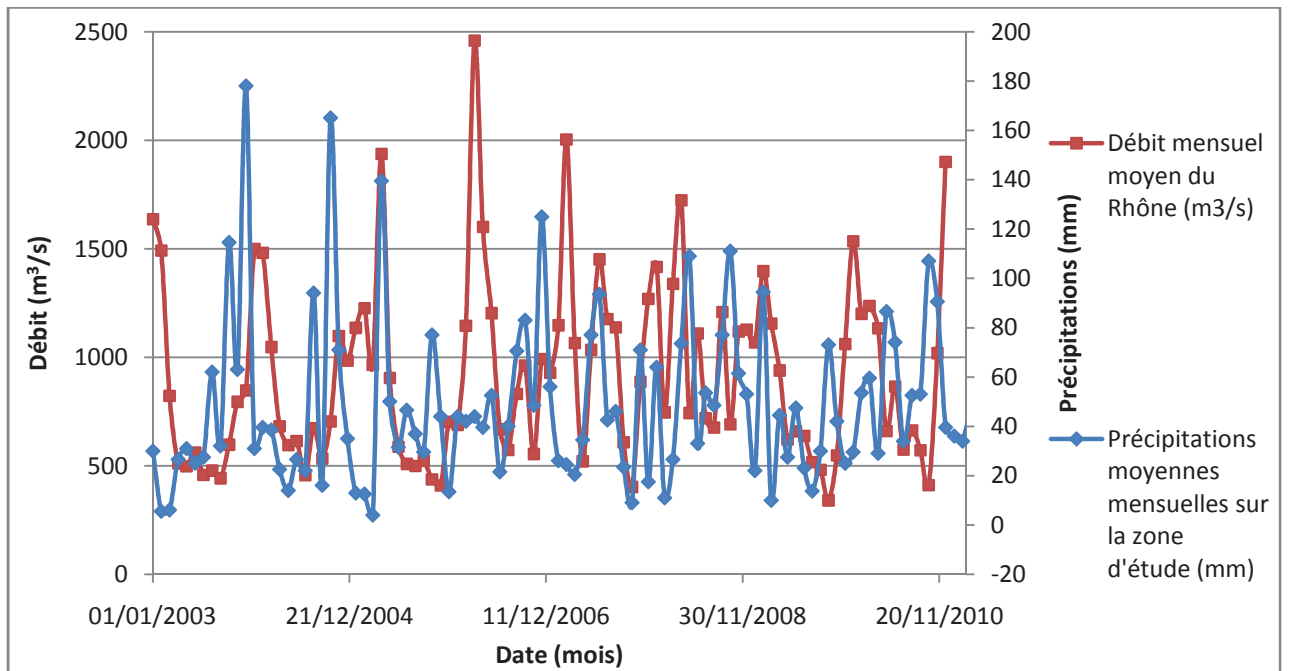


Figure 123: Précipitations mensuelles sur la zone d'étude et débit mensuel moyen du Rhône – On note l'absence de relation nette entre les deux séries temporelles.



Figure 124: Chute d'eau sur le contre-canal situé en rive gauche du canal de dérivation.



Figure 125: Lône de la platière sur sa partie centrale.

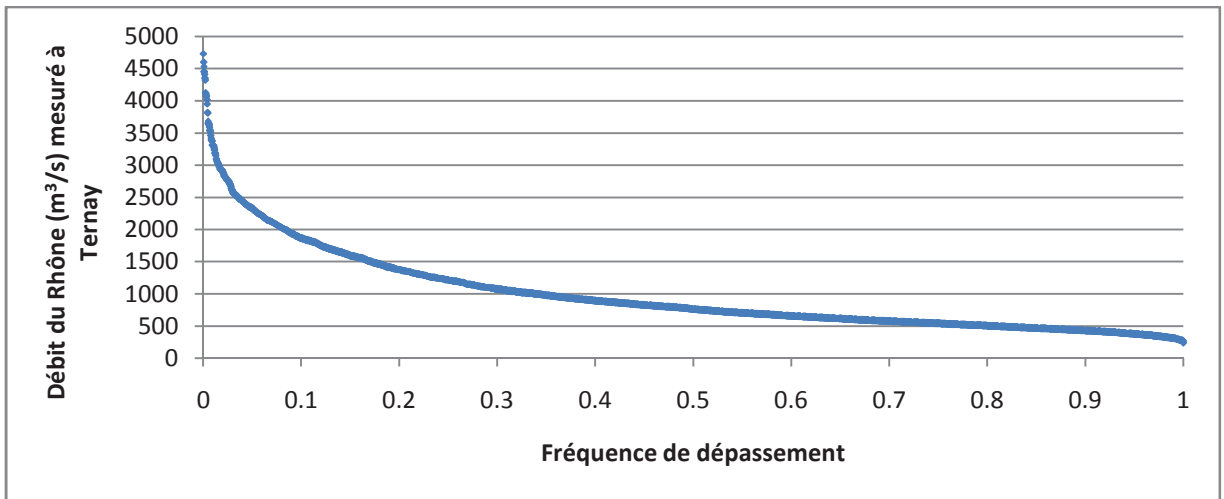


Figure 126: Fréquence de dépassement de débit du Rhône à la station de Ternay, calculée à partir des données fournies par la CNR.

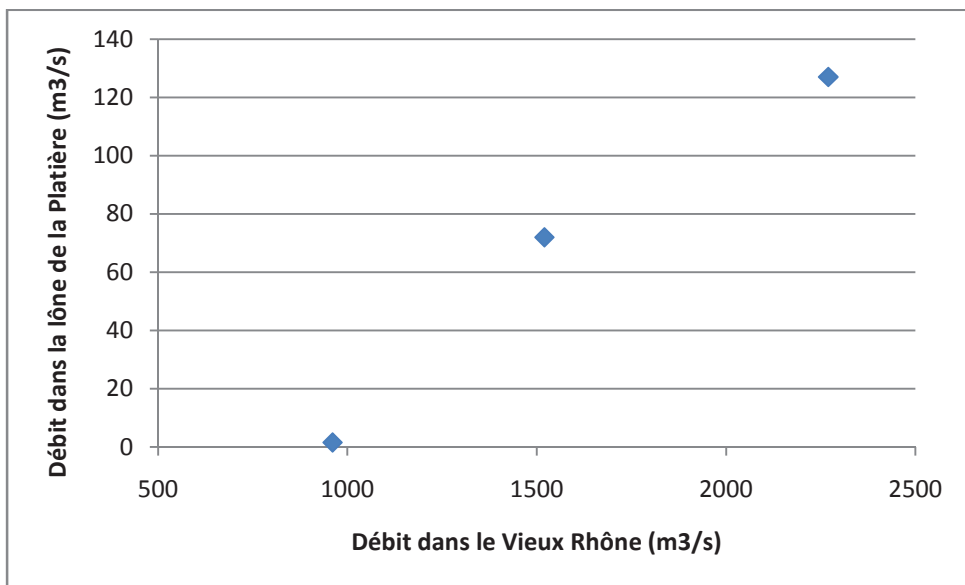


Figure 127: Débit de la lône de la Platière en fonction du débit du Vieux-Rhône – On note l'absence de linéarité de la relation.



Figure 128: Débordement du Vieux-Rhône et alimentation de la lône de la Platière par l'amont.

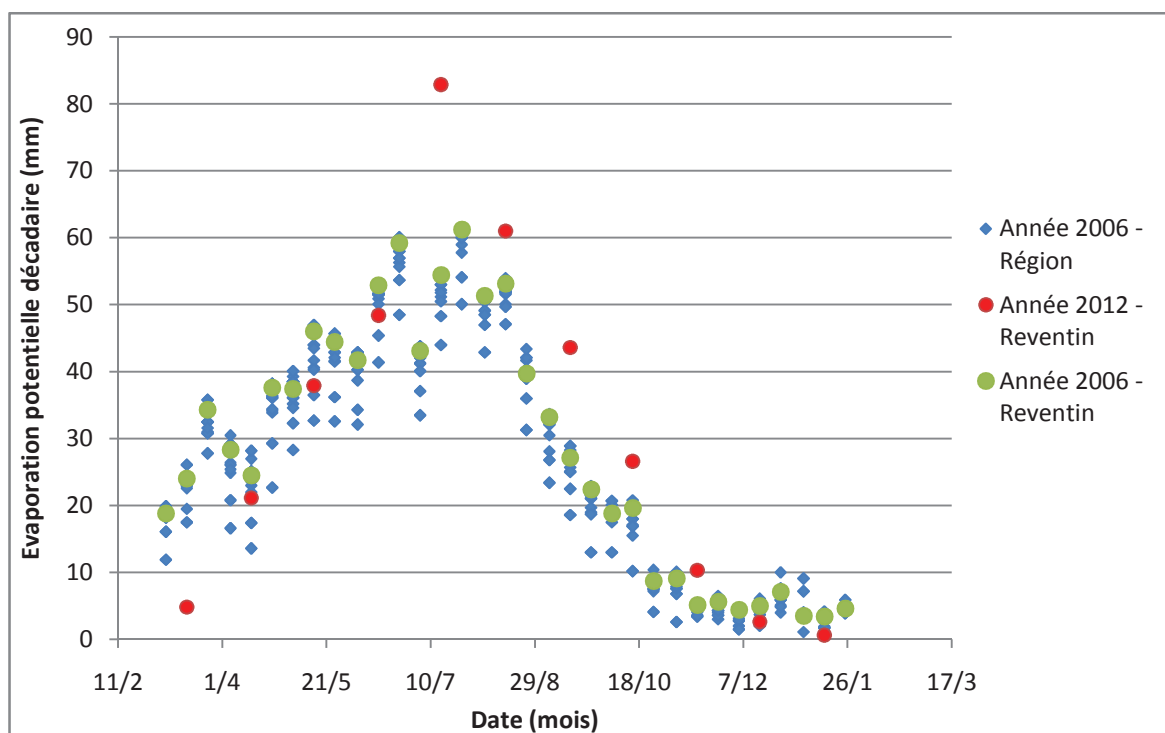


Figure 129: Evaporation potentielle décadaire calculée par Météo-France à la station de mesures de Reventin (2006 et 2012) et en d'autres stations de mesures régionales (2006) – On note que la variabilité inter-annuelle est supérieure à la variabilité spatiale.



Figure 130: Débouché de la Sanne en période estivale - On note le faible débit et l'infiltration de l'eau dans la nappe.

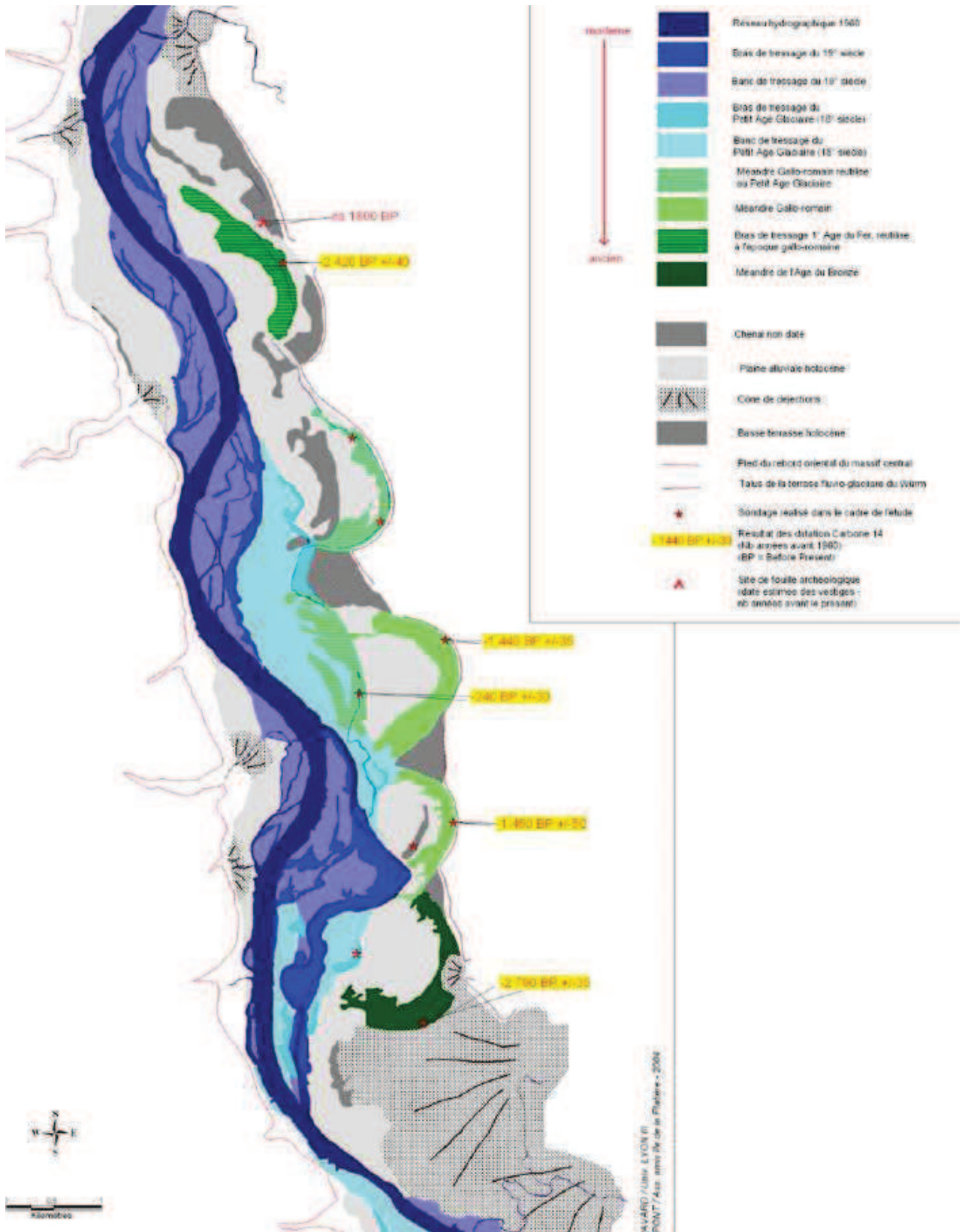


Figure 131: Organisation des paléo-chenaux sur la plaine de Péage-de-Roussillon - Tirée de Bravard (Bravard et al., 2005).



Figure 132: Alluvions à proximité d'un bras restauré de la lône de la Platière – On note la présence d'une couche limoneuse qui recouvre une couche plus riche en graviers.

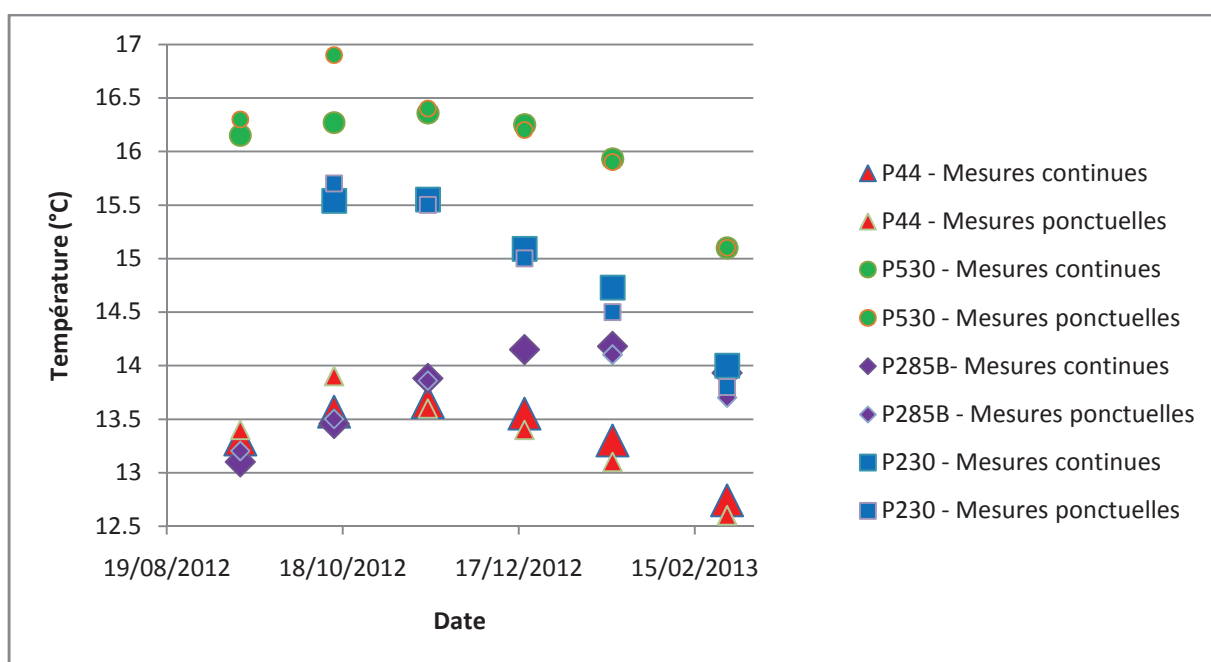


Figure 133: Comparaison des températures lues lors des tournées ponctuelles et des températures enregistrées par les sondes – On note la bonne concordance.



Figure 134: Différence moyenne de niveau d'eau entre la nappe et les eaux de surface

Partie 2

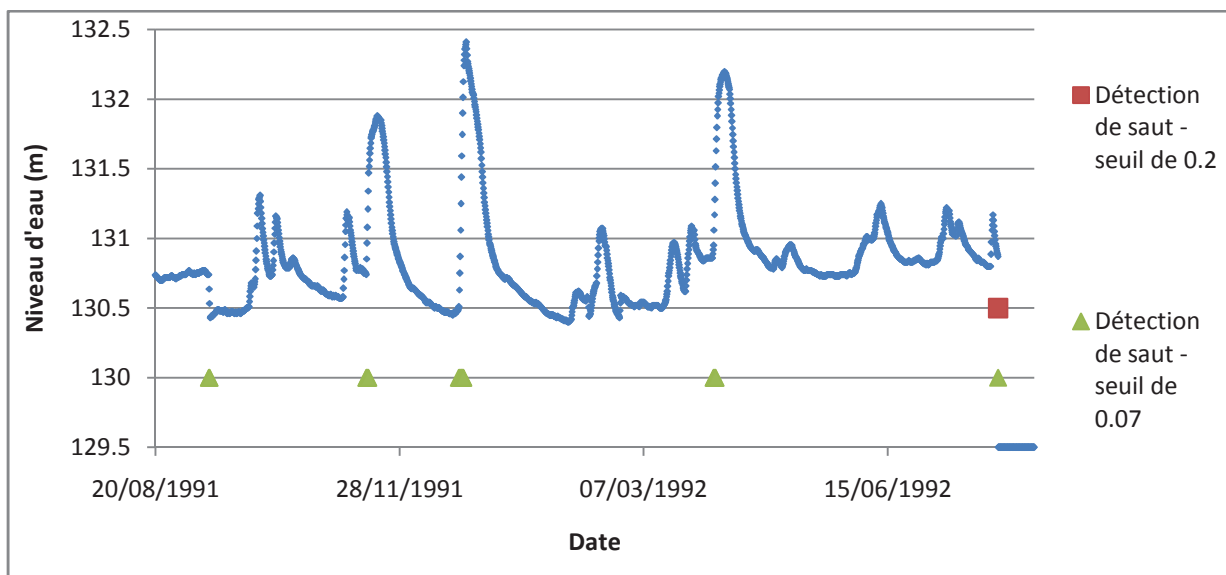


Figure 135: Détection des sauts de valeurs au sein des chroniques piézométriques – Différents seuils de détection sont utilisés.

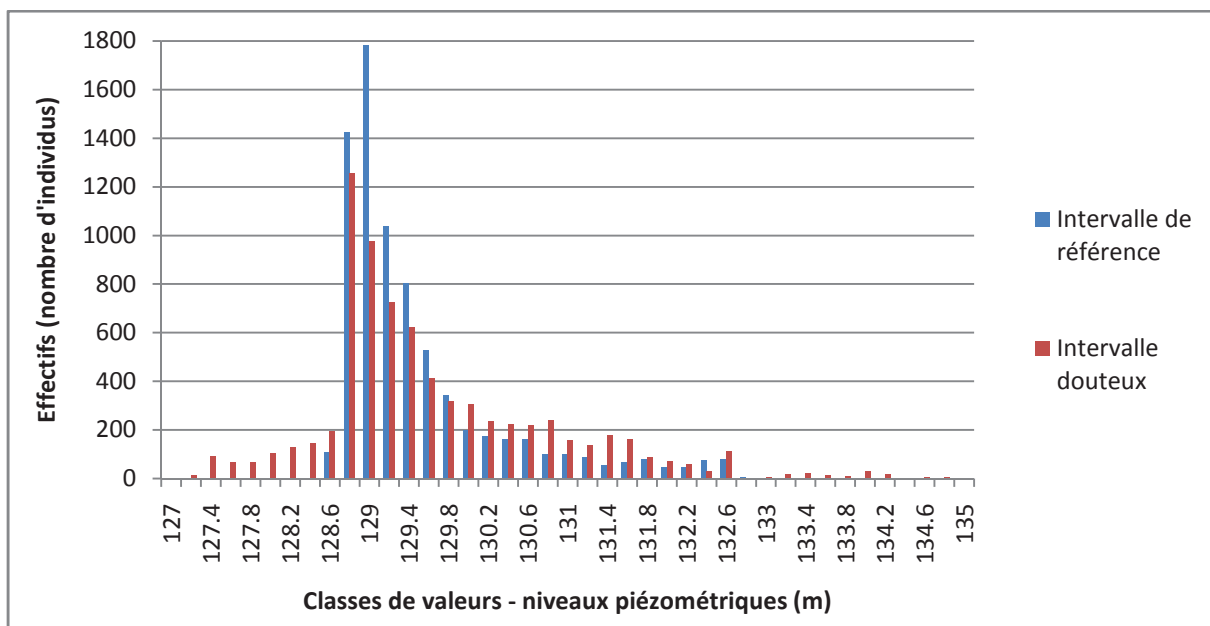


Figure 136: Distribution des valeurs d'une chronique piézométrique sur deux périodes temporelles différentes.

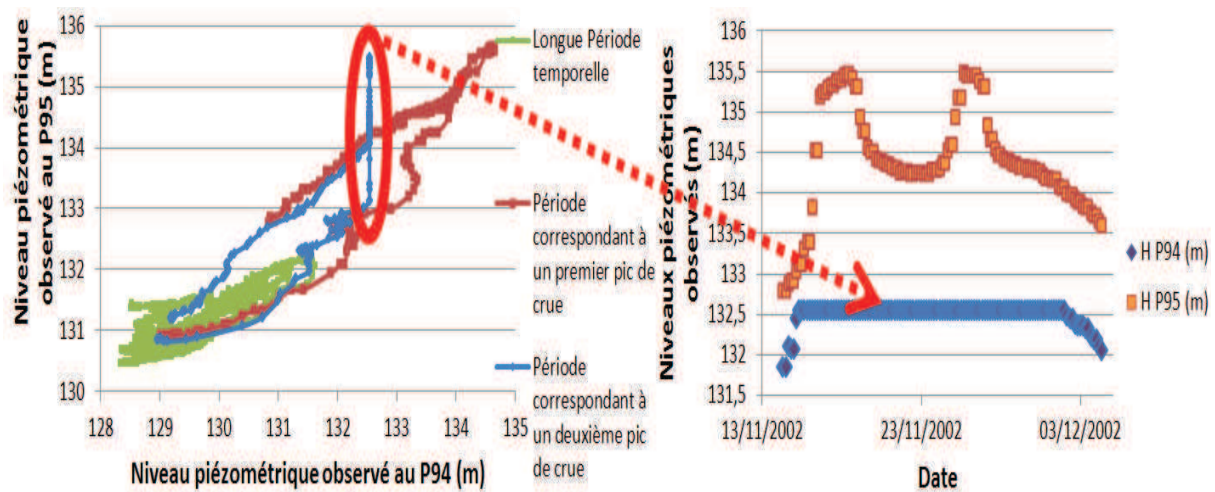


Figure 137: Détection des phénomènes d'écrêtage des séries piézométriques par comparaison entre les chroniques – points P94 et P95.

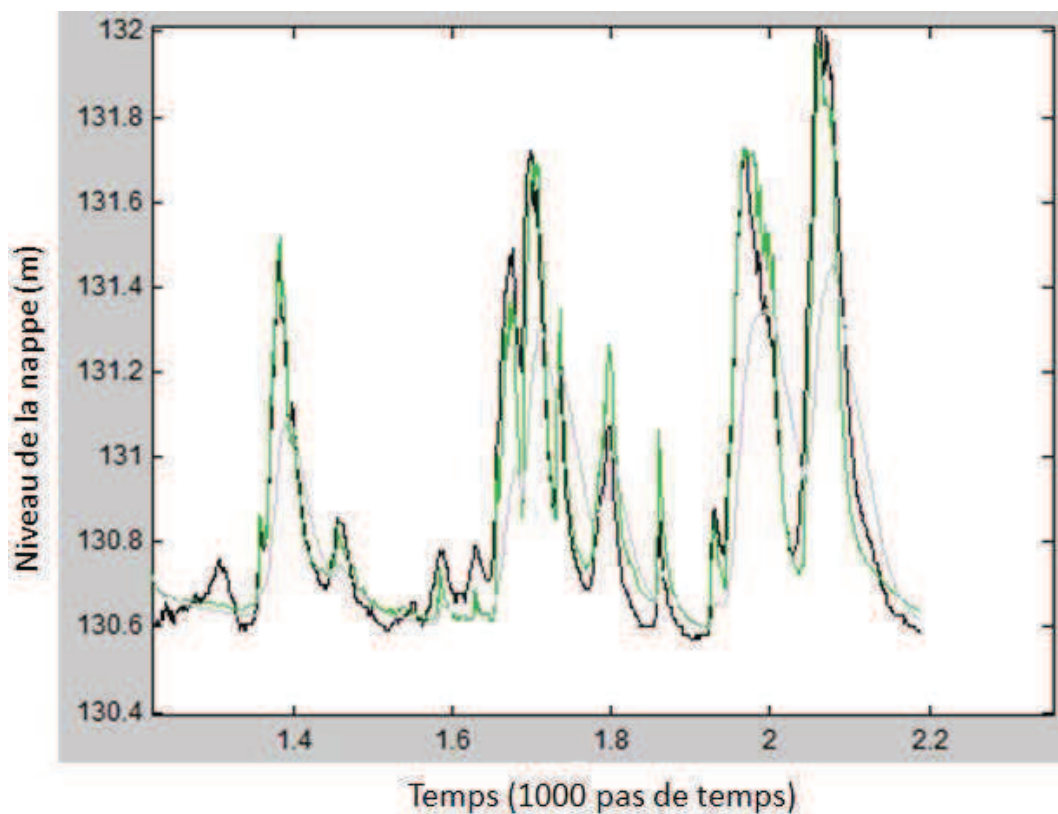


Figure 138 Niveau de la nappe observé (noir) et reconstitué (vert et gris) – Point de mesure P94.

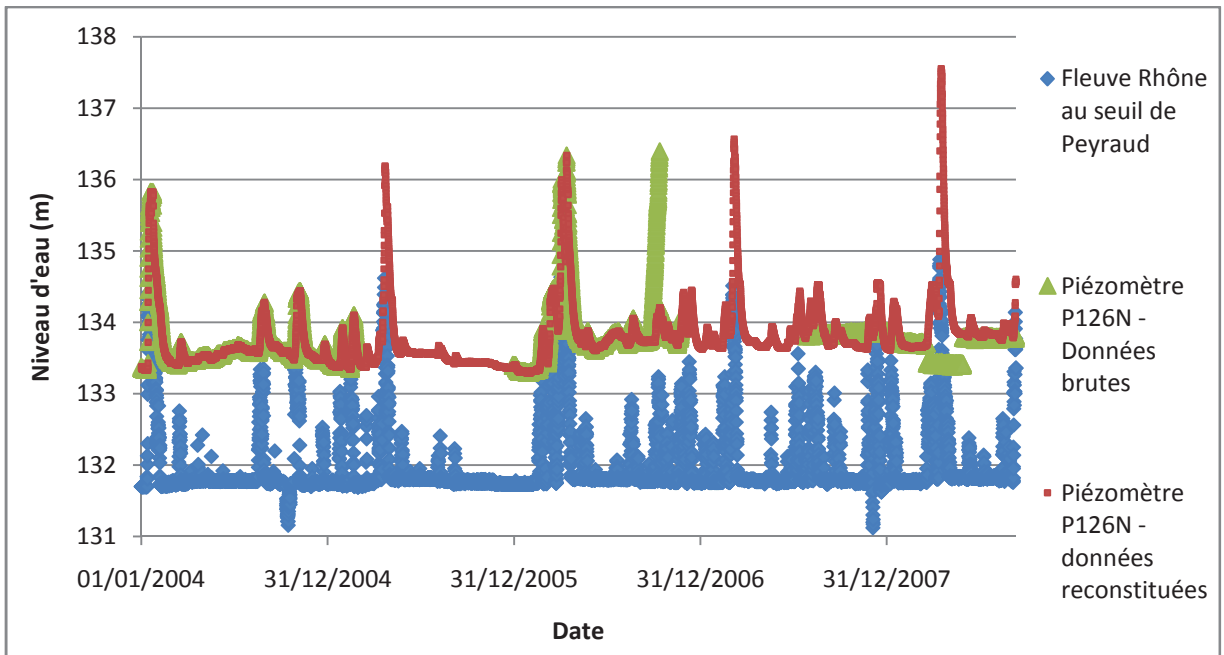


Figure 139: Niveau piézométrique enregistré (vert) et reconstitué (rouge) – Point de mesure P126N.

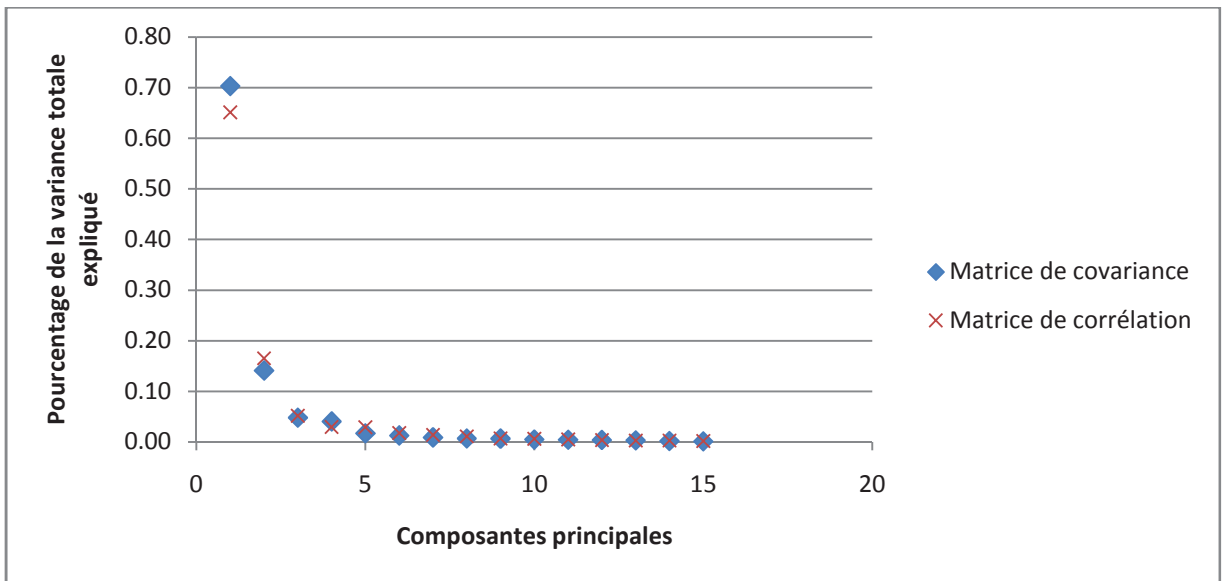


Figure 140: Pourcentage de la variance totale du système (nappe) expliquée par les différentes composantes principales - Données quasi-horaires.

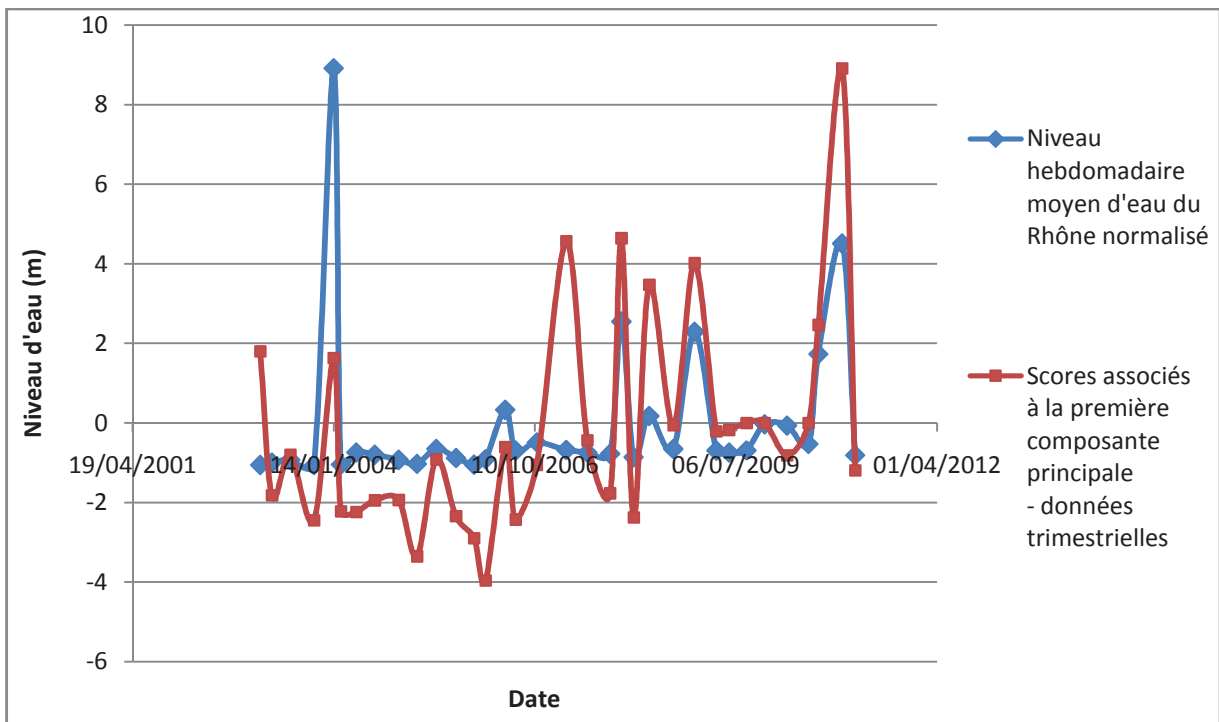


Figure 141: Scores associés à la première composante principale issue des données trimestrielles (rouge) et niveau hebdomadaire moyen du Rhône sur la semaine précédant les mesures trimestrielles de niveau de nappe (moyenne retranchée).

Tableau 6: Classification en 2 groupes à partir des données brutes quasi – horaires.

Points	P95	P126	P190	P224	P274	P281	P292	P342	PH	P94	P24	P7	P108	P179	P110
Groupe	2	2	1	2	1	2	1	1	1	2	2	2	2	1	1

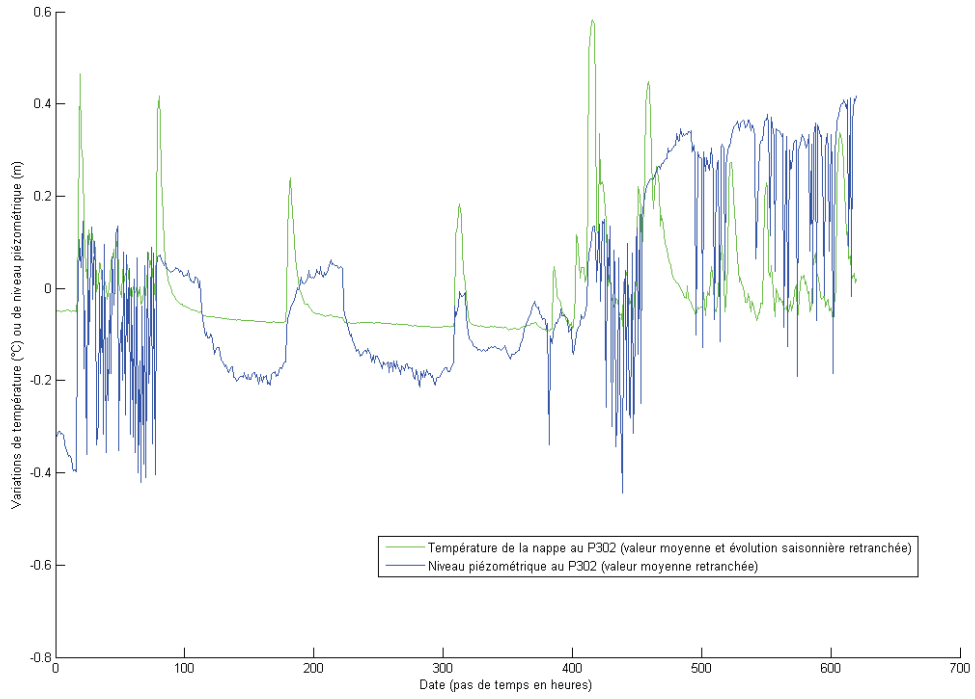


Figure 142: Température observée au P302 avec la tendance saisonnière qui est retranchée (vert) et niveau de la nappe au P302 – Moyennes retranchées.

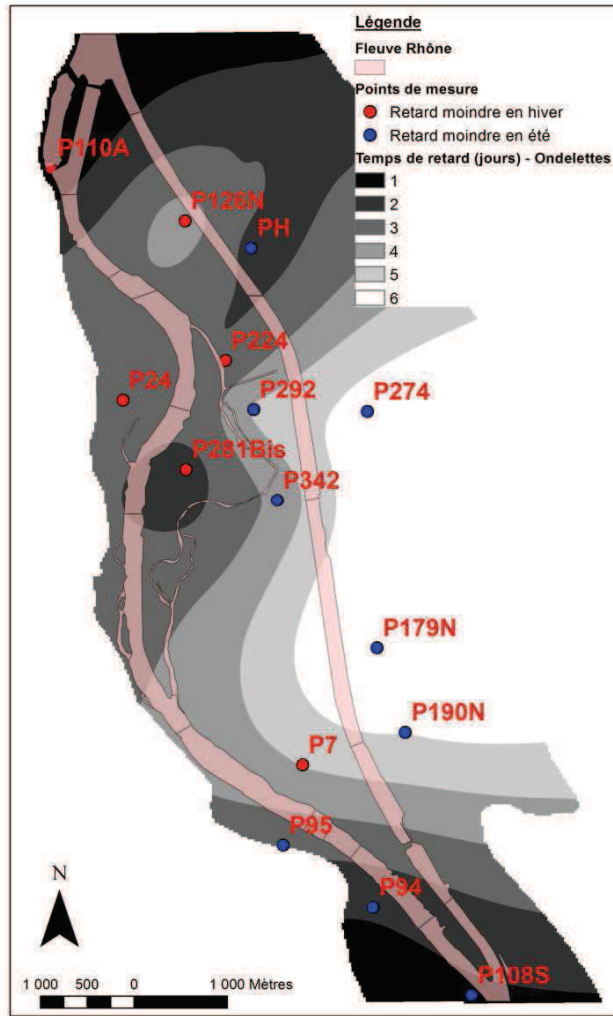


Figure 143: Temps de retard de l'onde de crue lors de sa propagation en nappe - calculé à l'aide des ondelettes – Retard moindre en période estivale aux points bleu et moindre en période hivernale aux points rouge.

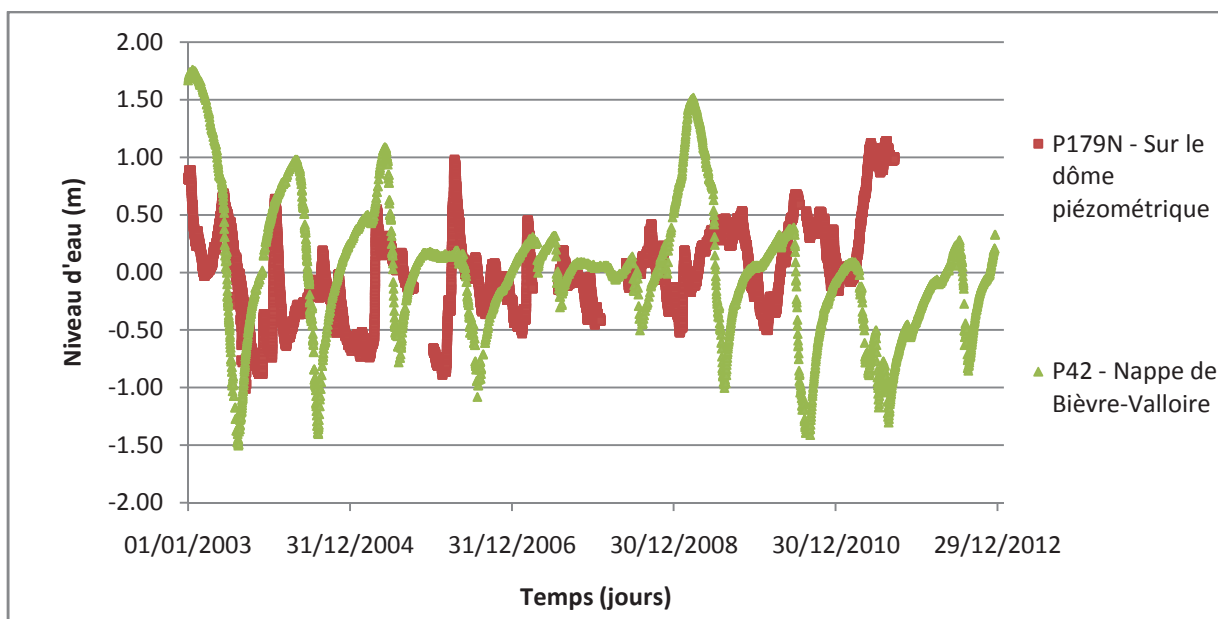


Figure 144: Fluctuations de niveau piézométrique observées au P179N et sur la plaine de Bièvre-Valloire - Valeur moyenne retranchée.

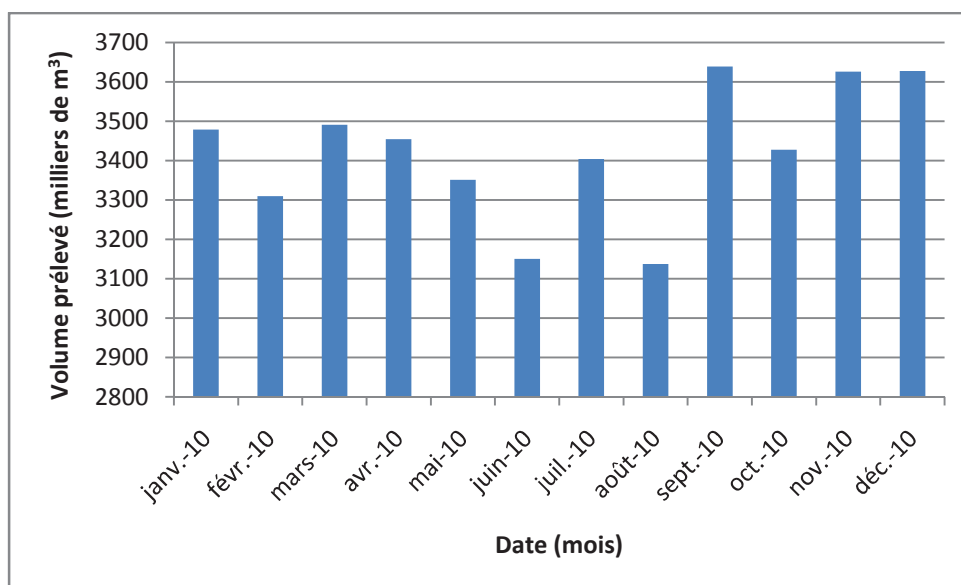


Figure 145: Volumes prélevés par OSIRIS sur le champ captant Sud et sur l'année 2010.

Exemples de reconstitutions des chroniques piézométriques – tests de sensibilité

L'adéquation de la « sortie » du modèle d'Hammerstein-Wiener par rapport à ce qui est observé est très fortement dépendante de la durée de la période d'apprentissage. Dans le cas du modèle linéaire ARX, la

sensibilité est moindre (Figure 146). Dans tous les cas, la durée de la période d'apprentissage ne doit pas descendre en dessous d'une certaine limite.

Dans l'exemple étudié, la période d'apprentissage doit dépasser environ 300 pas de temps. Cette valeur seuil dépend du signal étudié (et de la période choisie). Elle peut donc être plus haute. Par conséquent, elle a toujours été fortement dépassée. Au minimum, environ 2000 pas de temps (soit une année) ont été utilisés.

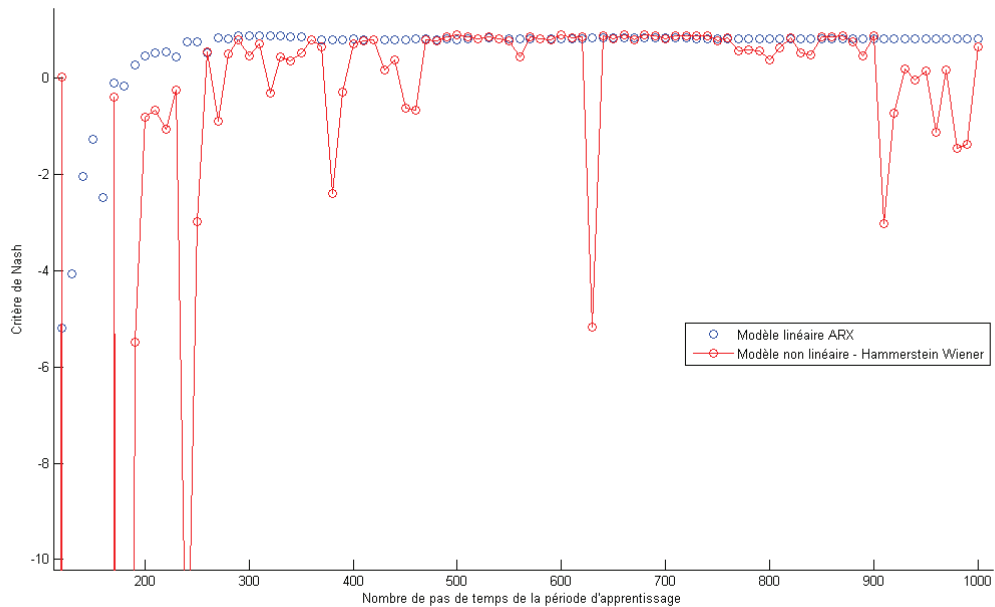


Figure 146: Critère de Nash entre les données observées et modélisées, en fonction de la longueur de la période d'apprentissage et du type de modèle (linéaire ARX en bleu et Hammerstein-Wiener en rouge) – Cas du P95 sur l'année 2006.

Le choix de la bonne période d'apprentissage est également crucial, surtout lorsque cette période est courte. Dans le cas du P95, on observe que, pour une période d'apprentissage de 250 pas de temps, le modèle ne permet une reconstitution correcte du signal sur les autres périodes que dans 75 % des cas (Figure 147).

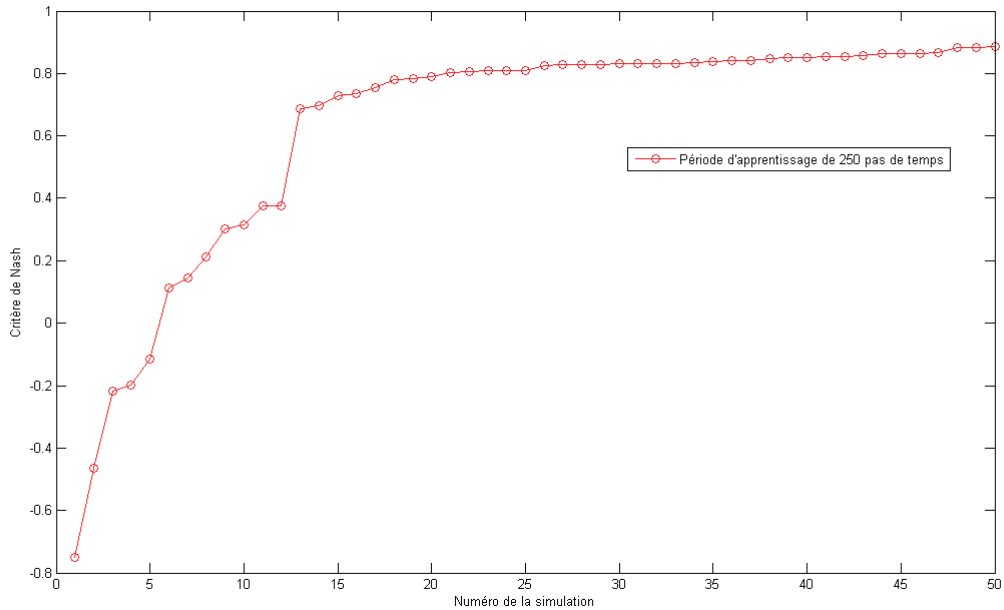


Figure 147: Critère de Nash entre les données observées et modélisées, en fonction de la localisation de la période d'apprentissage – Cas du P95 sur l'année 2006 avec un modèle linéaire ARX.

Lorsque la période d'apprentissage est centrée sur des pics de crue importants, les pics de crue secondaires sont généralement mal représentés. Ils sont sous-estimés. Le contraire se produit lorsque la période d'apprentissage ne comporte que des pics secondaires. Un effet seuil du système aquifère est donc indirectement mis en évidence : les grosses crues se propagent mieux en nappe que les petites.

On peut également montrer que la prise en compte de l'infiltration efficace (issue des précipitations) n'améliore pas, ou presque pas, la modélisation. Dans certains cas, le résultat est même dégradé (Figure 148). En revanche, il est intéressant de constater que l'amélioration de la modélisation peut être observée pour les points P179N, P342, P224 et P274 (respectivement associés aux points de mesure 1,7,8 et 9), dont on sait que les composantes saisonnières sont marquées. Au contraire, une dégradation de la modélisation s'observe pour les points P94, P108S, P110A et P24 (respectivement associés aux points de mesure 3,4,5 et 14), pour lesquels l'influence du Rhône est très marquée.

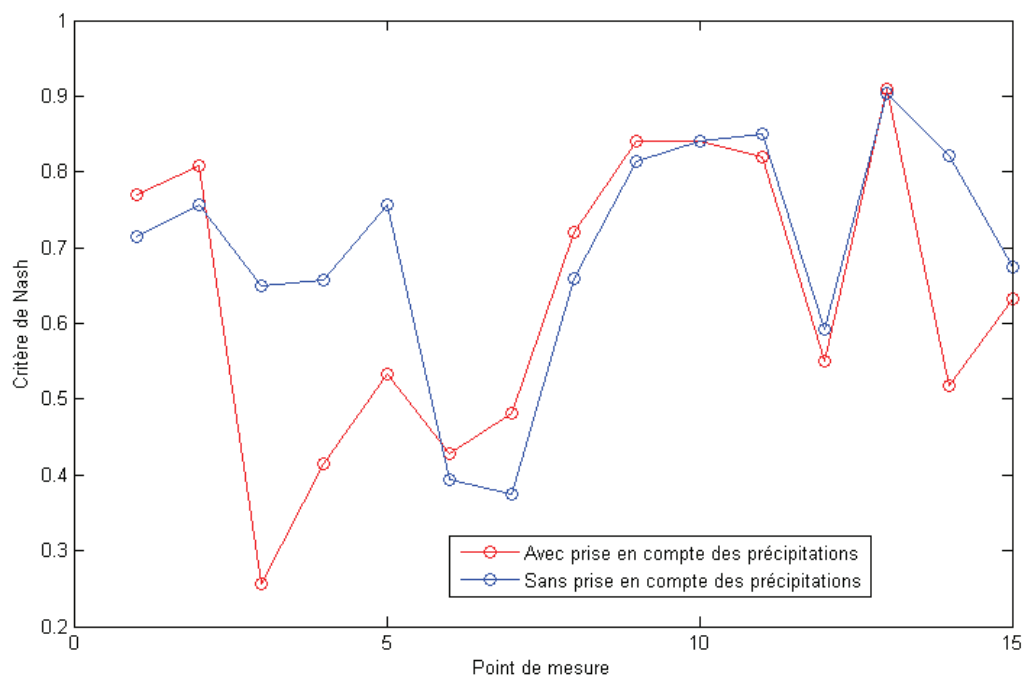


Figure 148: Critère de Nash entre les données observées et modélisées aux différents points de suivi de nappe, avec, ou sans, prise en compte des précipitations – Année 2006 prise en compte, avec un modèle linéaire ARX.

Influence de la reconstruction des données manquantes sur le traitement des signaux

Impact sur l'analyse en composantes principales

La présence de données manquantes et l'impact de ces lacunes sur les résultats de l'ACP a déjà été étudié (Tipping et al., 1999; Ilin et al., 2010; Joliffe, 2002; Chen et al., 2009). Certains auteurs proposent de remplacer les données manquantes par des valeurs tirées d'une distribution probabiliste, notamment Gaussienne (Tipping et al., 1999) ou à queue lourde, ce qui est plus robuste par rapport aux données aberrantes (Chen et al., 2009). L'analyse est ensuite conduite n fois (n grand) et la variabilité des résultats permet de mieux quantifier l'incertitude due à l'absence de données. Mais, cela nécessite de connaître la distribution exacte des données. Une autre méthode, plus classique, consiste à considérer uniquement les plages de données sans lacunes, ou à remplacer celles-ci par des valeurs moyennes ou une interpolation (Chen). Des formulations robustes de l'ACP ont également été développées, avec des algorithmes itératifs qui permettent de se passer en partie des données manquantes (Raiko et al., 2007).

Dans cette étude, le choix de reconstituer les données manquantes a été fait. Ce type d'approche n'est pas souvent employé (Gangopadayhay et al., 2001). Une dernière étape de l'analyse consiste donc à étudier

l'influence de la reconstruction des séries manquantes sur les résultats de l'ACP. En effet, cette reconstruction ajoute une corrélation fictive entre les niveaux de nappe mesurés aux différents points de mesure.

Tout d'abord, l'ACP (basée sur la matrice de covariance) est appliquée aux séries temporelles, sur une période de mesure limitée où aucun signal ne présente de lacune et où aucune donnée n'a été reconstituée (malgré la présence de données aberrantes) (1). Les résultats sont ensuite comparés avec ceux obtenus à partir de l'ACP appliquée aux mêmes données mais où les valeurs jugées aberrantes ont été reconstituées (2), ainsi qu'aux données entièrement reconstituées sur l'intégralité de la période (3).

Les différences observées, tant au niveau des valeurs propres, des coefficients de saturations, que des scores, sont faibles (Figure 149). Les coefficients de saturation sont les plus affectés. On constate des changements importants du coefficient de saturation en un point seulement (à la station 6), qui correspond au P281Bis. Or, pour cette station, de nombreuses données ont été jugées aberrantes. Les données reconstituées diffèrent donc notablement des données d'origine.

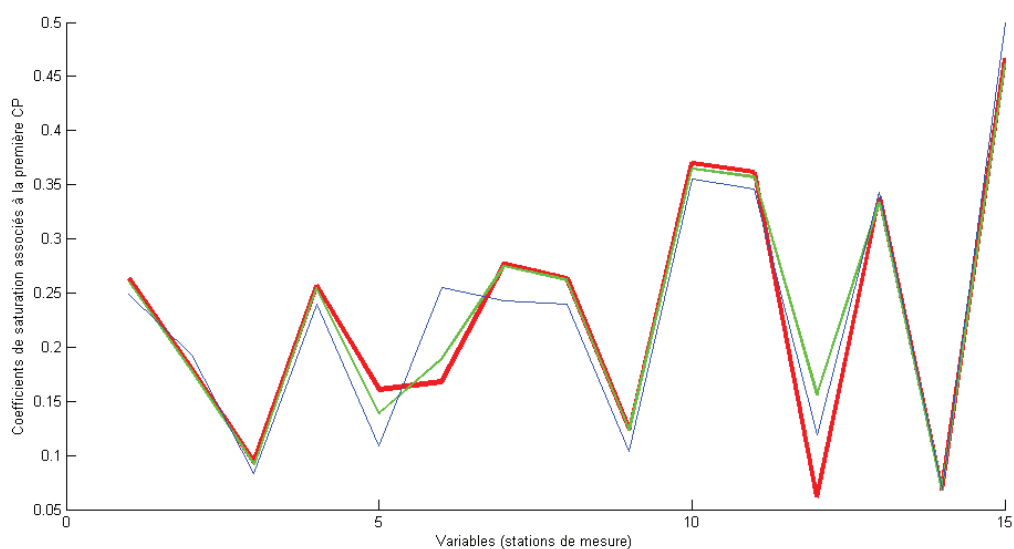


Figure 149: Coefficients de saturation associés à la première composante principale et aux différents points de suivi de nappe – Cas n°1 en rouge, Cas n°2 en vert et Cas n°3 en bleu.

Ensuite, des lacunes sont insérées artificiellement au sein des données. Les données lacunaires sont alors reconstituées, soit en insérant une valeur moyenne, soit à l'aide des modèles boîte noire préalablement utilisés. Le nombre de lacunes insérées est tiré aléatoirement (entre 1 et 10) pour chaque point de mesure, de même que la taille des lacunes (entre 0 et 1000 pas de temps). Ce choix (taille et nombre des lacunes) s'est fait à partir de la connaissance des lacunes réelles des données disponibles. Des ACP sont ensuite réalisés sur les nouveaux jeux de données.

Il est alors possible d'étudier la dispersivité des résultats en fonction de la taille globale des lacunes (Figure 150).

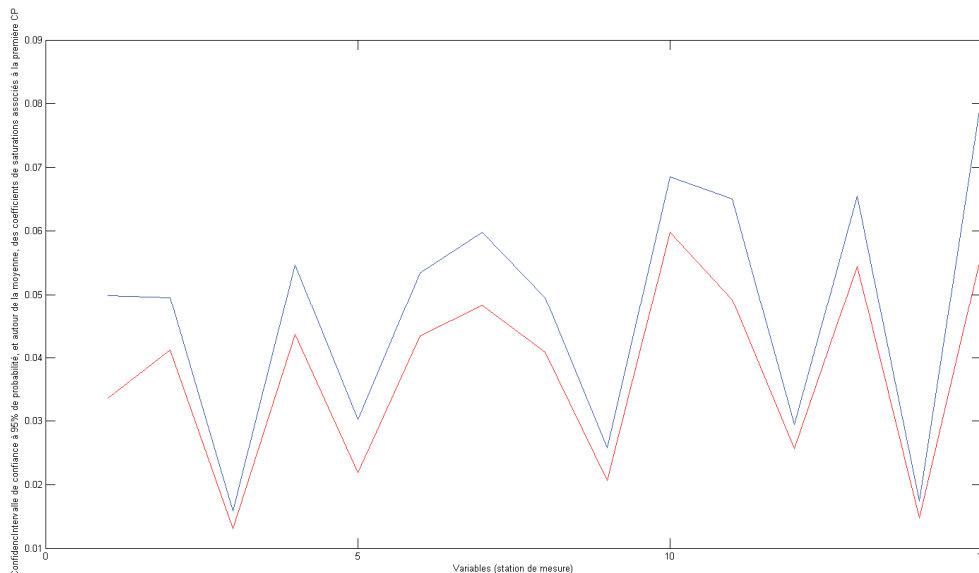


Figure 150: Intervalles de confiance à 95 % des coefficients de saturation associés à la première composante principale et aux différents points de suivi de la nappe – En rouge, est présenté le cas où un modèle linéaire a été utilisé pour reconstruire les chroniques sur les périodes lacunaires – En bleu, une valeur moyenne a simplement été utilisée.

Dans le cas où les lacunes sont remplacées par une valeur moyenne, l'intervalle de confiance, par rapport à la valeur moyenne, des coefficients de saturation associés à la première composante principale (avec une probabilité d'occurrence de 95 %) est compris entre $+0,02$ et $+0,08$. Cette variabilité est relativement importante. Toutefois, cela ne modifie pas trop le résultat global. Ainsi, les points de mesures qui sont associés à un coefficient de saturation faible, gardent un coefficient de saturation faible.

Un deuxième problème introduit par la prise en compte de valeurs moyennes est qu'il peut exister une corrélation entre le nombre de lacunes par stations de mesure et les coefficients de saturation associés à ces stations. Dans le cas de la première composante principale, la corrélation de Spearman est de l'ordre de -0.6 avec une significativité supérieure à 99 %. Cela signifie qu'il existe une corrélation négative entre le nombre de données manquantes et les coefficients de saturation associés à la première composante principale.

En parallèle, des simulations ont été conduites avec un signal reconstitué à l'aide d'un modèle linéaire ARX et en prenant en compte les fluctuations de niveau du Rhône comme facteur explicatif. La période d'apprentissage choisie correspond à un compromis entre la période la plus longue sans lacune et la période sur laquelle les variations de hauteur d'eau du Rhône sont maximales. En effet, le choix de période de tailles maximales ne s'avère pas toujours suffisant pour caler le modèle.

On constate que la variabilité des coefficients de saturation, en fonction des différents scénarios de répartitions des lacunes, est plus faible que dans le cas où les signaux ne sont pas reconstitués sur les plages lacunaires (Figure 150). L'intervalle de confiance à 95 % est compris entre $+0,01$ et $+0,06$. Le même phénomène, de réduction de la variabilité, est constaté dans le cas des coefficients de saturation associés à la seconde composante principale, bien que cette dernière ne soit que partiellement reliée aux fluctuations du Rhône.

Mais le principal avantage de la reconstitution des données manquantes est que la corrélation, entre la taille des lacunes et les coefficients de saturations, est réduite. Elle n'est plus que de -0.29, ce qui n'est pas significatif, à la probabilité de 90 %. Il s'agit d'un avantage non négligeable.

Enfin, les résultats de l'ACP issus des données reconstituées sont plus proches des résultats obtenus à partir des données brutes que lorsque qu'une simple valeur moyenne remplace les lacunes.

Pour conclure, l'ACP semble assez robuste vis-à-vis des données aberrantes et plus généralement des données manquantes. Cela est conforme avec les observations réalisées par Nelson (Nelson et al., 1996), qui montrent que la plupart des méthodes de reconstitution des données fonctionnent assez bien avec l'ACP lorsque les lacunes n'excèdent pas 20 % de l'ensemble des chroniques.

La reconstruction des données manquantes à l'aide de modèles boîte noire permet d'améliorer les résultats, principalement grâce à la réduction de la corrélation entre les coefficients de saturations et la taille des lacunes. Cela est particulièrement intéressant car les lacunes sont généralement présentes sur les mêmes périodes pour plusieurs points de mesure, ce qui augmente artificiellement la corrélation entre les différentes chroniques piézométriques, en l'absence de reconstitution des données manquantes (Broersen et al., 2004; Wallin et al., 2002). Une corrélation artificielle est cependant introduite entre les fluctuations de nappe aux différents points. Mais cette corrélation reste faible. Le principal inconvénient de la reconstitution des données manquantes reste qu'une connaissance a priori du système est nécessaire, alors que c'est justement ce pour quoi l'ACP est réalisée.

Impact sur l'analyse corrélatrice et spectrale

Les données utilisées ont été partiellement reconstituées. Cela introduit un biais dans les résultats des analyses corrélatrices et spectrales. Il est par conséquent nécessaire d'évaluer la sensibilité des analyses conduites vis à vis du jeu de données utilisé.

Ainsi, si les pics de crue les plus importants ont probablement été correctement reconstitués, il n'en est pas de même des plus petits pics (de contenu fréquentiel plus important). La reconstruction des données augmente également le degré de corrélation entre les niveaux de nappe et de rivière.

On observe que la cohérence est en moyenne plus importante sur les périodes sur lesquelles les signaux ont été reconstitués (Figure 151). L'analyse en ondelettes est relativement robuste vis-à-vis de la reconstitution des données manquantes pour les basses fréquences. En revanche, les composantes de hautes fréquences sont plus affectées. Mais la modification de la cohérence moyenne, même pour les hautes fréquences, reste malgré tout limitée.

Il est possible de calculer, à l'instar de l'analyse de Fourier, la périodicité du signal à partir de laquelle la cohérence entre le niveau de nappe et le niveau du cours d'eau devient significative, selon que l'on considère des périodes temporelles où le signal de nappe a été reconstitué, ou non. Pour la plupart des points de la nappe, la différence observée entre ces deux cas est faible (Figure 151).

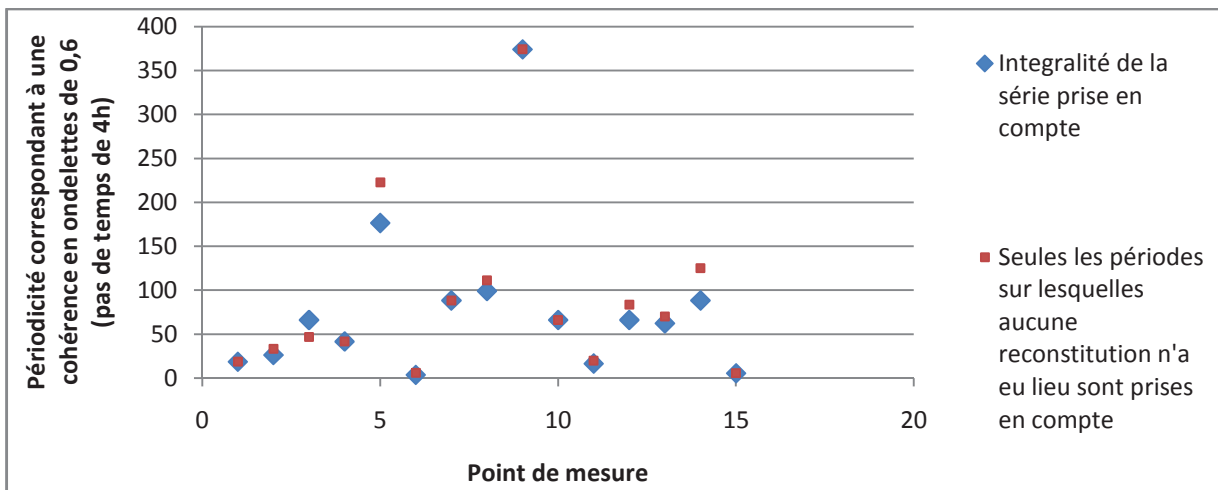


Figure 151: Périodicité des signaux à partir de laquelle la cohérence en ondelettes, entre les signaux de hauteur de nappe et le signal de variation du niveau du Rhône au seuil de Peyraud, est significative.

Conductivité électrique

Mesure de la conductivité

La conductivité électrique d'une solution dépend de la nature de la solution, de sa concentration et de sa température. Plus la concentration en ions ou la température est importante, plus la conductivité électrique est grande. La conductivité hydraulique fournit une estimation de la charge ionique totale, même si elle ne varie pas de la même manière en fonction des espèces d'ions présents. On considère en général que la conductivité électrique σ ($\mu\text{S}/\text{cm}$) est reliée à la charge ionique totale TDS (mg/l) par la relation :

$$\sigma = a * \text{TDS}$$

Où a est usuellement compris entre 1 et 2 (Barcelo et Petrovic, 2011).

La mesure de la conductivité dépend de la température. (Hayashi, 2003) montre que la conductivité peut ordinairement être reliée à l'évolution de la température selon une loi linéaire. Cependant, cette relation en fonction de la température peut être variable en fonction de la composition chimique de la solution, ou de sa concentration. La relation n'est également pas toujours linéaire. Le coefficient de relation r entre la température T et la conductance C est généralement compris entre 0,5 et 3 % (Willard et al., 1981).

$$C(T) = C(25^\circ\text{C}) * (1 + r * (T - 25))$$

La sonde de mesure LTC Levelogger Junior de la société Solinst a été utilisée pour effectuer les campagnes de mesure de la conductivité des eaux souterraines. Sa précision est de l'ordre de $20 \mu\text{S}/\text{cm}$ (Solinst, 2010). La

conductivité mesurée est traduite en termes de conductivité à 25°C. Le coefficient de relation avec la température a été choisi égal à 2 %, ce qui est une valeur moyenne courante (Solinst, 2010). La sonde a été étalonnée à partir de solutions de KCl. Toutefois, la plage de calibration ne correspond pas exactement aux plages de mesures de conductivité observées sur le terrain.

D'autre part, la mesure de la conductivité a été effectuée directement au sein des piézomètres, sans vider l'eau du piézomètre. Cette méthode peut donc présenter un biais, notamment dans le cas où le piézomètre est fortement colmaté. L'eau contenue dans le piézomètre n'est alors pas en relation avec l'eau de la nappe. Une étude conduite en Suède a montré qu'il fallait vider le piézomètre au moins 3 fois avant d'atteindre une valeur stable de la conductivité (Saxena). Cependant, ce mode de mesure a été choisi car il permet d'effectuer des mesures plus nombreuses.

Utilité des mesures de conductivité

La conductivité électrique peut être utilisée comme traceur.

La conductivité électrique peut présenter l'avantage de réagir plus vite que la température, lors d'interactions eau souterraine / eau de surface, et elle est moins lissée que cette dernière (Círpka et al., 2007). La température doit en effet se propager à la fois au travers du fluide et au travers du milieu poreux.

(Bonton et al., 2010) montrent, dans le cas d'un champ captant situé en région agricole, que la conductivité électrique est un bon indicateur de la présence de nitrates. La présence d'agriculture à proximité du point de mesure est donc susceptible de se traduire par une hausse de la conductivité électrique. La conductivité électrique est également souvent utilisée comme paramètre d'étude dans les milieux salins, car il existe alors de forts contrastes.

Des mesures de conductivités électrique (associées à d'autres mesures chimiques) peuvent parfois permettre de définir des zones d'interactions eau de surface / eau souterraine, y compris à l'échelle régionale (Guggenmos, et al., 2011). La connaissance de la variation temporelle de la seule mesure de la conductivité dans la nappe est directement susceptible de renseigner sur la variation du sens des échanges eau de surface / eau souterraine (Park et al., 2012 ; Page et al., 2012). Ainsi, le long des sédiments, les apports d'eaux souterraines aux eaux de surface peuvent être mis en évidence par de brusques changements de la conductivité électrique. La conductivité mesurée dans les sédiments varie en effet en fonction du temps et du niveau d'eau de la rivière (Oxtobee et Novakowski, 2002). Raux et al. (2009) montrent, dans le cas d'un milieu proche de la mer, que la marée peut expliquer une partie de la variabilité des fluctuations observées de la conductivité électrique en nappe. Dans le cas de l'aquifère côtier de Saijo (Japon), les oscillations de nappe dues aux phénomènes de marées sont également associées à des oscillations de la concentration des espèces ioniques (Kumar et al., 2012). Ce phénomène est surtout marqué pour la partie libre de l'aquifère. L'effet est moins prononcé au sein de la zone captive.

En conséquence, des tentatives de quantifications des différents apports (eau de surface et eau souterraine) ont été faites à partir des mesures de conductivité électrique en considérant celle-ci comme une grandeur conservative (Geist et al., 1998). Il peut notamment être possible d'estimer des temps de retard entre les variations de conductivité observées au sein du cours d'eau et celles observées dans la nappe, en proche périphérie (Schmidt et al., 2012). Le temps de retard est principalement expliqué par les phénomènes d'advection. Néanmoins, il peut exister un décalage entre la vitesse de propagation des particules fluides et la vitesse de propagation des espèces ioniques en solutions qui expliquent les variations de conductivité.

La conductivité électrique n'est cependant pas un traceur parfait.

Ainsi, la conductivité électrique n'est pas d'une grandeur conservative (Page et al., 2012 ; Cirpka et al., 2007). Des réactions chimiques, soutenues par l'activité des micro-organismes, peuvent provoquer une augmentation, ou, au contraire, une diminution, de cette dernière (Regberg et al., 2011). Ces réactions peuvent avoir lieu dans l'aquifère, ou à l'interface nappe-rivière. Des changements majeurs au niveau de la composition chimique de l'eau, de par la modification des conditions d'oxydo-réduction, ont en effet lieu à cette interface (Greskowiak et al., 2005).

La mesure de la conductivité électrique au sein de piézomètres pose problème, car le point de mesure induit, lui-même, une oxygénation plus grande du milieu, ce qui perturbe le potentiel d'oxydo-réduction. Il peut donc être nécessaire de purger l'eau du piézomètre pendant une durée de quelques heures à quelques semaines avant d'obtenir une mesure stable de la conductivité (Naudet et al., 2004).

Il peut également exister une stratification verticale de la conductivité dans l'aquifère. (Roche, 1980) montre que la salinité des eaux augmente avec la profondeur au voisinage du lac Tchad (Afrique). Le problème de la dimension de la crépine est à ce titre mentionné. Le piézomètre intègre en effet une conductivité moyenne des eaux de la partie crépinée. De la même manière, Park et al.(2012) montrent que, dans une zone côtière Coréenne, la conductivité électrique est positivement corrélée aux prélèvements en nappe. Cela est pour partie dû au fait que la conductivité de la nappe, liée à la salinisation, augmente avec la profondeur. Bonton et al.(2010) mettent également en évidence, sur un champ captant canadien, l'existence d'une stratification verticale de la concentration en nitrate et donc de la conductivité. La minéralisation des eaux avec la profondeur a également été constatée au sein de la plaine alluviale de la rivière Fitzroy (Harrington, et al., 2011).

De nombreux facteurs ont aussi un effet sur la conductivité électrique de l'eau. Il peut donc être difficile de les discriminer. Les précipitations peuvent ainsi, tout comme les interactions nappe-rivière, expliquer une partie de la variabilité temporelle des mesures de conductivité (Okkonen et Klove, 2011).

Enfin, la conductivité électrique du cours d'eau peut varier avec le temps. Ainsi lors d'une crue, la conductivité est susceptible de diminuer en raison des processus de dilution (Caissie et al., 1996).

Analyse des données de terrain

Au niveau des puits du SIGEARPE, la conductivité électrique tend à augmenter lorsque la distance au cours d'eau augmente. Il semble également que la variabilité de la conductivité diminue (Figure 152). Toutefois, il est difficile de conclure en ce sens, car un nombre de mesure différent est disponible en chaque station.

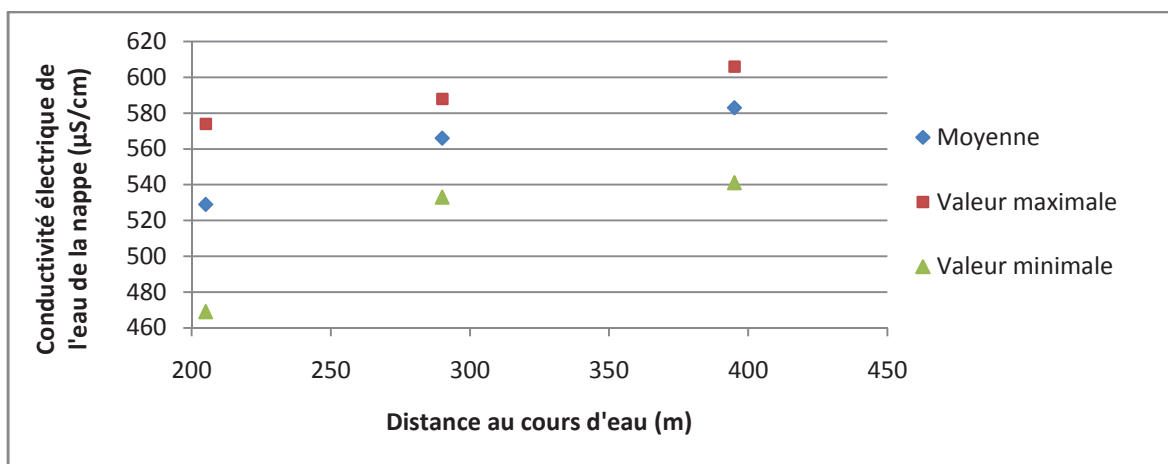


Figure 152: Variabilité de la conductivité électrique de la nappe en fonction de la distance au cours d'eau le plus proche (Rhône).

Au voisinage de la lône de la Platière, et plus généralement entre la lône et le canal de dérivation, se trouvent des points où la conductivité électrique est très faible. Celle-ci peut même être inférieure à celle qui est mesurée au sein du cours d'eau. Ce phénomène est particulièrement visible au P302 qui se situe également au voisinage d'un point de prélèvement.

Il est possible que cette basse valeur de la conductivité soit causée par des réactions chimiques (réduction) qui se déroulent sous la lône. Des mesures de conductivité effectuées en parallèle, au sein de la zone hyporhéique et au sein d'un cours d'eau en écosses, ont en effet montrées que les conductivités pouvaient être légèrement inférieures au sein de la zone hyporhéique (Malcolm et al., 2005), mais les différences de conductivité observées restaient faibles. Des zones fortement réductrices peuvent en effet se développer à proximité des cours d'eau (dû à l'activité microbienne). Le taux d'oxygénation ré-augmente ensuite, passé un certain point, lorsque l'activité microbienne diminue de nouveau par manque de matière organique (Tufenkji, et al., 2002).

Dans la zone intermédiaire, fortement réductrice, le taux de manganèse soluble (de couleur noire) augmente largement. C'est peut-être ce manganèse qui est observé lorsque le câble maintenant la sonde de mesure de pression est remonté depuis le fond du piézomètre P302. Cette couleur noire n'est pas observée en tous les points. Cette observation tendrait à confirmer l'hypothèse d'une zone fortement réductrice, et donc faiblement conductrice, située à proximité de la lône de la Platière.

La relation entre le potentiel d'oxydoréduction et la conductivité de l'eau n'est toutefois pas simple, même si globalement la conductivité électrique augmente lorsque le potentiel d'oxydo-réduction augmente (Naudet et al., 2004 ; Cave et al., 2007). Les réactions de réduction entraînent une baisse progressive de la minéralisation de l'eau.

Même si l'hypothèse de la zone réductrice est juste, celle-ci peut n'exister que dans le piézomètre et n'exister pas nécessairement dans la nappe. Toutefois, la présence de mesures similaires en plusieurs points de la nappe situés dans une même zone géographique tend à infirmer cette dernière hypothèse.

Un autre facteur pouvant expliquer la diminution observée de la conductivité, est la présence d'une forte proportion d'eau de pluie. Mais le rôle joué par ce facteur est supposé faible. En effet, les précipitations efficaces sur la zone d'étude sont limitées et la zone non saturée est particulièrement épaisse au P302. L'apport des eaux de la lône est par contre supposé être important.

En conclusion, il semble que la conductivité électrique ne puisse être utilisée comme un traceur conservatif au voisinage des cours d'eau.

Certaines anomalies (conductivités électriques très hautes) pourraient s'expliquer par la présence de champs agricoles et de teneurs en nitrates élevées (P215, PR530 et P285). Des conductivités élevées sont également observées à l'Est du canal de dérivation (P44, P45), en des points où l'apport de la nappe de versant est suspecté important (Figure 153).

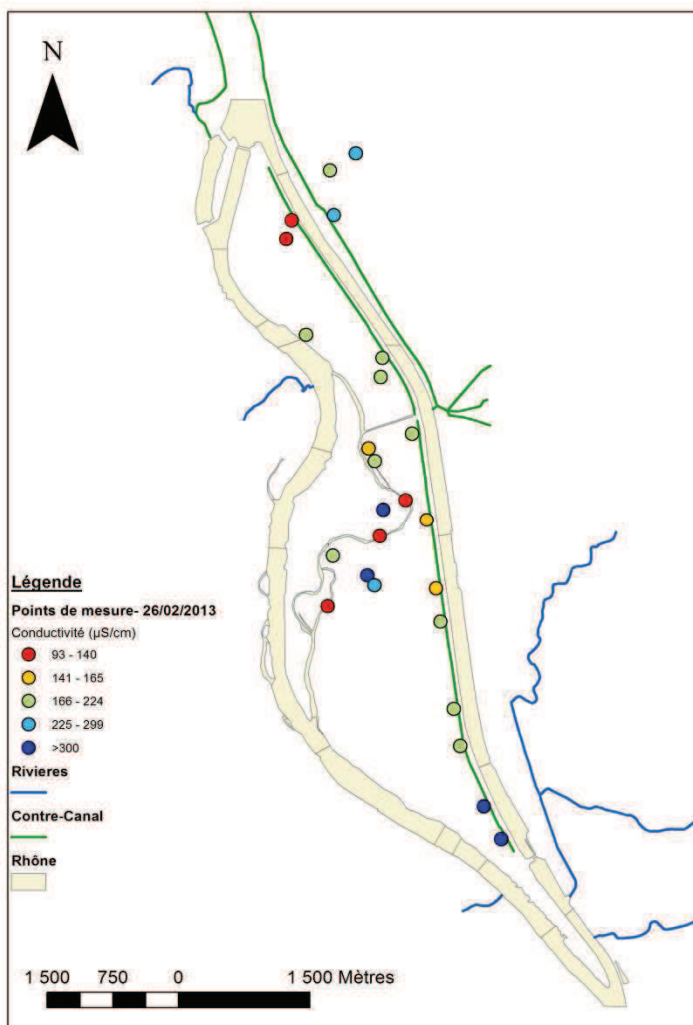


Figure 153: Conductivité électrique de l'eau de la nappe aux différents points de mesure.

Au contraire de la température, la variabilité de la conductivité électrique ne peut être utilisée comme mesure des interactions nappes-rivière. Celle-ci est en effet similaire en nappe et dans les cours d'eau.

Au niveau du P302, les mesures en continues indiquent qu'il existe une relation entre le niveau d'eau et la conductivité électrique mesurée. Lorsque le niveau d'eau monte cela peut se traduire par une augmentation de la conductivité électrique de l'eau de la nappe (Figure 154). Il existe une corrélation selon Spearman (corrélation

de 0,42 significative à 99 %) entre la conductivité électrique et le niveau de la nappe sur la deuxième partie de la chronique (à partir de mai 2013). En revanche, sur la première période (le mois d'avril 2013) la corrélation est faible, voire négative.

La première hypothèse est qu'une augmentation du niveau d'eau en nappe peut signifier une diminution de l'apport de la lône à la nappe et, comme la conductivité de cette dernière est plus faible, la conductivité de la nappe augmente. Cette hypothèse ne permet cependant pas d'expliquer la diminution de la conductivité électrique (qui suit l'élévation) lorsque le niveau de la nappe reste constant, après une soudaine élévation. Le même phénomène était observé pour la température.

Une deuxième hypothèse serait que, lorsque le niveau d'eau de la nappe descend, une oxydation des parois du piézomètre a lieu. Il a été montré que de tels phénomènes pouvaient conduire à la fermeture des zones crépinées de certains piézomètres (Rosenberry et al., 2007). Puis, lors de la remontée des eaux ces particules oxydées sont re-solubilisées, ce qui entraîne une augmentation momentanée de la conductivité de l'eau souterraine. Cette conductivité décroît par la suite, probablement en raison de l'homogénéisation avec le milieu environnant.

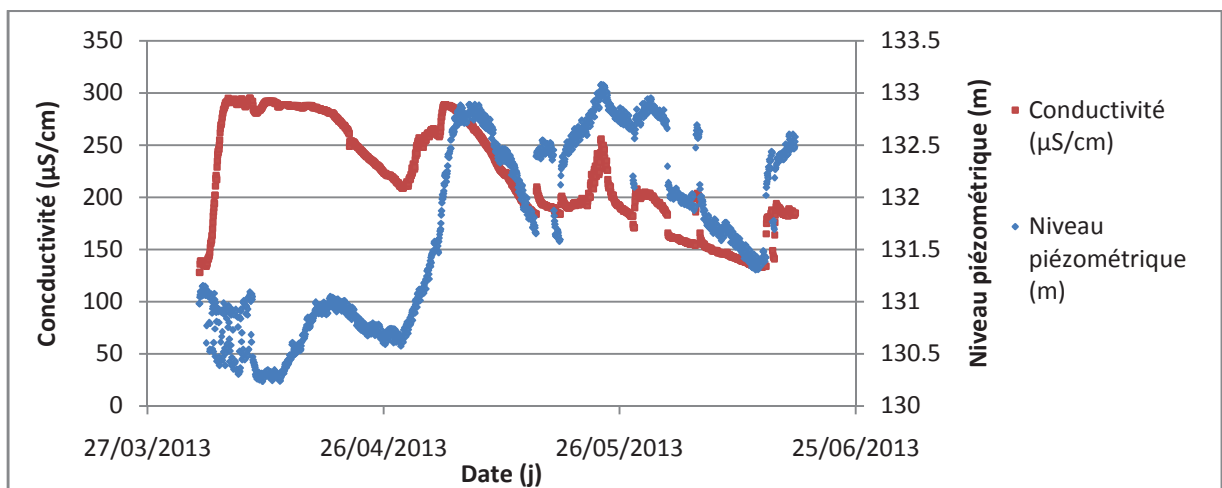


Figure 154: Conductivité électrique et niveau piézométrique de la nappe au P302.

Etude du gradient de nappe

La connaissance du gradient de nappe fournit, dans une certaine mesure, le sens des échanges entre la nappe et la rivière. Il est possible d'estimer un gradient moyen en prenant en compte le niveau d'eau observé en certains points de la nappe et le niveau d'eau du Rhône au point le plus voisin. Par convention, lorsque le gradient est positif, cela signifie que le niveau de la nappe est supérieur au niveau du cours d'eau. Dans ce cas, il est supposé que les échanges s'effectuent préférentiellement de la nappe vers la rivière. Le pourcentage du nombre de jour où le niveau de nappe est supérieur au niveau d'eau en rivière est déterminé sur l'année 2006 (Figure 155).

On constate, qu'en tous les points de la nappe, le sens des échanges est susceptible de s'inverser dans le temps. Toutefois, le pourcentage du temps où les échanges s'inversent, par rapport à la situation normale (hors

cru), reste relativement faible : de l'ordre de 3 à 10 % pour les points situés proche du Rhône et plutôt proche de 15 à 25 % pour les points qui se situent plus loin.

L'inversion du sens des échanges a lieu au voisinage des prélèvements OSIRIS. Le niveau de la nappe peut être temporairement supérieur au niveau du Vieux-Rhône. Mais cela ne dure pas longtemps (3 à 5 % du temps).

L'étude des variations temporelles du gradient nappe-rivière complète donc de l'information à la carte piézométrique. Il existe cependant un biais important dans l'analyse car, un gradient calculé à partir de 2 points seulement ne donne qu'une approximation du sens des échanges, surtout lorsque les deux points sont éloignés. En effet, des dômes, ou des creux, piézométriques peuvent exister entre ces deux points. C'est notamment ce que l'on observe au PH. En ce point, le sens réel des écoulements ne se dirige pas vers le Rhône, mais vers les puits captants.

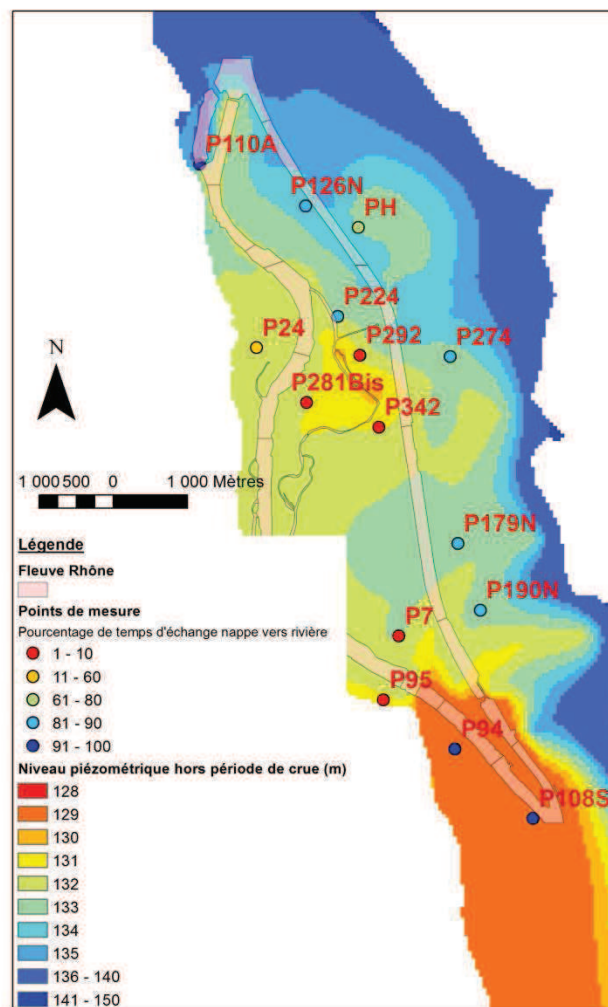


Figure 155: Pourcentage de temps pendant lequel les échanges s'effectuent dans le sens de la nappe vers le cours d'eau et niveau piézométrique moyen de la nappe.

Partie 3

Méthode

Tableau 7: Valeurs communes des paramètres pour le modèle de Van-genuchten

Auteur	Matériau	θ_r	θ_s	n	ξ	K_s ($10^{-4}m/s$)	$\alpha(1/m)$
Diersch, 1999	Matériau fin	0,39	0,4	5,7	0,39	2,1	3,9
	Matériau grossier	0,03	0,4	2,2	0,42	1000	490
	Sable	0,12	0,42	3		0,5	1,2
	Argile	0,2	0,54	1,8		0,03	0,8
Schaap, 2001	Argile	0,1	0,46	1,25		0,017	1,5
	Sable	0,05	0,37	3,15		0,73	3,5
Carsel, 1988	Sable	0,046	0,43	2,68		1	14,5
	Sable limoneux	0,066	0,41	1,89		0,12	7,5
	Limon	0,079	0,43	1,56		0,029	3,6
	Silt	0,035	0,46	1,37		0,0069	1,6
	Sable argileux	0,1	0,38	1,23		0,0033	2,7
	Argile	0,1	0,38	1,09		0,0056	0,8
	Sables	0,013	0,36	1,73		0,5	5,9/2,8
	Graviers sableux hétérométriques	0,107	0,274	1,74		1,53	14,5/6,4 ?
	Graviers sableux bimodaux	0,005	0,19	1,93		1,93	
	Graviers sans matrice sableuse	0,005	0,36	1,93		1000	240/132 ?
Calvet, 2003	Sable	0,25	0,153				
	Limon sableux	0,469	0,19				
	Limon	0,52	0,218				
	Sol argileux	0,45	0,286				
	Sol			1,5/4			0,1/0,3
Esclaffer, 2003	Sol sableux de fond de lac	0,08	0,34	5,5/ 8,3			1,5/2,3
Fox, 2003	Sable grossier						10/200
	Sable moyen						3/10
	Sable fin						1,4/3

Alastal, 2012	Sable côtier			1,5/ 5,5		0,0001/ 0,0005	2,5/10 (3,4)
Mazet, 2008	Sable	0,02	0,25	4,5		0,33	0,5

Modélisation des écoulements surfaciques

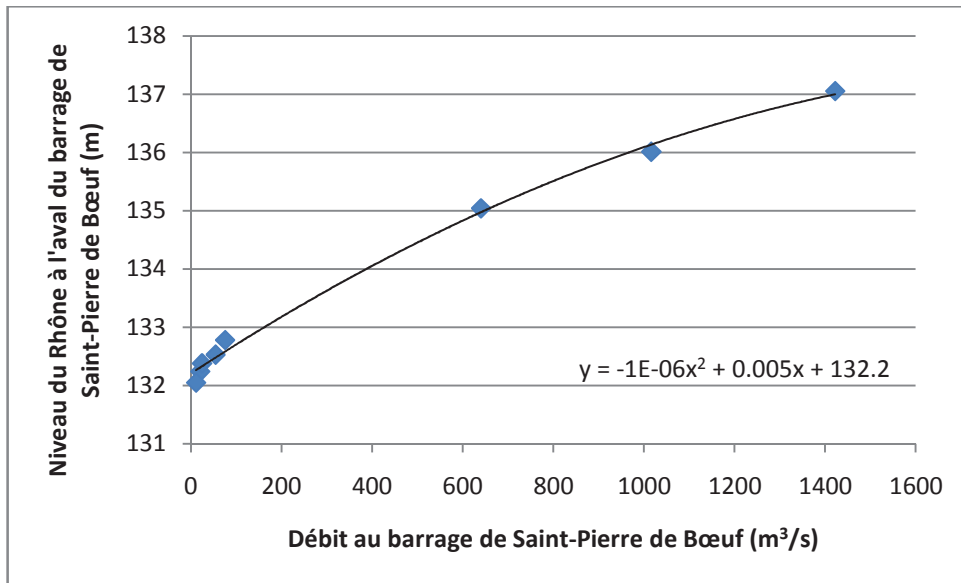


Figure 156: Niveau d'eau observé du Vieux-Rhône à l'aval du barrage de Saint-Pierre de Bœuf en fonction du débit – Courbe de tarage.



Figure 157: Le radier de Limony, vu depuis le Sud-Ouest et en direction du Nord - On note la présence d'un lit de galets.

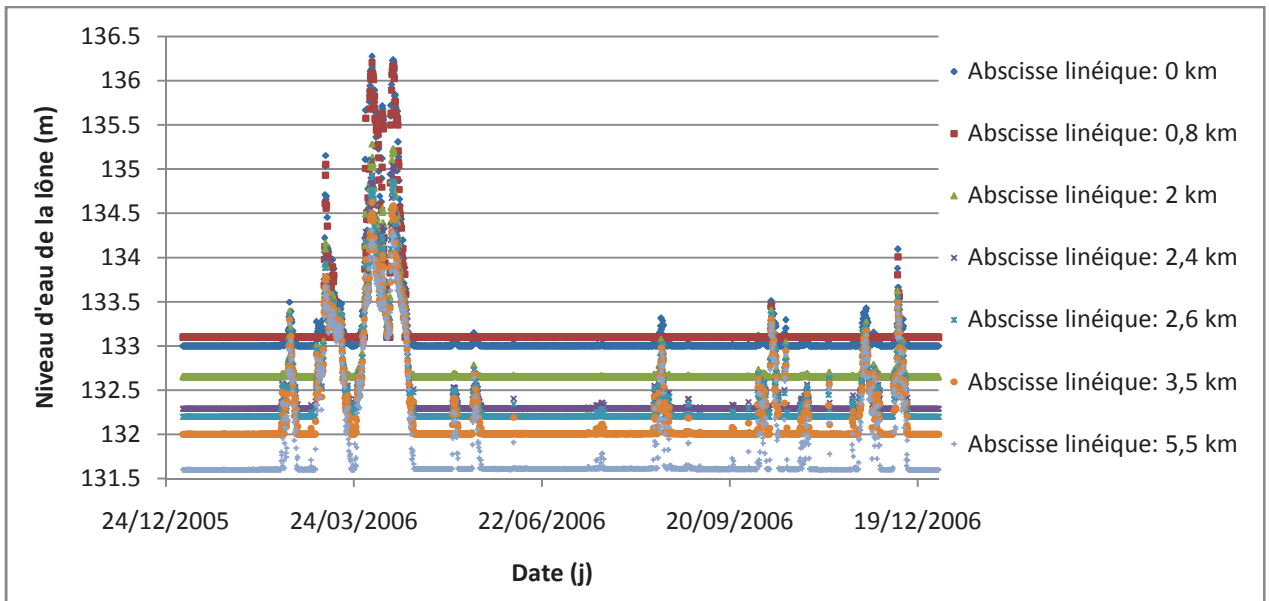


Figure 158: Niveau d'eau de la lône reconstitué pour l'année 2006 en différents points de son cours – Le point d'abscisse linéique 0 km correspond à l'amont de la lône.

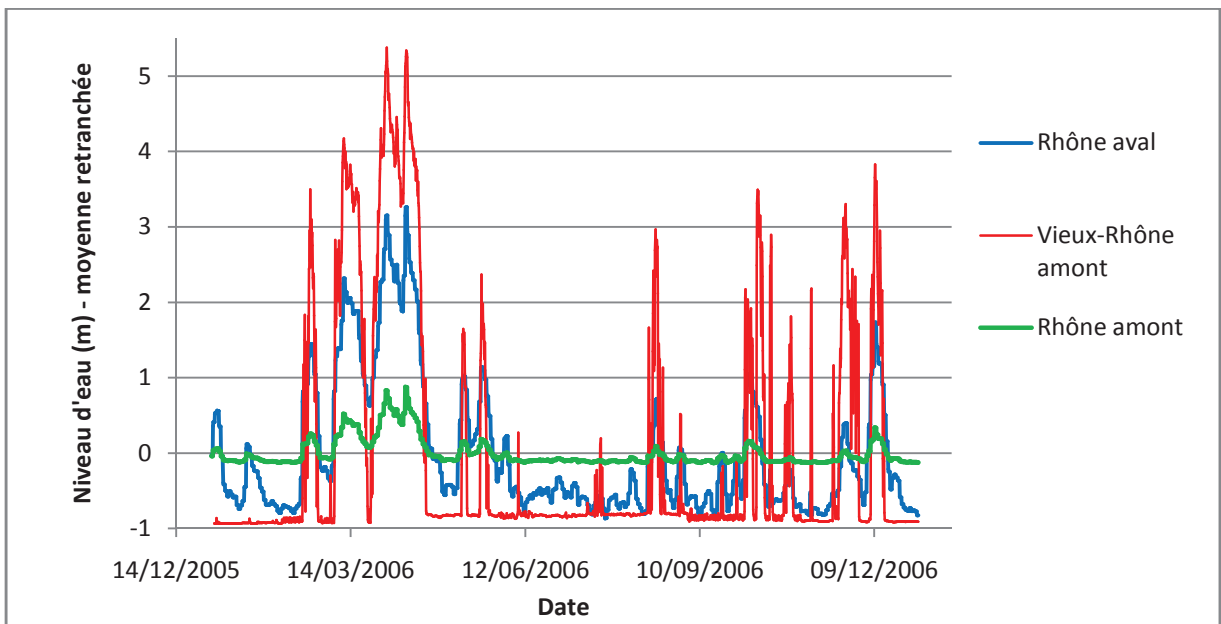


Figure 159: Evolution simultanée des niveaux d'eau à l'amont du Rhône amont, du Vieux-Rhône amont et du Rhône aval - On note la forte amplitude des fluctuations du niveau du Vieux-Rhône, la forte variabilité du niveau du Rhône aval et les faibles variations du niveau du Rhône amont.

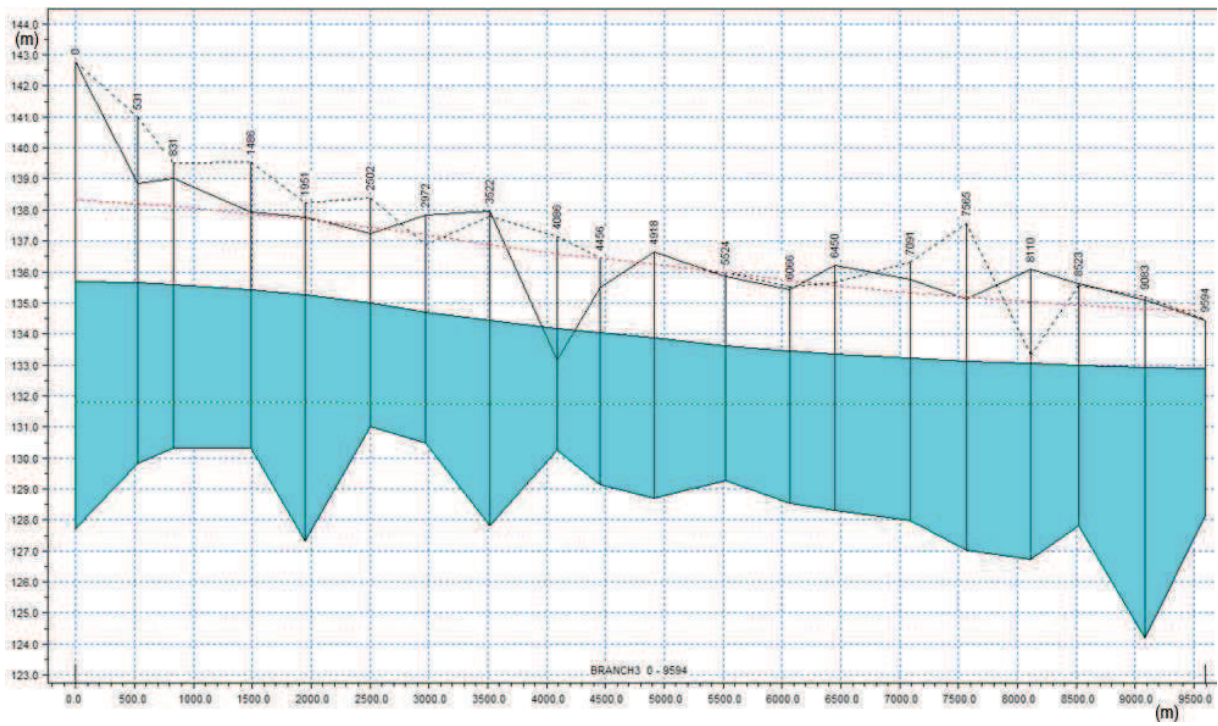


Figure 160: Modèle MIKE 11 – Représentation de la ligne d'eau du Vieux-Rhône en un pas de temps particulier (22/02/2006).

Modélisations de phénomènes observés dans l'hydrosystème

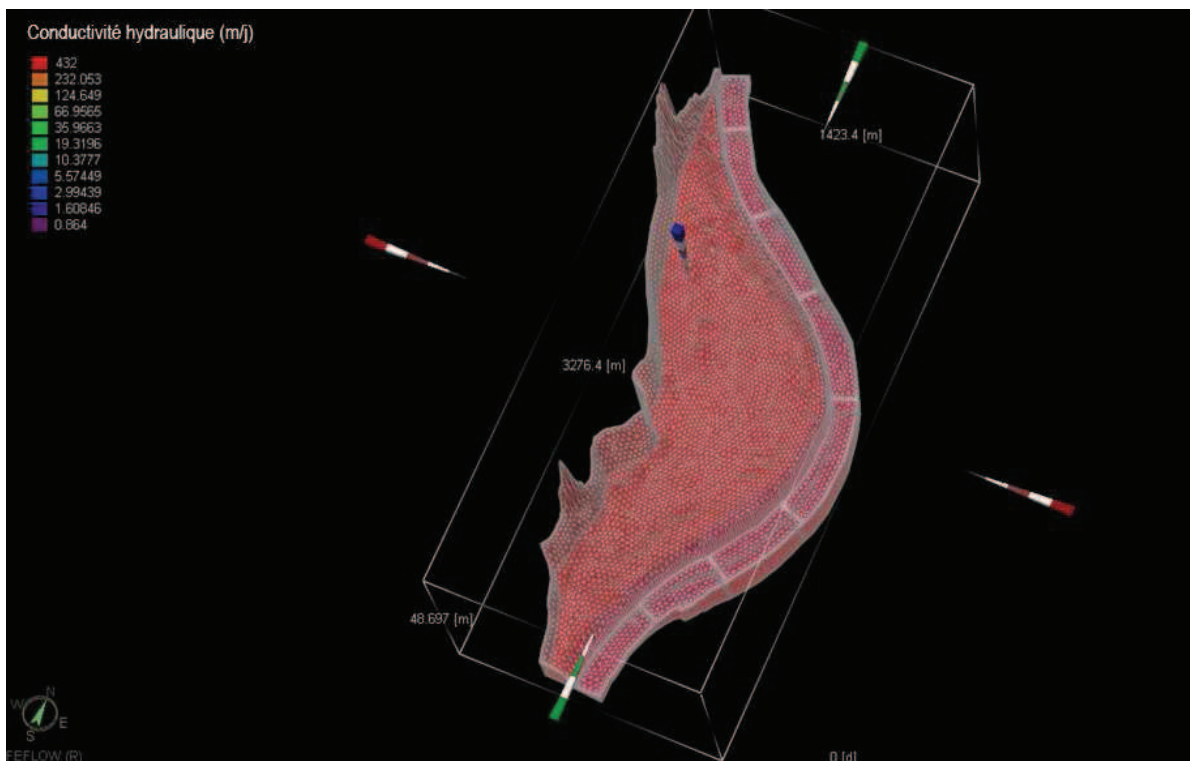


Figure 161: Modèle utilisé pour caractériser le comportement de la plaine de Limony.

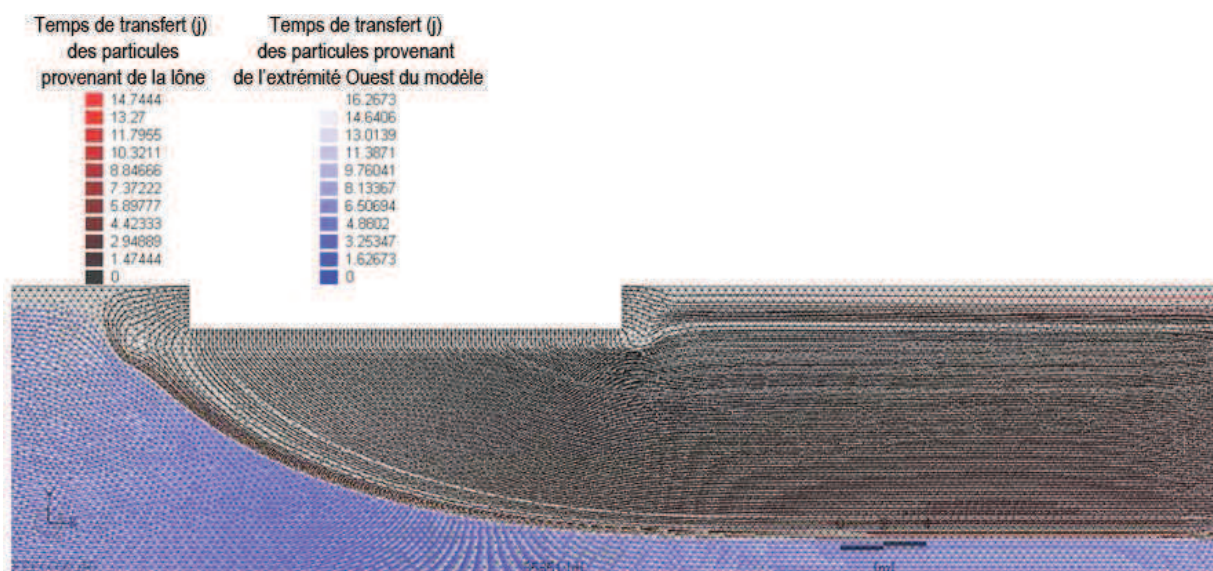


Figure 162: Chemins d'écoulements sous la lône – en noir et rouge apparaissent les chemins des particules fluides provenant de la lône et en bleu et blanc apparaissent les chemins suivis par les particules fluides provenant de la partie Ouest (gauche sur le modèle) de l'aquifère.

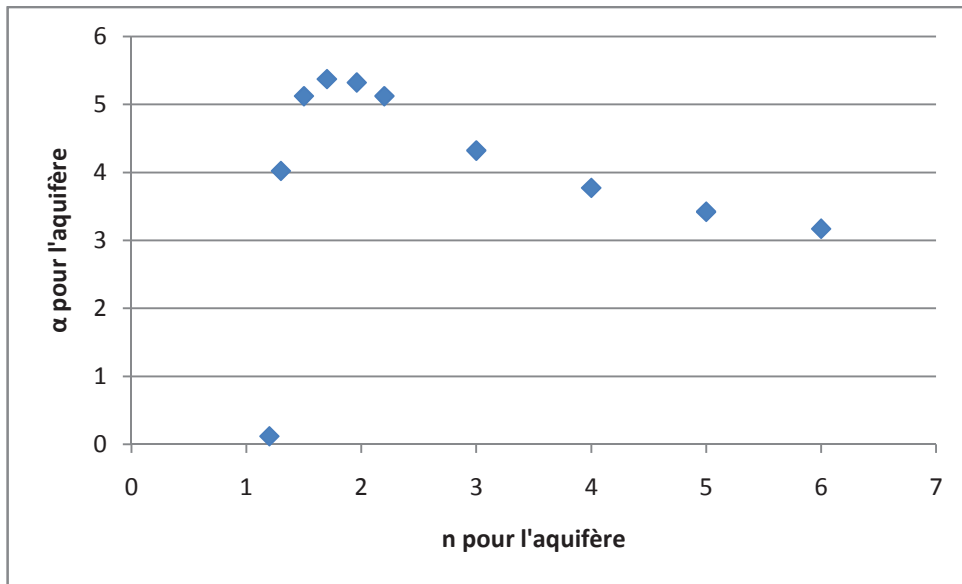


Figure 163: Valeur du coefficient α de l'aquifère pour lequel le modèle ne converge plus, en fonction du paramètre n .

Rôle de la température sur les échanges nappe-rivière

Un modèle en 3D est implémenté afin d'étudier l'effet de la variabilité thermique d'un cours d'eau sur l'évolution des niveaux de la nappe en son voisinage.

La relation développée par Mercer et Pinder (1974) a été utilisée pour relier la viscosité de l'eau μ à sa température T :

$$\frac{\mu}{\mu_0} = \frac{1 + 0.7063 * a_0 - 0.04832 * a_0^3}{1 + 0.7063 * a - 0.04832 * a^3}$$

$$\text{Où } a = \frac{T-150}{100} \text{ et } a_0 = \frac{T_0-150}{100}$$

T_0 est la température de référence (10°C), et μ_0 est la viscosité de l'eau à la température de référence.

L'équation de transport de chaleur qui est utilisée se présente sous la forme :

$$\frac{\delta(RT)}{\delta t} + \nabla \cdot (vT) - \nabla \cdot (D \cdot \nabla T) - Q = 0$$

Où R est le facteur de retard, D le tenseur de dispersivité, T la température, v le champ de vitesse et Q l'apport des sources de chaleur (ou des points froids).

Le modèle mesure 2000 m de long, et 500 m de large. L'épaisseur de l'aquifère est de 20 m. Une rivière de 200 m de large est représentée sur le bord est du modèle. Le niveau piézométrique y est imposé (cela

correspond au canal de dérivation). Le niveau piézométrique est également imposé sur le bord Ouest du modèle (Vieux-Rhône), de telle sorte que le niveau du Vieux-Rhône soit plus bas que le niveau du canal de dérivation. Les mailles mesurent environ 10 m de côté dans le plan horizontal.

La perméabilité de l'aquifère est fixée à 5.10^{-3} m/s et le coefficient d'emménagement à 0,1. Une couche colmatée, d'une épaisseur de 1 m et d'une perméabilité de 10^{-7} m/s, a été insérée au fond du cours d'eau. Les paramètres suivants ont été pris en compte pour la capacité volumétrique de l'eau et de l'aquifère : respectivement $4,2.10^6$ J.m⁻².K⁻¹ et $2,52.10^6$ J.m⁻².K⁻¹. La conductivité thermique de l'eau et de l'aquifère ont été fixés respectivement à $0,65$ J.m⁻¹.s⁻¹.K⁻¹ et à 3 J.m⁻¹.s⁻¹.K⁻¹. La dispersivité longitudinale a été fixée à 5 et la dispersivité transverse à 0,5. Ces valeurs sont celles qui sont utilisées usuellement. La température initiale de la nappe est définie de manière homogène à 13°C.

Une température variable est imposée en tant que condition aux limites dans le canal de dérivation, sur une période d'une année. Cette température correspond à la température moyenne mensuelle de l'air mesurée à la station de Reventin. Elle est voisine de la température moyenne mensuelle du Rhône (variation entre 3°C et 23°C).

Il peut être observé que la température du cours d'eau est corrélée au flux échangé entre le cours d'eau et la nappe (rivière alimentant la nappe). Cela a une incidence sur les niveaux piézométriques de la nappe. En période estivale, le niveau de la nappe à proximité du cours d'eau augmente. Il diminue en période hivernale. Le phénomène est d'autant plus marqué que le colmatage est important (perméabilité faible). A proximité du cours d'eau, une variation du niveau piézométrique de 0,33 m a été modélisée (Figure 164). L'amplitude des fluctuations de la nappe diminue lorsque la distance au cours d'eau augmente. C'est également ce qui a été observé sur la plaine de Sablons. L'amplitude des variations saisonnières observées demeure par contre supérieure à ce qui a pu être modélisé. D'autre part, les niveaux piézométriques maximums modélisés ont lieu en période estivale et non en période printanière, comme cela a été observé.

En conclusion, la variabilité de la température des cours d'eau pourrait expliquer une partie de la variabilité saisonnière des niveaux de nappe observée sur la plaine de Sablons, mais d'autres facteurs doivent également intervenir.

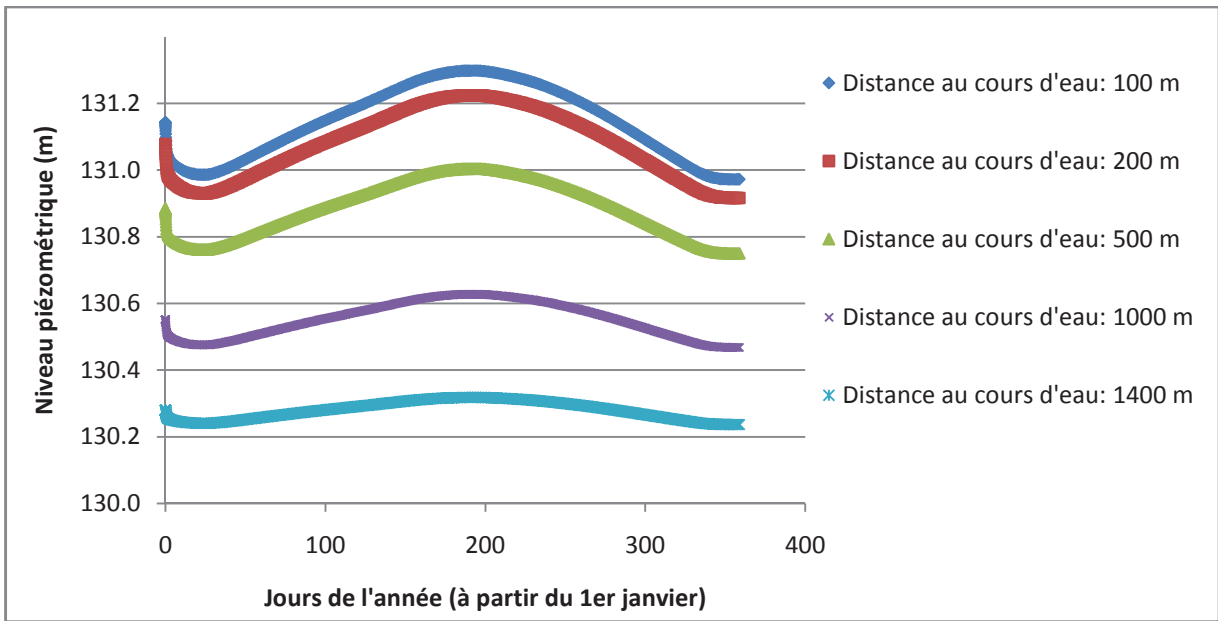


Figure 164: Niveaux piézométriques modélisés, au cours du temps, lorsque la variabilité thermique du cours d'eau est prise en considération. On note la diminution de l'amplitude des fluctuations avec la distance au canal de dérivation.

Relation entre les résultats fournis par le traitement du signal, par l'analyse géomatique et par les modèles numériques

Application du traitement du signal aux niveaux de nappe modélisés sur des cas d'études théoriques – conséquence pour l'interprétation des résultats obtenus sur la zone d'étude

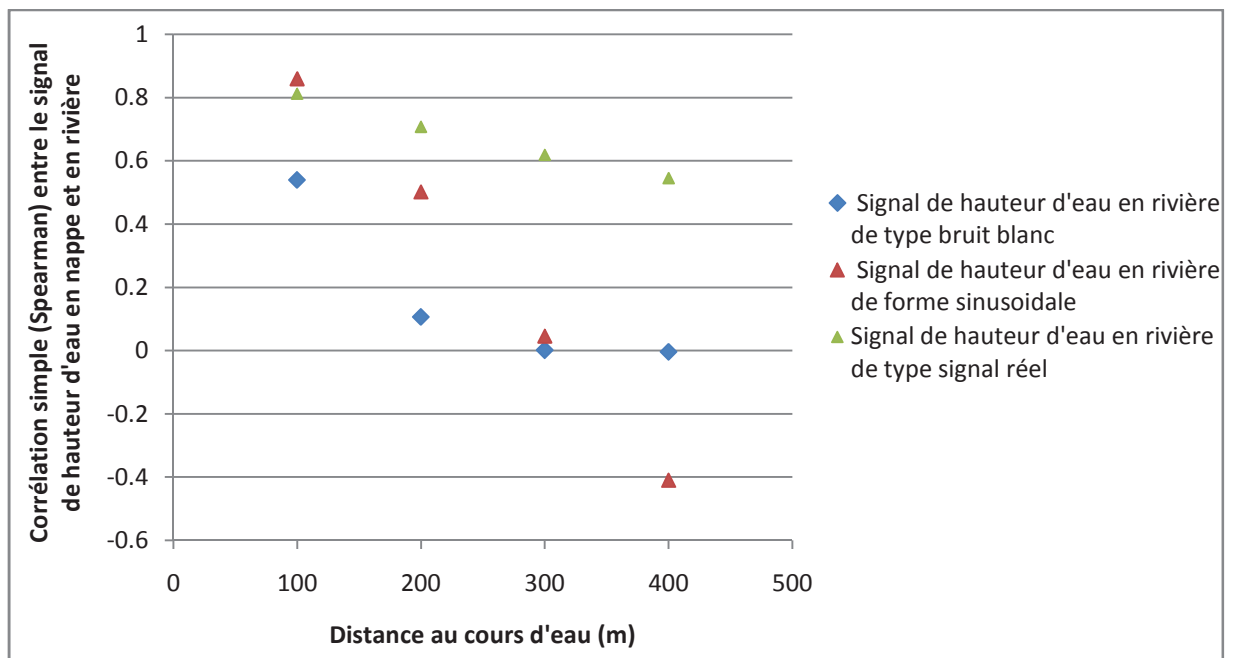


Figure 165: Corrélation simple entre le signal de hauteur d'eau en nappe et en rivière, en fonction de la distance au cours d'eau et du type de signal de variations de la hauteur d'eau en rivière.

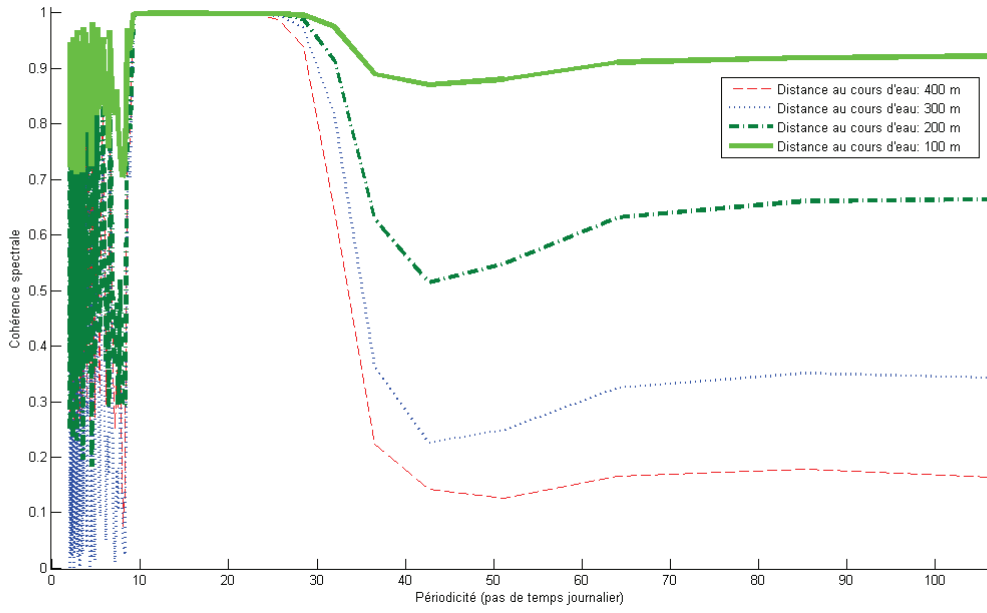


Figure 166: Cohérence spectrale entre les niveaux de nappe et de rivière, en fonction de la fréquence de la perturbation en rivière, et de la distance du point de suivi de la nappe au cours d'eau - Cas d'un signal de rivière de type sinusoïdal et de périodicité de 2 semaines.

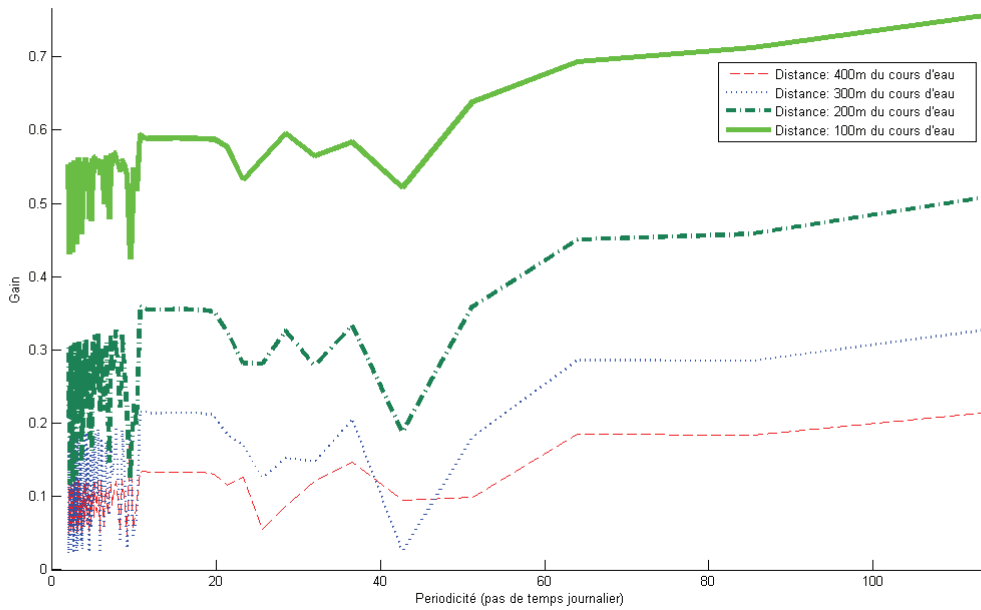


Figure 167: Gain entre les niveaux de nappe et de rivière, en fonction de la fréquence de la perturbation en rivière, et de la distance du point de suivi de la nappe au cours d'eau - Cas d'un signal de rivière de type sinusoïdal et de périodicité de 2 semaines.

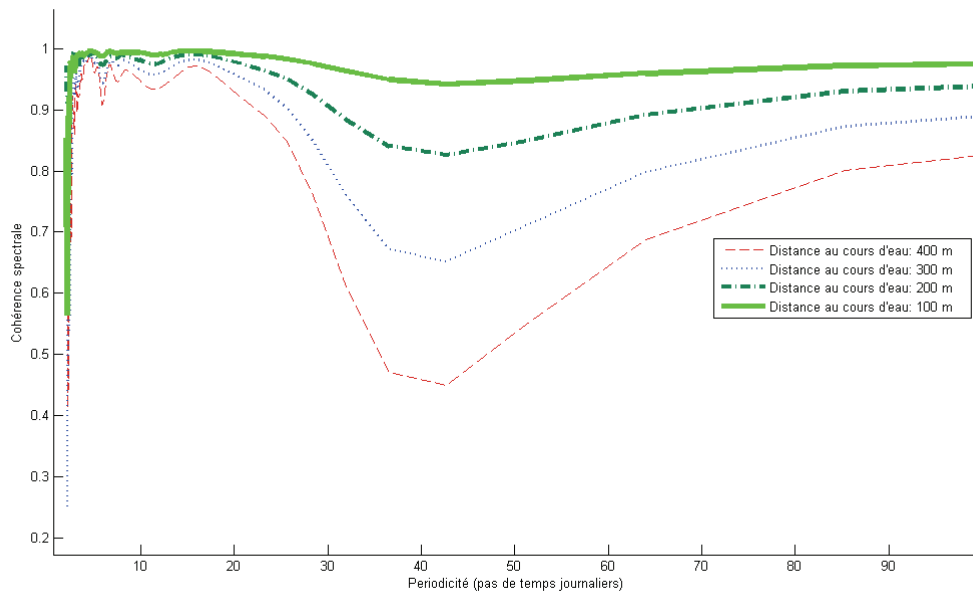


Figure 168: Cohérence spectrale entre les niveaux de nappe et de rivière, en fonction de la fréquence de la perturbation en rivière, et de la distance du point de suivi de la nappe au cours d'eau – Cas d'un signal de rivière de type bruit blanc.

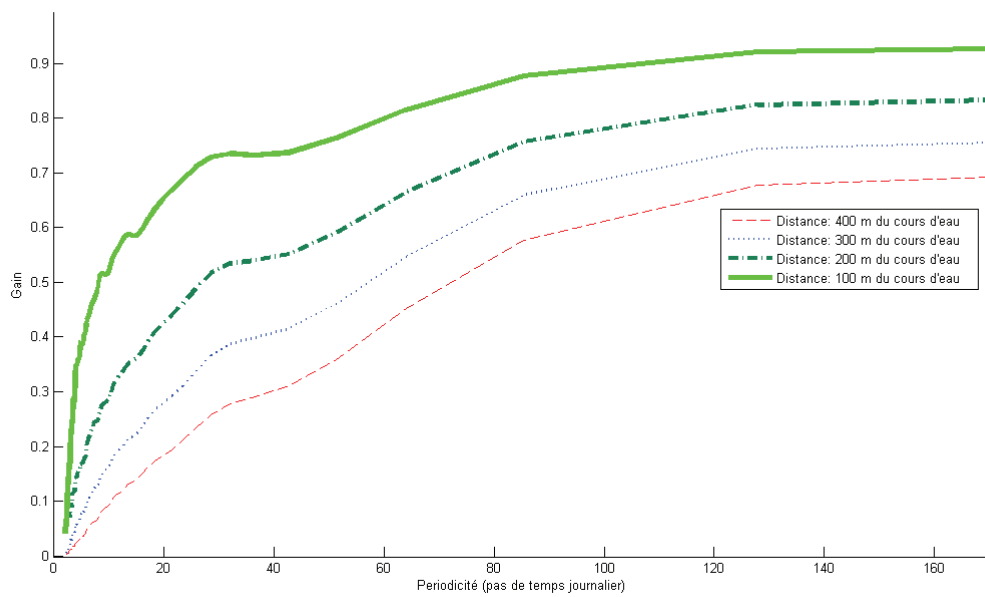


Figure 169: Gain entre les niveaux de nappe et de rivière, en fonction de la fréquence de la perturbation en rivière, et de la distance du point de suivi de la nappe au cours d'eau - Cas d'un signal de rivière de type bruit blanc.

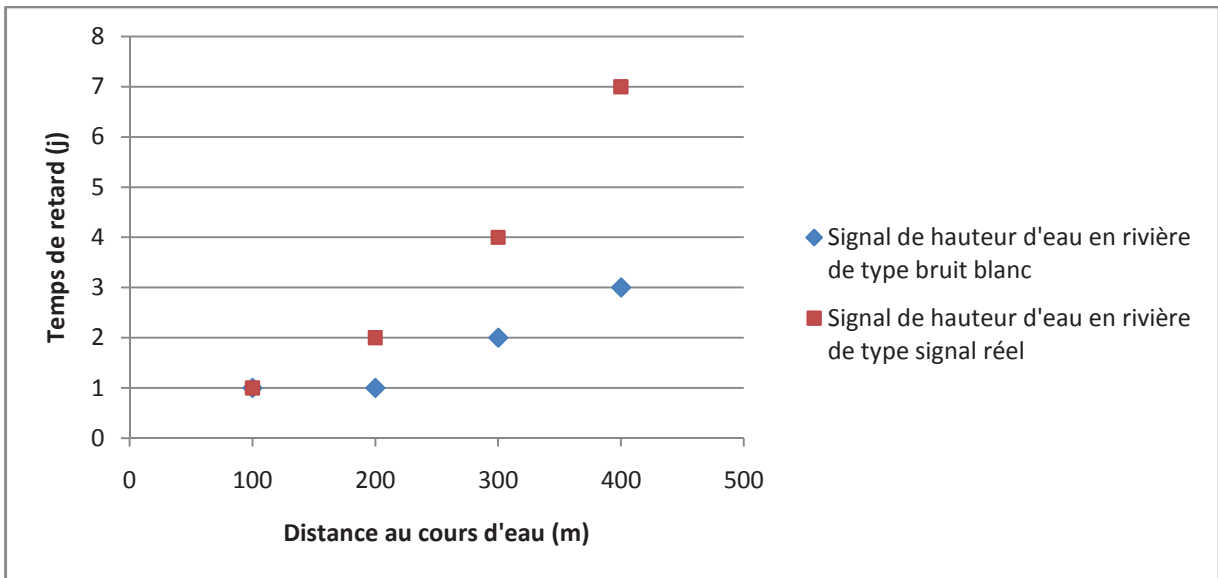


Figure 170: Temps de retard entre l'évolution des niveaux de nappe et de rivière, en fonction de la fréquence de la perturbation en rivière, et de la distance du point de suivi de la nappe au cours d'eau - Cas d'un signal de rivière de type bruit blanc.

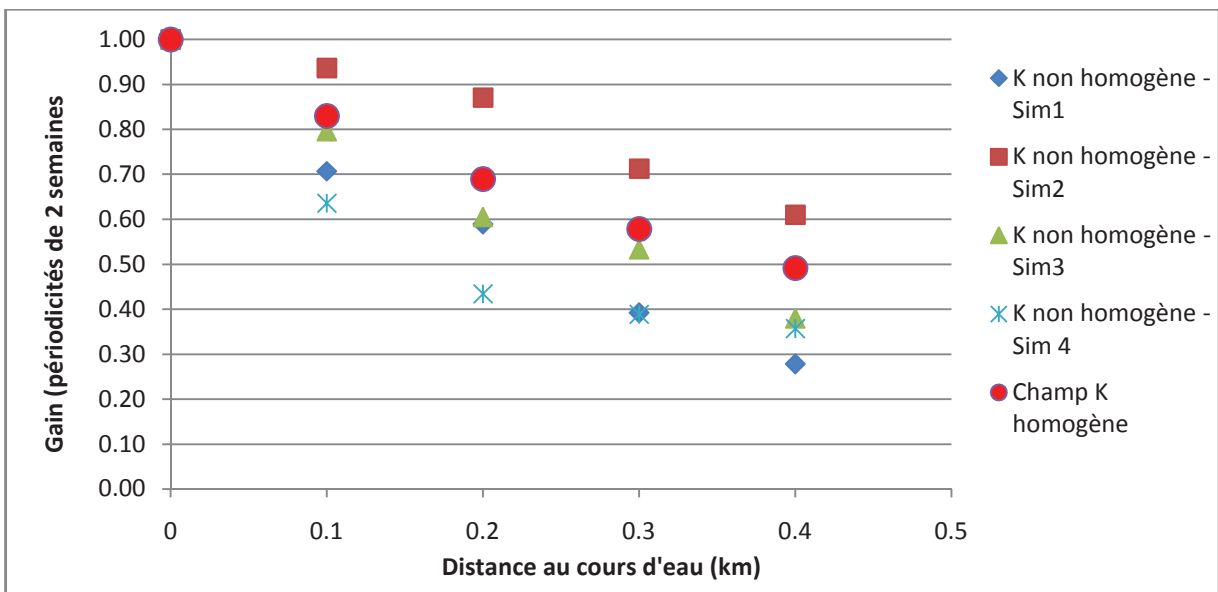


Figure 171: Evolution du gain entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe, en fonction de la distance au cours d'eau et du champ de perméabilité de l'aquifère - Cas d'un signal de hauteur d'eau en rivière de type sinusoïdal.

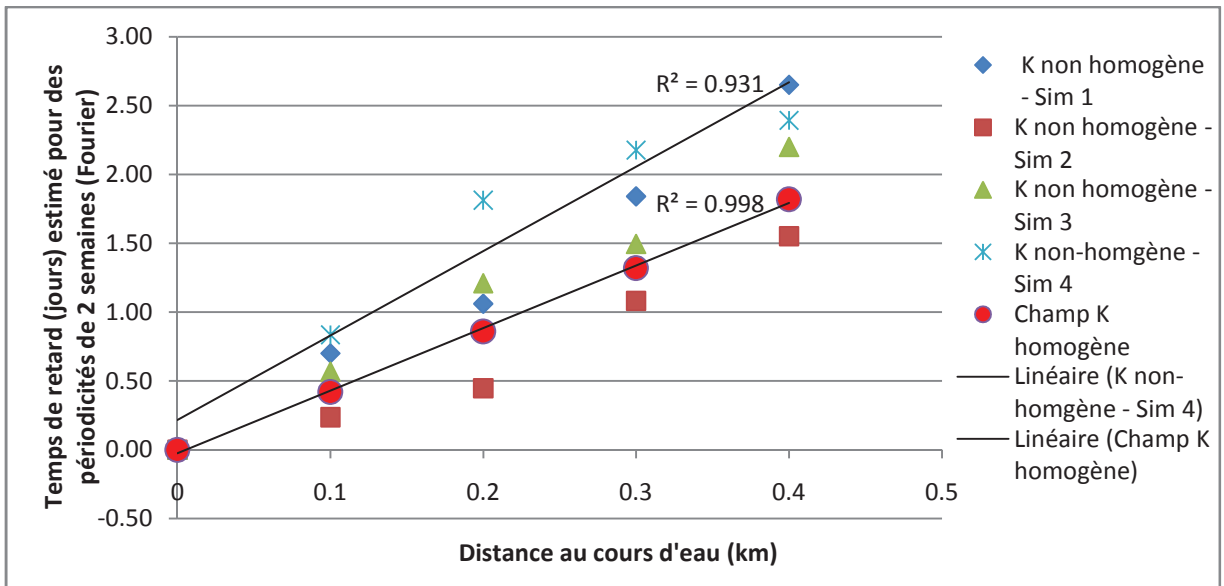


Figure 172: Evolution du temps de retard entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe, en fonction de la distance au cours d'eau et du champ de perméabilité de l'aquifère – Cas d'un signal de hauteur d'eau en rivière de type sinusoïdal.

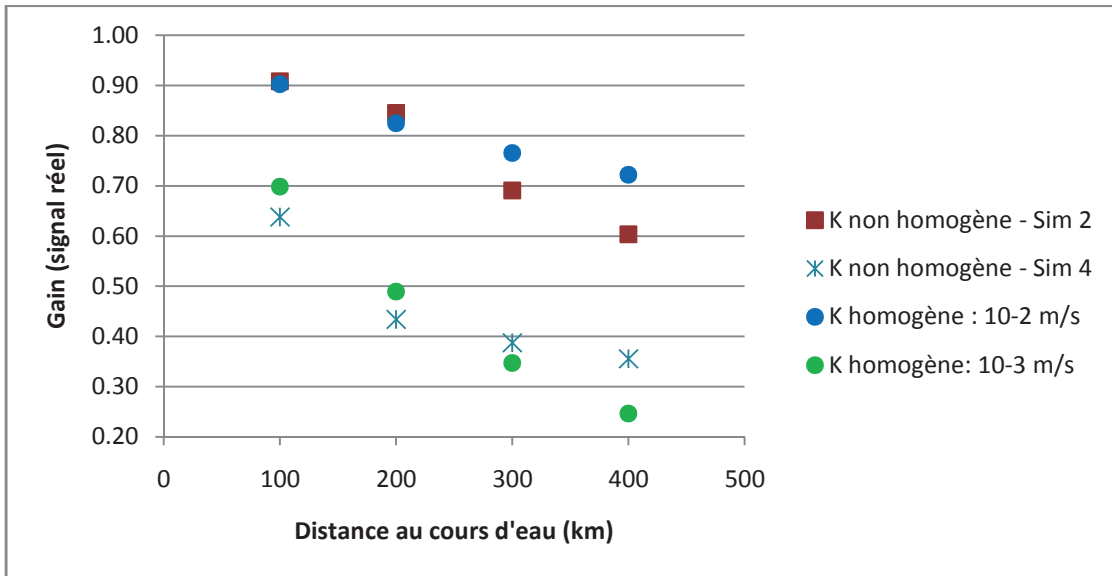


Figure 173: Evolution du gain entre le signal de hauteur d'eau en rivière et en nappe, en fonction de la distance au cours d'eau et du champ de perméabilité de l'aquifère - Cas d'un signal de type signal réel – On note que l'atténuation de l'onde de pression dans un milieu hétérogène de perméabilité moyenne égale à $5 \cdot 10^{-3}$ m/s est comprise entre celles qui ont lieu dans des milieux homogènes de perméabilité 10^{-2} m/s et 10^{-3} m/s.

Intérêts et limites de la méthode géomatique

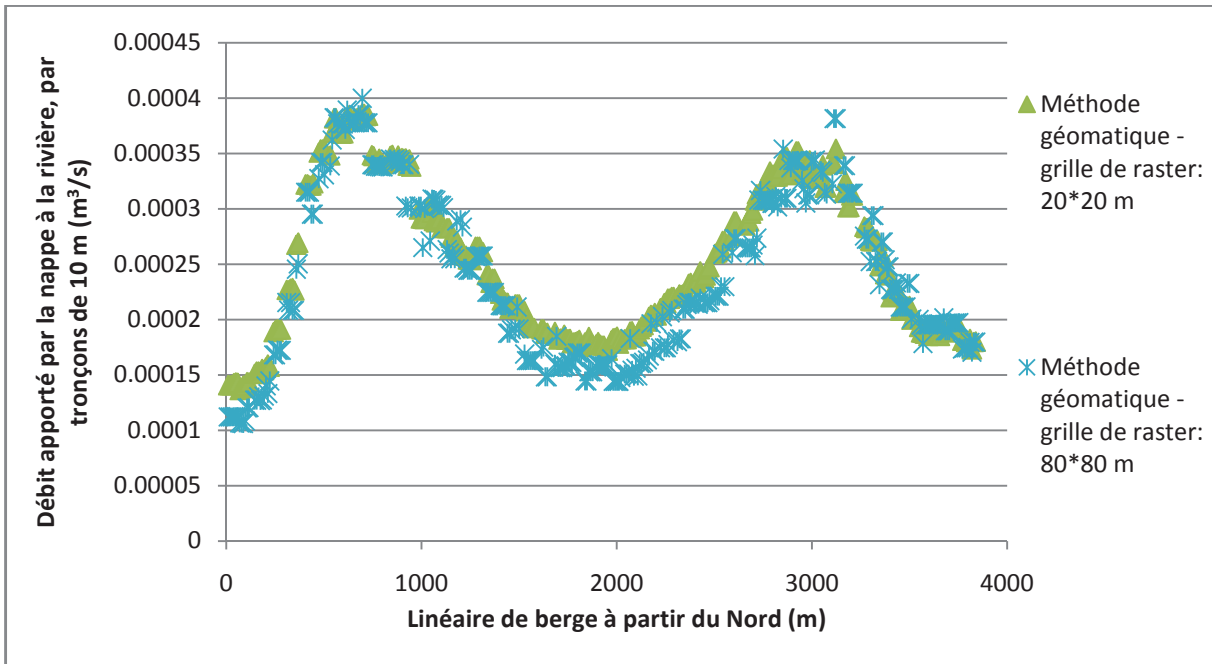


Figure 174: Débit apporté par la nappe au fleuve Rhône calculé à partir de la méthode géomatique et pour différentes tailles de mailles de raster.

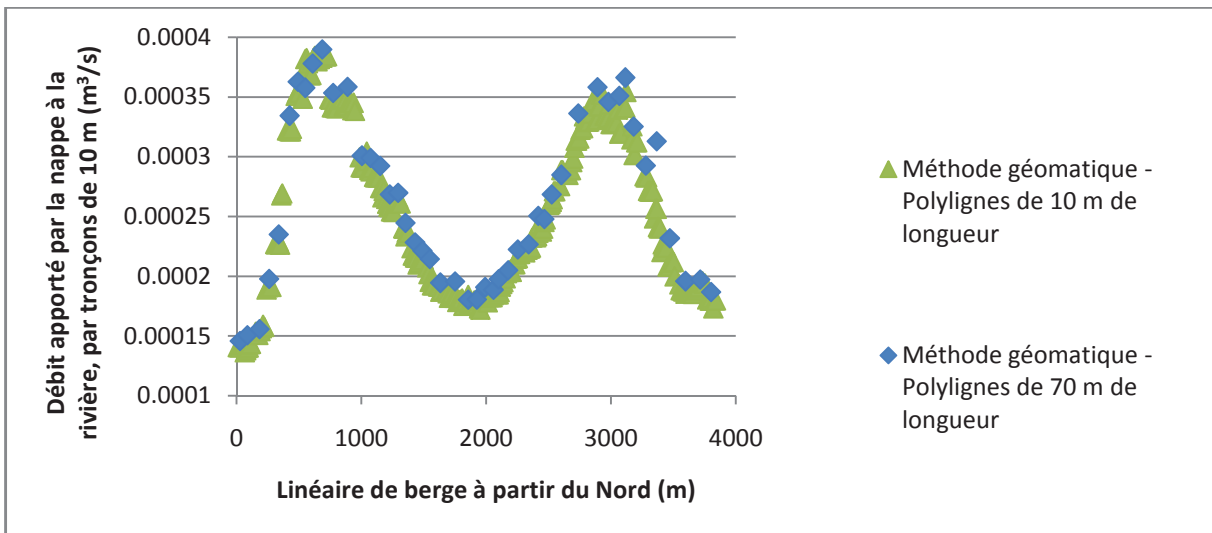


Figure 175: Débit apporté par la nappe au fleuve Rhône calculé à partir de la méthode géomatique et pour différentes tailles de segments de berge.

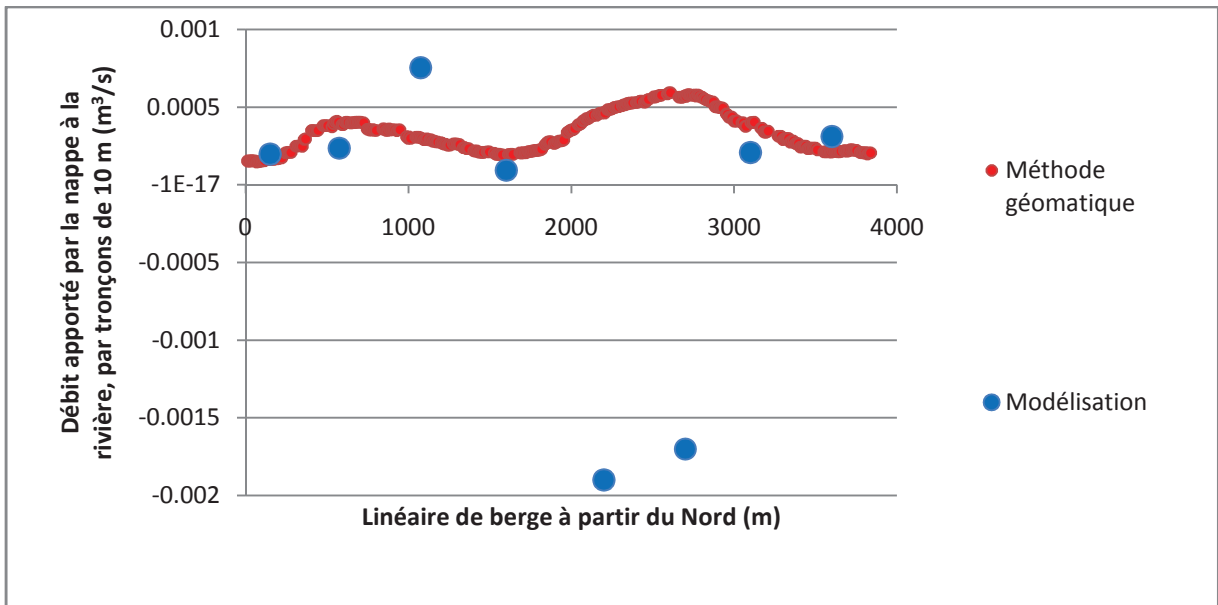


Figure 176: Débit apporté par la nappe au fleuve Rhône calculé à partir d’une modélisation et de la méthode géomatique basée sur la carte piézométrique modélisée – Prise en compte du sous-écoulement entre les kilomètres 2 et 3.

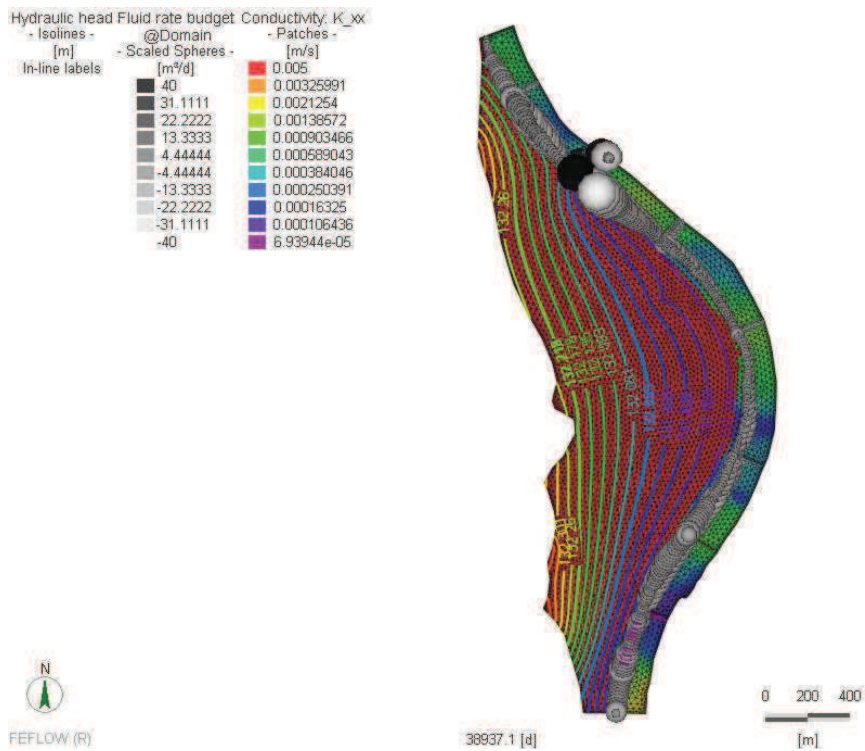


Figure 177: Résultat du modèle FEFLOW - Flux échangés entre la nappe et le cours d'eau et perméabilité variable du colmatage – On observe les échanges particulièrement importants au voisinage du radier de Limony.

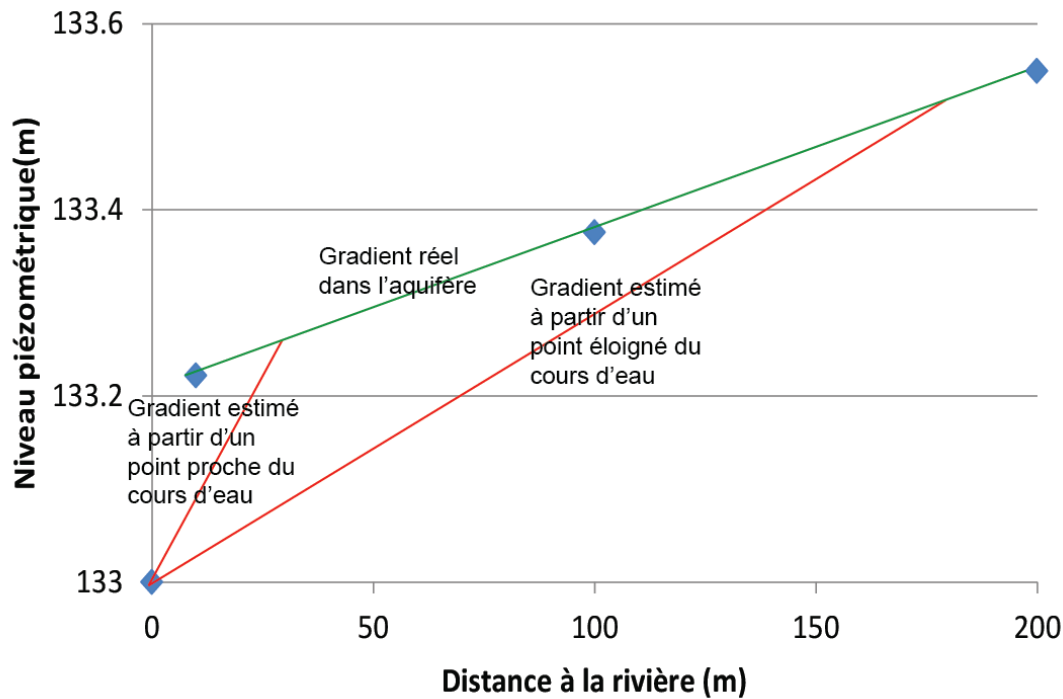


Figure 178: Estimation du gradient de la nappe en fonction de la distance à la rivière.

Modélisations théoriques de l'interaction nappe-rivière

Différentes modélisations théoriques ont été implémentées afin d'étudier les points préalablement évoqués dans l'analyse bibliographique, notamment en ce qui concerne les flux échangés entre la nappe et la rivière ainsi que les trajets particuliers en nappe.

Le modèle consiste en une coupe verticale 2D d'un aquifère rectangulaire surmonté d'une rivière de forme également rectangulaire. Il s'agit d'une coupe schématique simplifiée de la plaine alluviale du Rhône selon une section transversale, comprise entre les piézomètres P302 et P24.

Le fond de l'aquifère est fixé à la cote 117 m et son épaisseur est de 20 m. La largeur du côté Ouest du Vieux-Rhône (gauche) est de 750 m tandis que le côté Est mesure 1050 m. La rivière mesure 200 m de large. La cote de son fond est de 129 m. Le maillage est triangulaire. Les mailles mesurent de l'ordre de 2 m de côté en moyenne. Le maillage est raffiné en périphérie du cours d'eau avec des mailles de l'ordre de 0,5 m.

L'impact de différents paramètres, et de leurs variations spatiales ou temporelles, sur les échanges nappe-rivière est étudié :

- Hauteur imposée en limites latérales du modèle (côté Est ou Ouest) ;
- Hauteur imposée en rivière ;
- Perméabilités.

Les variables suivantes, caractérisant les interactions nappe-rivière, sont étudiées :

- Chemins particuliers
- Flux échangés;
- Propagation des ondes de pression (atténuation, temps de retard et corrélation).

L'évolution des niveaux de nappe est également prise en compte, dans une moindre mesure.

Evolution des chemins particuliers, des flux échangés et des niveaux de nappe lors d'un épisode de crue

La hauteur piézométrique est imposée sur les côtés Ouest (gauche) et Est (droite) du modèle : 133 m sur le côté Ouest et 130 m sur le côté Est. Ces conditions sont similaires à ce qui est observé sur la plaine alluviale du Rhône selon un axe compris entre le P24 et le P302. En rivière, une hauteur d'eau variable temporellement, de forme sinusoïdale et de périodicité annuelle, est imposée: le niveau initial de 133 m diminue jusqu'au jour 91 puis augmente jusqu'au jour 273, en passant par le niveau 133 m au jour 191, avant de redescendre à 133 m au jour 365. Le niveau d'eau est ensuite maintenu constant. L'amplitude du signal est de $\pm 3,5$ m.

La perméabilité et l'emmagasinement sont homogènes mais non nécessairement représentatifs de ce qui est observé dans la plaine alluviale du Rhône ($T=10^{-3}$ m²/s et $S=0,01$).

Il s'agit d'observer l'évolution des flux échangés, des niveaux de la nappe et des chemins particuliers lors d'un épisode de crue quelconque.

Trajets particuliers et sens des échanges

Sur les 91 premiers jours, le sens des échanges s'effectue exclusivement de la rivière vers la nappe. A partir du jour 92, dès que le niveau d'eau en rivière se remet à monter, des particules fluides issues de la rivière se propagent vers la nappe, sous la partie centrale de la rivière. La propagation de ces particules vers l'Est est, en revanche, beaucoup plus tardive. Elle commence au jour 108. Le niveau piézométrique de base à l'Est du modèle (130 m) n'est pourtant dépassé par le cours d'eau qu'au jour 133 (Figure 179 ;Figure 180).

Le temps à partir duquel les particules venant de la rivière se propagent latéralement en nappe est donc intermédiaire entre le temps à partir duquel la remontée du niveau d'eau en rivière commence et le moment où le niveau moyen de nappe, sur le côté considéré, est dépassé par la rivière.

Le fonctionnement est similaire à l'Ouest. Le maximum de niveau d'eau en rivière est observé au jour 273. A partir de cette date, l'eau de la rivière cesse de s'infiltrer en nappe à partir du fond du cours d'eau (Figure 181). L'infiltration d'eau à partir du côté Ouest continue cependant jusqu'au jour 342, jour auquel elle s'arrête, alors que le niveau d'eau de la rivière reste supérieur à 133 m. Ce phénomène s'explique, comme précédemment, par

la présence d'une colline piézométrique au sein de la nappe qui empêche l'eau issue de la rivière de se propager en nappe.

L'infiltration du côté Est ne s'arrête pas, ce qui s'explique par le fait que la diminution du niveau d'eau en rivière n'est pas assez rapide pour entraîner une inversion du sens des échanges de ce côté.

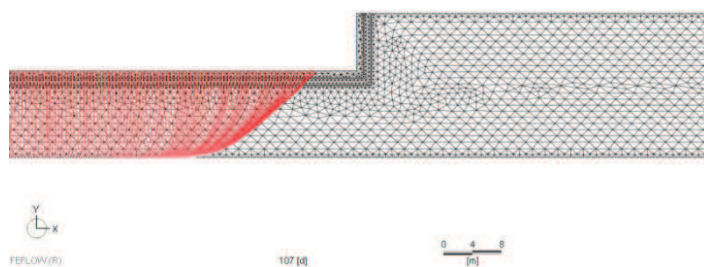


Figure 179: Lignes de courant des particules provenant de la rivière - Jour 107.

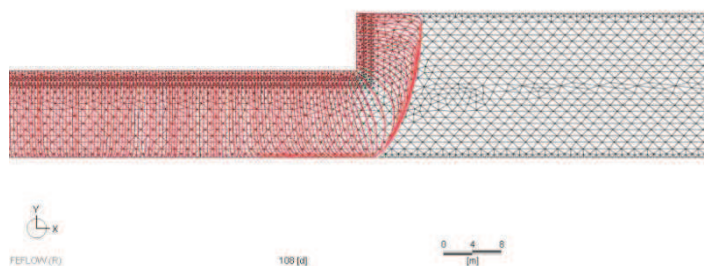


Figure 180: Lignes de courant des particules provenant de la rivière - Jour 108.

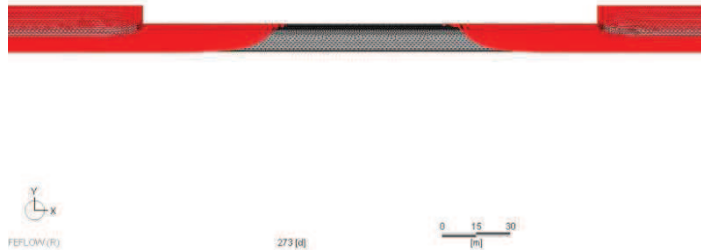


Figure 181: Lignes de courant des particules provenant de la rivière - Jour 273.

En conclusion, le moment où intervient l'inversion du sens des échanges à l'interface nappe-rivière n'est pas aisé à prévoir. Il dépend des conditions passées, car l'hydrosystème garde en mémoire les fluctuations récentes du niveau d'eau en rivière. Une étude des flux échangés, qui se base sur une analyse de cartes piézométriques interpolées, pourra donc se tromper sur ces pronostics, si les éventuels dômes piézométriques, présents au sein de la nappe, ne sont pas détectés. La zone qui est affectée en premier lieu par l'inversion du sens des échanges se situe directement sous la rivière. La propagation latérale des particules fluides n'a lieu que plus tardivement.

Niveaux de nappe

Sur le côté Ouest, la condition de hauteur imposée se situe plus proche de la rivière. Par conséquent l'atténuation de l'onde de crue en nappe y est plus importante que du côté Est, tandis que le temps de réponse de l'aquifère est plus rapide (Figure 183).

Sur la partie Est, le niveau minimum observé est similaire pour les différents points de suivi de la nappe. Ce n'est pas ce qui est observé sur la partie Ouest. Cela est dû à l'existence initiale, sur la partie Est, d'un flux dirigé de la rivière vers la nappe. L'atténuation du pic de décrue est donc masquée en partie par ce gradient de nappe (Figure 183).

Une zone de creux piézométrique se propage progressivement en nappe. Sa propagation est de plus en plus rapide (Figure 182). Il s'agit de la zone où le sens des échanges s'inverse. Cette zone n'existe pas toujours. Quand elle existe, elle se propage de plus en plus rapidement, jusqu'au moment où elle disparaît.

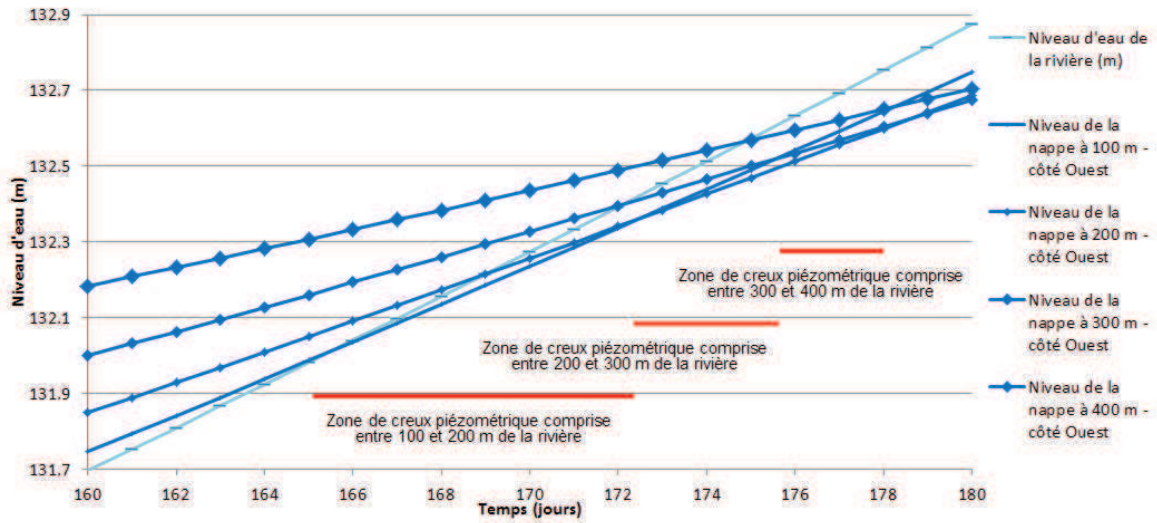


Figure 182: Propagation de la zone de creux piézométrique au cours du temps, à partir du cours d'eau – On note l'accélération de la propagation au cours du temps.

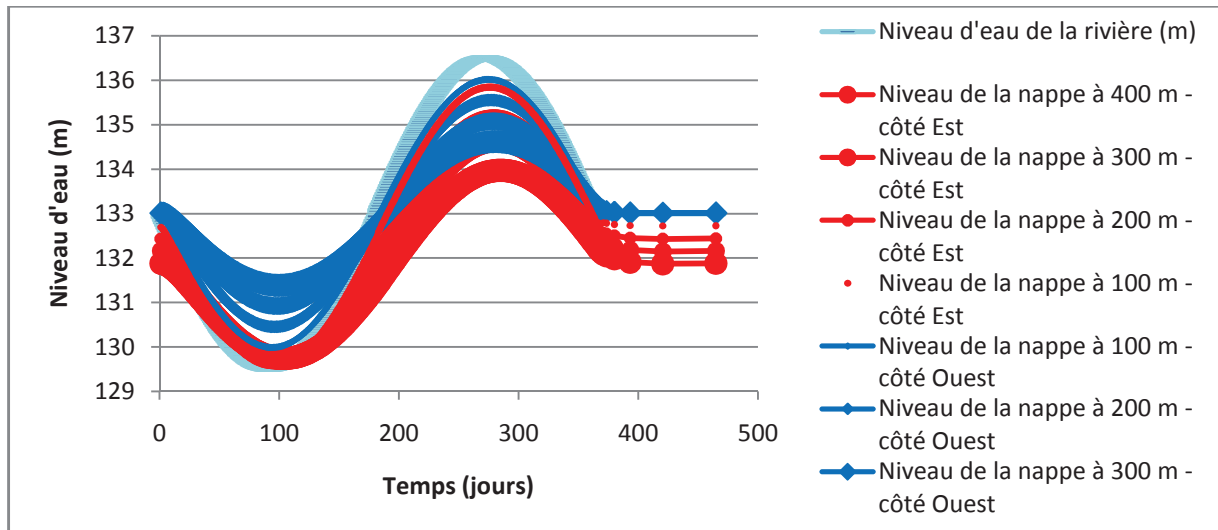


Figure 183: Cas n°1, niveau piézométrique modélisé en nappe en fonction de la distance au cours d'eau – On note que le niveau de la nappe réagit plus rapidement aux fluctuations du niveau d'eau en rivière à l'Ouest qu'à l'Est.

En conclusion, l'atténuation et la vitesse de propagation des ondes de pression en nappe sont localement modifiés lorsque le niveau piézométrique est imposé. La distance de propagation des ondes de pression en nappe diffère de la distance à laquelle une inversion du sens des échanges est constatée. Elle est inférieure à cette dernière.

Flux

Dans un premier temps, tandis que le niveau de la rivière baisse, le flux alimentant la nappe est quasiment nul (Figure 184). Puis, dès que le niveau d'eau dans la rivière recommence à monter (jour 91), le débit infiltré dans la nappe se met également à augmenter. Une première rupture de pente, de la courbe donnant le flux en

fonction du temps, est observée au voisinage du jour 117, soit environ 9 jours après que les particules fluides aient commencé à migrer vers l'Est à partir du cours d'eau. Le débit augmente dès lors quasi linéairement. Une deuxième rupture de pente est observée au jour 171, soit également 9 jours après que les particules fluides ne commencent à migrer vers l'Ouest du cours d'eau. Cela provoque à nouveau une augmentation du débit échangé. Le débit augmente par la suite toujours de manière quasiment linéaire au cours du temps. Puis, à partir de l'inflexion de pente du pic de crue qui a lieu au jour 191, une inflexion de la courbe d'augmentation du débit apparaît (la pente diminue). Le flux entrant dans le système est maximal au jour 241, c'est-à-dire avant le pic de crue de la rivière, et après l'inflexion de pente de la montée du niveau d'eau en rivière qui a eu lieu vers le jour 191. Le débit diminue ensuite progressivement et régulièrement jusqu'au jour 351, soit 9 jours après l'arrêt de la migration des particules fluides de la rivière vers l'Ouest. Une diminution brutale de la pente de la courbe est observée.

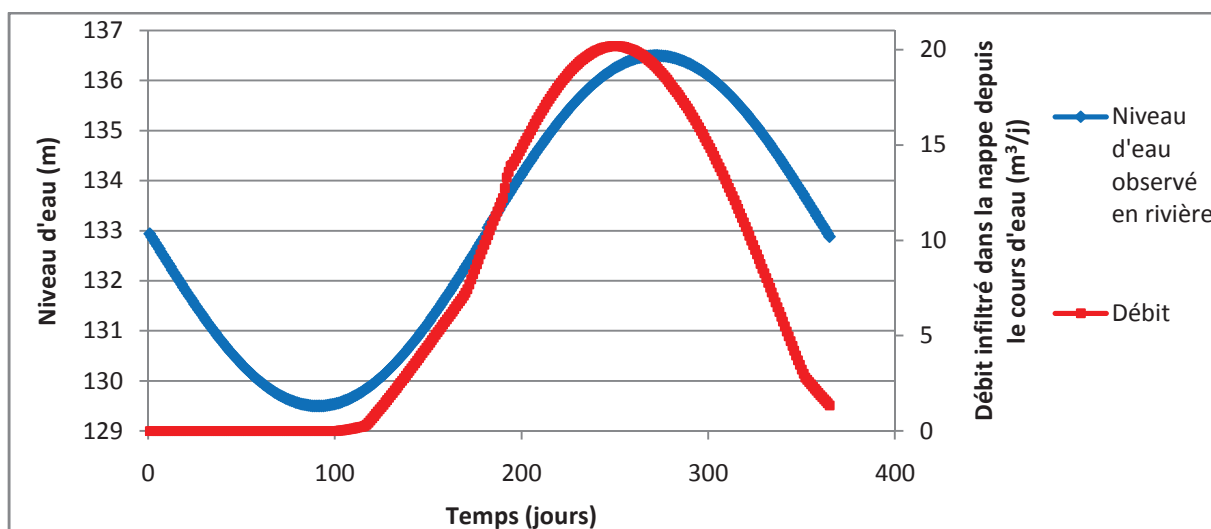


Figure 184: Débit infiltré dans la nappe, depuis le cours d'eau, en présence d'un niveau d'eau variable – On note que le flux maximal échangé précède la période d'inversion du sens des échanges.

Il peut également être noté que les échanges ont principalement lieu le long des berges (Figure 185). En régime permanent 50 % du flux s'infiltré sur seulement un peu plus de 3 % de la surface d'échange, ce qui rejoint les observations faites par Krause et al. (2007).

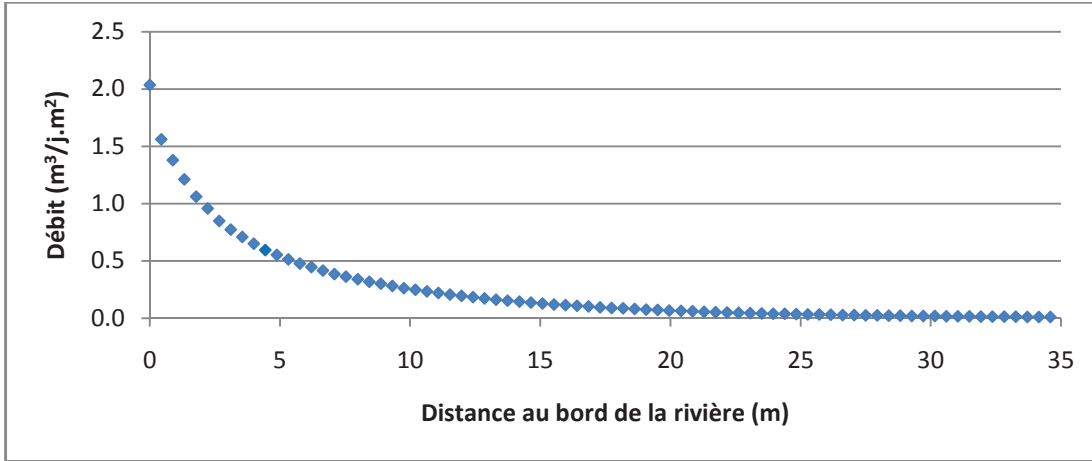


Figure 185: Débit, en provenance de l'aquifère, qui s'infiltré dans le cours d'eau, en fonction de la distance au bord de la rivière – On note la rapide diminution du débit infiltré lorsque l'on s'éloigne du bord de la rivière.

En conclusion, il existe un décalage entre le moment où le débit échangé, entre la rivière et la nappe, devient conséquent et le moment où le sens des échanges s'inverse. La période où le débit échangé est maximal précède le pic de crue. Les échanges s'effectuent principalement sur les bords du cours d'eau.

Bilan

Trois distances différentes, d'influence de la nappe sur la rivière, peuvent être définies (Figure 186). La première correspond à la distance de propagation maximale en nappe d'une particule provenant du cours d'eau. La deuxième est la distance jusqu'à laquelle une inversion du sens de parcours des particules fluides, présentes dans l'aquifère, est constatée. Enfin, la dernière correspond à la distance maximale à laquelle est ressentie l'onde de pression venant du cours d'eau. Cette dernière est théoriquement infinie, mais, dans la pratique, un seuil d'atténuation peut être défini à partir duquel l'amplitude de l'onde de pression est considérée comme négligeable.

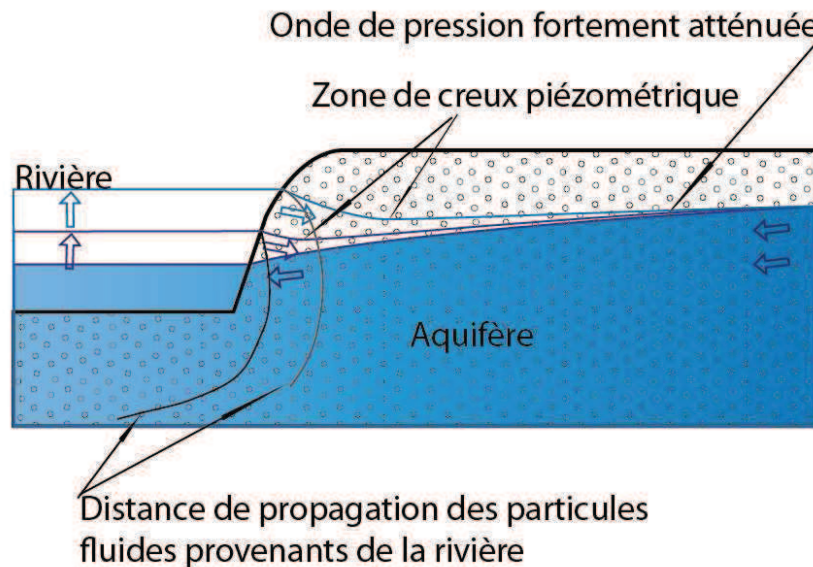


Figure 186: Représentation de la propagation de différentes influences provenant du cours d'eau.

La distance de propagation maximale des particules fluides venant du cours d'eau est de 180 m dans l'exemple traité (du côté Ouest). La zone d'inversion du sens des échanges se propage progressivement jusqu'aux bords du modèle. L'atténuation de l'onde de pression est par contre forte en limite de modèle, à cause de la condition au limite de type hauteur imposée.

Dans le cas général, lorsque la nappe alimente la rivière en moyenne, la distance de propagation des particules fluides est inférieure à la distance jusqu'à laquelle se produit l'inversion du sens des échanges, qui est, elle-même, inférieure à la distance de propagation de l'onde de pression. En situation inverse (rivière alimentant la nappe) la distance de propagation des particules fluides est supérieure à la distance de propagation de l'onde de pression, qui est, elle-même, supérieure à la distance jusqu'à laquelle se produit l'inversion du sens des échanges.

La connaissance de ces trois distances est intéressante d'un point de vue opérationnel, même si seule la distance de propagation des particules fluides est recherchée d'ordinaire.

Evolution des chemins particuliers et des flux échangés lors d'une succession d'épisodes de crue

Le modèle est le même que dans le cas précédent. Le signal de hauteur imposé en rivière diffère cependant. L'amplitude des variations reste inchangée mais la périodicité du signal varie : périodicité annuelle, mensuelle et de une et deux semaines. Une condition de type flux nul, ou flux imposé, est définie en limites du modèle, selon les cas étudiés.

Il s'agit notamment d'observer l'évolution des flux échangés et des chemins particuliers lorsque la fréquence de retour de la crue varie.

Trajets particuliers et sens des échanges

La présence d'oscillations du niveau d'eau en rivière se traduit par des chemins complexes des particules fluides en nappe. Les oscillations du niveau d'eau ne modifient pas les chemins particuliers moyens, mais un brassage de l'eau de nappe peut avoir lieu à proximité du cours d'eau (Figure 187) : les particules peuvent alors subir de multiples aller-retour.

D'une manière générale, les particules ont des trajets à peu près horizontaux au sein de l'aquifère et leurs chemins ne se redressent qu'au voisinage du cours d'eau.

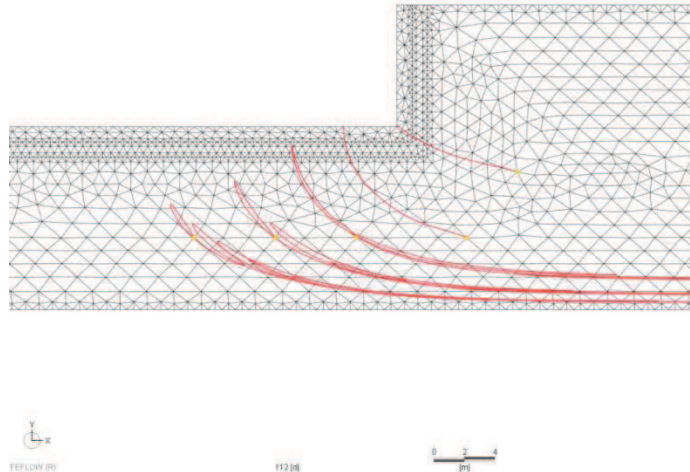


Figure 187: Chemins particuliers suivis par des particules fluides lors de leurs propagations en nappe - Cas où le niveau d'eau en rivière fluctue de manière sinusoïdale avec un niveau moyen plus élevé qu'en nappe – On note le brassage de la nappe à proximité de la rivière.

Lors de la montée des eaux de la rivière, des particules fluides s'infiltrent en nappe. Lorsque le niveau d'eau en rivière baisse, les particules ne rebrousse pas chemin immédiatement. Il existe un temps de retard. Ce temps de retard diminue lorsque la fréquence des crues en rivière augmente (Figure 188). En revanche, le rapport du temps de rebours des particules, sur le temps à partir duquel le niveau en rivière baisse, diminue lorsque la périodicité augmente (le rapport tend vers 1, tandis qu'il est supérieur à 1,5 pour les hautes fréquences). Cela est dû au fait que la vitesse moyenne de propagation des particules fluides est beaucoup plus élevée lors des épisodes de crue de hautes fréquences. Les particules sont donc, de manière relative, plus lentes à s'arrêter.

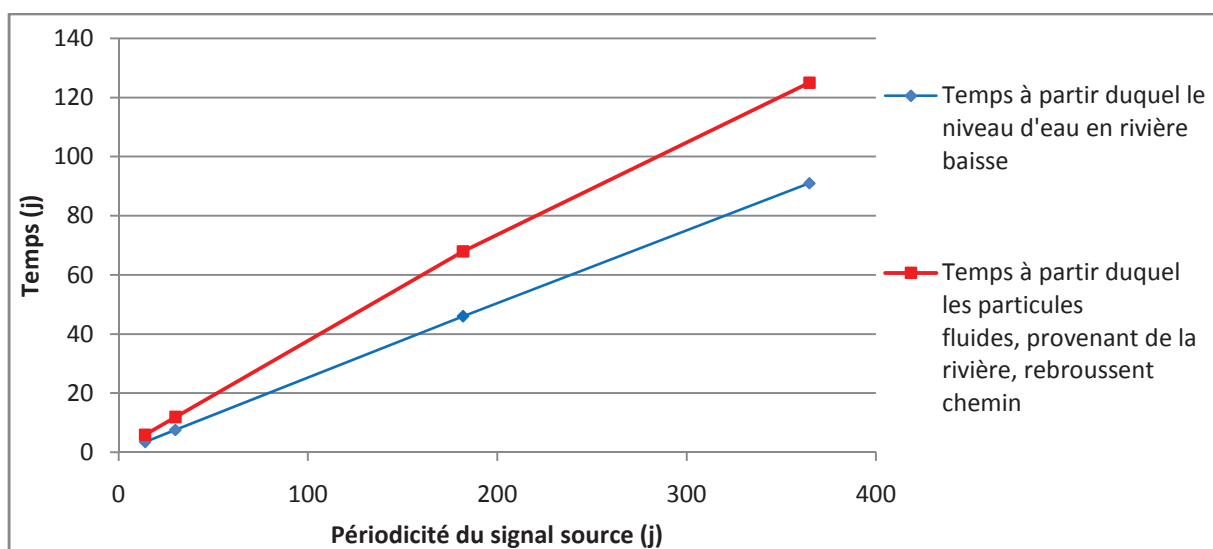


Figure 188: Temps à partir duquel le niveau d'eau baisse en rivière et temps auquel les particules fluides provenant de la rivière rebroussement chemin – On remarque que les particules rebroussement chemin après l'inversion du sens des échanges à l'interface nappe-rivière.

Lorsqu'il existe un gradient moyen non nul du niveau de nappe (apport latéral ou, au contraire, prélèvements en nappe), la propagation de l'onde de crue n'est pas affectée par ce gradient. Par contre, la propagation des particules est soit ralentie, soit accélérée par rapport au cas où le gradient moyen est nul (Figure 189).

Si la nappe alimente majoritairement la rivière, seules certaines fréquences (pour une amplitude de variation constante) permettent une propagation des particules, issues de la rivière, en nappe. Lorsque la fréquence des perturbations est trop basse, le gradient de pression de la nappe ne s'inverse pas, ou alors très peu, et la propagation des particules en nappe demeure faible, voire nulle. Il n'existe en effet alors jamais de creux piézométrique au sein de la nappe. Au contraire, lorsque la fréquence des fluctuations est trop élevée, les particules n'ont pas le temps de se propager en nappe avant que le gradient de pression ne s'inverse. Lorsque la nappe alimente majoritairement la rivière il existe donc une fréquence d'oscillation, du niveau d'eau en rivière, optimale qui permet une propagation maximale des particules fluides du cours d'eau vers la nappe.

Dans la situation inverse, où la rivière alimente majoritairement la nappe, si la fréquence de variation du niveau d'eau en rivière est trop faible, les particules fluides qui s'infiltrèrent lors de la phase de montée des eaux en rivière ne rebroussement pas chemin quand le niveau du cours d'eau redescend. Le sens des écoulements reste donc en tout temps dirigé de la rivière vers la nappe. Si, en revanche, la fréquence des oscillations de niveau d'eau en rivière est suffisamment importante (pour une même amplitude) le gradient de nappe peut, de manière temporaire et localement, s'inverser. Le temps à partir duquel les particules infiltrées rebroussement chemin, ainsi que la distance parcourue, augmentent par rapport à la situation d'un gradient moyen nul en nappe (Figure 189).

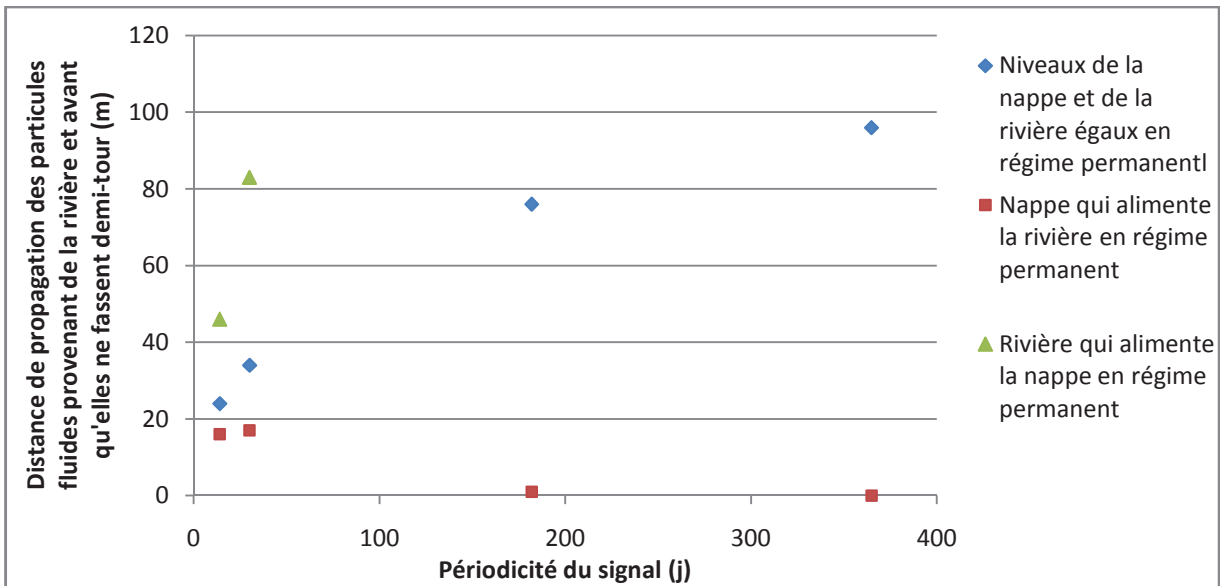


Figure 189: Distance maximale de propagation en nappe des particules fluides, issues du cours d'eau, avant qu'elles ne rebroussent chemin, et en fonction de la fréquence des oscillations du niveau d'eau en rivière – On remarque que la relation n'est pas toujours monotone.

Conséquemment, il est possible d'étudier la relation entre la distance maximale de propagation des particules fluides en nappe, avant qu'elles ne rebroussent chemin et la distance d'atténuation de l'onde de crue en nappe (Figure 190). En fonction du gradient moyen de la nappe, et de la fréquence des oscillations de niveau d'eau en rivière, la distance de propagation maximale des particules fluides en nappe varie. La fréquence des oscillations du niveau d'eau en rivière, qui rend maximale la distance de propagation en nappe des particules fluides, augmente avec le gradient de nappe. Ce résultat a été obtenu en faisant varier la fréquence des oscillations. Il est similaire à celui qui avait été obtenu en considérant la perméabilité du milieu comme variable.

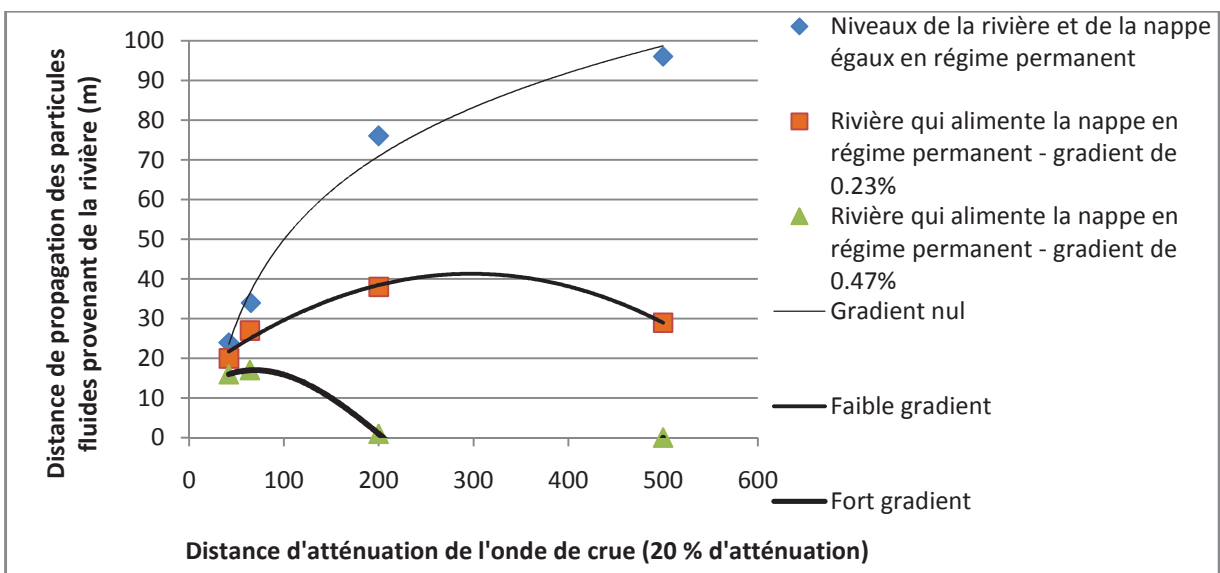


Figure 190: Distance maximale de propagation en nappe des particules fluides, issues du cours d'eau, avant qu'elles ne rebroussent chemin, et en fonction de la distance d'atténuation de l'onde de crue – Il existe un optimum.

Niveaux de nappe

Le niveau maximum observé en nappe ne varie pas nécessairement de manière monotone, en fonction de la distance au cours d'eau. Ainsi, si une recharge en limite du modèle est imposée ($1 \text{ m}^3/\text{j}$, soit un niveau moyen de 139 m) le niveau maximum atteint lors du pic de crue tend, dans un premier temps, à diminuer avec la distance à la rivière avant d'augmenter à nouveau avec la distance à celle-ci (Figure 191). La distance du creux piézométrique à la rivière, qui peut être dessinée en considérant les niveaux piézométriques maximums, majore la distance de propagation des particules fluides, issues du cours d'eau, en nappe.

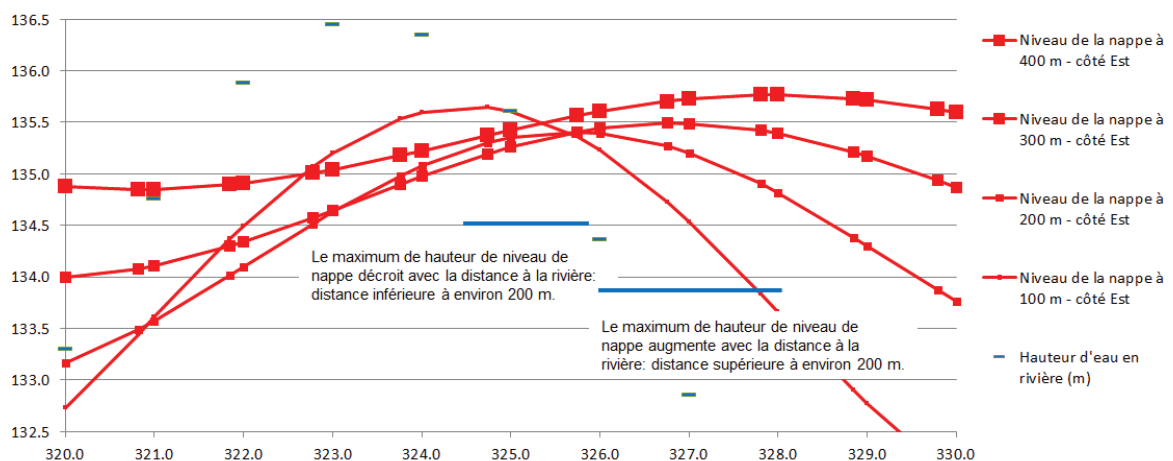


Figure 191: Niveau piézométrique observé en nappe, au cours du temps, et en fonction de la distance au cours d'eau – Si l'on calcule le niveau piézométrique maximum en tous points de la nappe, on observe que ce niveau piézométrique maximum forme un creux dans la nappe.

Les fluctuations peuvent se propager à des points de la nappe où le niveau d'eau reste en tout temps supérieur, ou inférieur, au niveau d'eau dans la rivière. En revanche, l'atténuation et le temps de retard ne dépendent pas du niveau moyen de la nappe.

Le déphasage peut également être complet entre les fluctuations de nappe et celles observées en rivière.

Flux

Lorsque la fréquence des oscillations du niveau d'eau en rivière augmente (et que l'amplitude des variations reste inchangée), le pic de débit échangé passe de $20 \text{ m}^3/\text{j}$ à, respectivement, $70 \text{ m}^3/\text{j}$ et $120 \text{ m}^3/\text{j}$ (Figure 192).

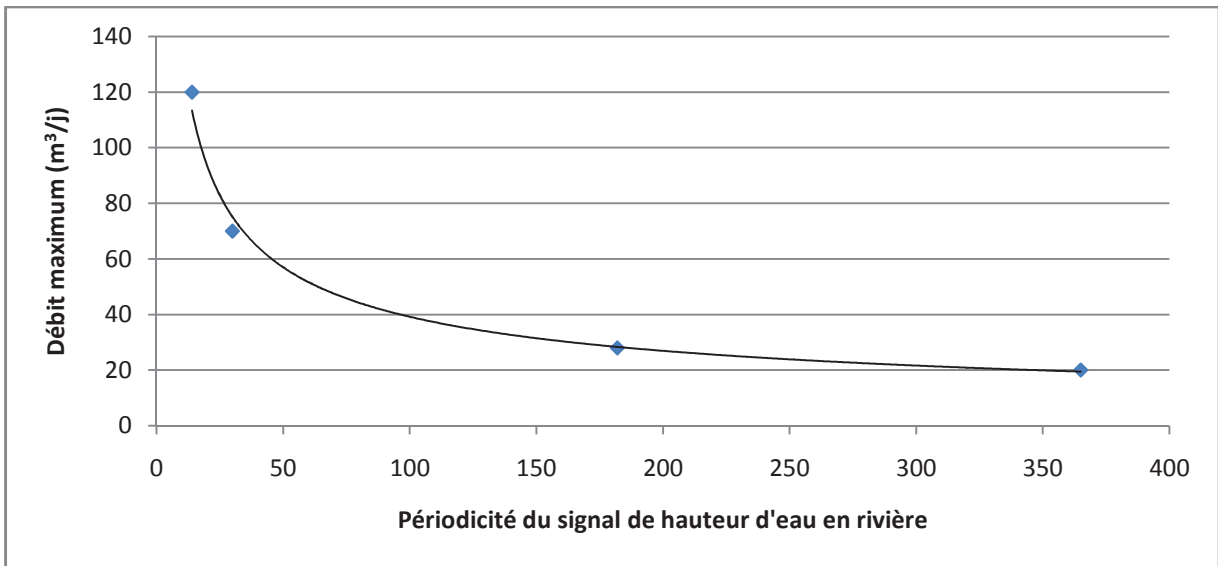


Figure 192: Débit maximum infiltré depuis le cours d'eau vers la nappe en fonction de la fréquence des oscillations du niveau d'eau en rivière – Niveaux moyens égaux en nappe et en rivière – On note l'augmentation du débit maximal échangé en fonction de la fréquence.

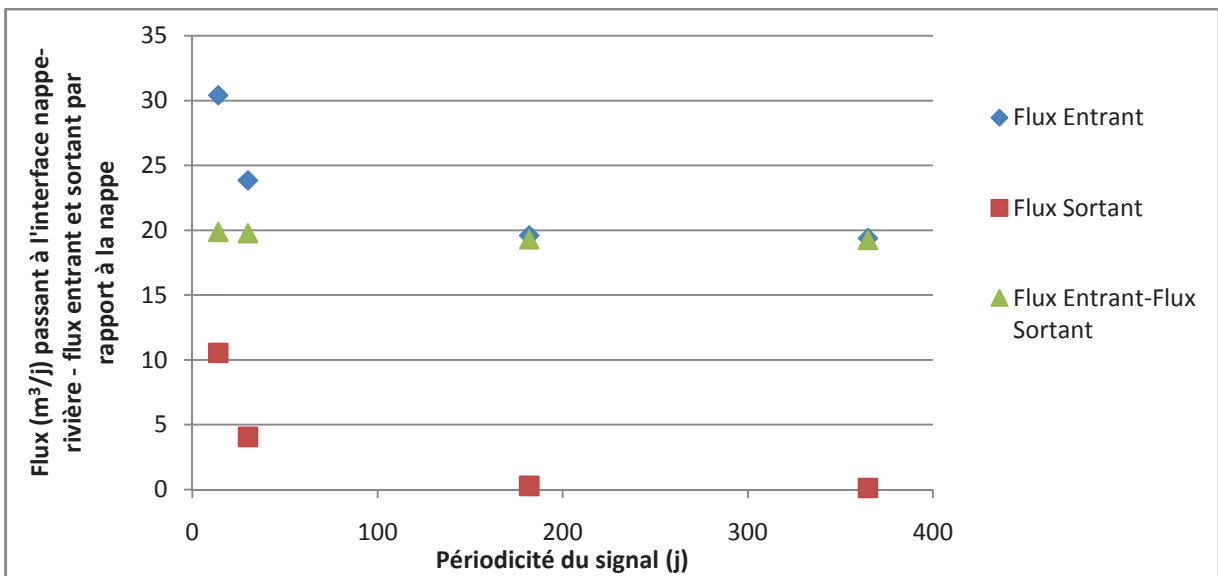


Figure 193: Flux journalier moyen passant à l'interface nappe-rivière en fonction de la fréquence des fluctuations de niveau d'eau en rivière – Niveau moyen de la rivière supérieur à celui de la nappe.

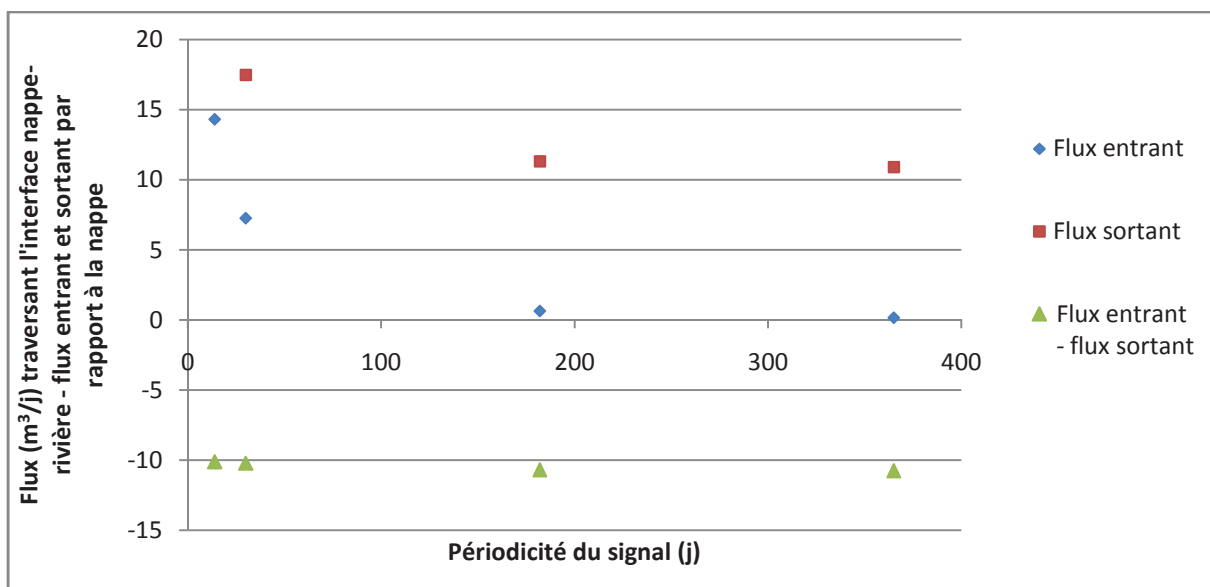


Figure 194: Flux journalier moyen traversant l'interface nappe-rivière en fonction de la fréquence des fluctuations de niveau d'eau en rivière – Niveau moyen de la rivière inférieur à celui de la nappe.

Quel que soit le sens moyen des échanges, les flux entrants et sortants de la nappe augmentent lorsque la fréquence des oscillations de niveau de rivière augmente.

Dans la situation où la rivière alimente majoritairement la nappe, et quand la fréquence des oscillations augmente, le flux global entrant dans la nappe augmente légèrement (Figure 193). A l'inverse, si la rivière est alimentée majoritairement par la nappe, le flux global qui sort de la nappe a tendance à diminuer (Figure 194).

En conclusion, pour un même niveau moyen de la nappe et de la rivière, les débits instantanés maximum échangés entre ces deux entités croissent, non linéairement, en fonction de la fréquence des oscillations du niveau du cours d'eau.

Bilan

Il existe un temps de retard entre le moment à partir duquel le niveau d'eau en rivière se met à baisser et le temps à partir duquel les particules fluides issues du cours d'eau, et infiltrées en nappe, font demi-tour.

En fonction de la fréquence des perturbations du niveau d'eau en rivière, la distance de propagation en nappe des particules fluides provenant de la rivière varie. Lorsqu'en moyenne la nappe alimente la rivière, il existe une fréquence qui rend maximale la propagation des particules.

Enfin, le volume d'apport global de la rivière à la nappe est une fonction croissante de la fréquence des oscillations du cours d'eau.

En fonction des caractéristiques du milieu, et en réponse à des exigences opérationnelles (présence de prélèvements à proximité du cours d'eau par exemple), il serait donc possible de déterminer les fréquences de fluctuation qui empêchent les particules fluides issues du cours d'eau de se propager trop fortement en nappe.

Lexique

Barrière hydraulique : se dit d'un objet (puits, rivière, dôme piézométrique,...) qui empêche les écoulements d'eau souterraine depuis l'un de ses côtés vers le côté opposé.

Casier girardon : désigne une zone du lit mineur délimité par des digues.

Coefficients de saturation : coefficients de corrélation entre les composantes principales et les variables étudiées.

Fréquence : il s'agit du nombre de fois qu'un phénomène périodique se reproduit par unité de temps.

Hydrosystème : système constitué par la nappe phréatique et les milieux aquatiques superficiels associés, sur un secteur délimité.

Masse d'eau : il s'agit d'un volume d'eau (tronçon de cours d'eau, aquifère,...) qui possède une taille suffisante pour permettre le fonctionnement des processus biologiques et géochimiques dont elle est le siège, et qui possède un état homogène vis-à-vis de ces critères.

Milieu dispersif : se dit d'un milieu dans lequel la célérité des ondes dépend du contenu fréquentiel de ces dernières. Tous les milieux le sont, mis à part le vide, mais leurs degrés de dispersivité varie.

Point Kilométrique : désigne les bornes kilométriques, implantées le long du fleuve, donnant la distance à la confluence avec la Saône obtenue en suivant le linéaire du fleuve.

Polyligne : il s'agit d'une figure géométrique formée d'une succession de segments joints bouts à bouts.

Période : dans le cadre de la thèse ce terme désigne un espace de temps. Ce terme n'est pas utilisé pour désigner l'inverse de la fréquence.

Périodicité : désigne l'inverse de la fréquence.

Sous-écoulement : désigne l'écoulement de l'eau souterraine depuis un côté d'un cours d'eau vers l'autre côté et sans passer par le cours d'eau.

TIN (Triangular Irregular Network) : réseau triangulaire irrégulier, il s'agit d'une représentation vectorielle d'une surface – cette représentation s'effectue au travers de points et de lignes distribués irrégulièrement dans l'espace.

NNT : 2014 EMSE 0734

Eric LALOT

PIEZOMETRIC HEAD SIGNALS ANALYSIS AND MODELLING FOR
CHARACTERISATION AND QUANTITATIVE ASSESSMENT OF WATER
EXCHANGE BETWEEN ALLUVIAL AQUIFERS AND RIVERS –
APPLICATION TO THE RHÔNE

Speciality : Science and Environmental Engineering

Keywords : River-groundwater interaction, Signal analysis, Numerical modelling, Rhône river, Péage-de-Roussillon

Abstract :

For better water management, the Water Framework Directive requires to take into account the relationships between surface water and groundwater bodies.

In this frame, the exchanges dynamic between surface water and groundwater is studied, for a Rhône alluvial aquifer. Two sets of tools are employed: a time series analysis of groundwater and rivers levels, using signal processing techniques, and numerical flow models, deterministic and physically based. These techniques are implemented on an area (Péage-de-Roussillon) with high socio-economic stakes regarding water resources. The complementarities among the results are analysed.

A principal component analysis, based on piezometric head signals, showed that the fluctuations of the Rhône water level explain most of the groundwater variations. Correlative and spectral analysis were used to characterise the relationship between the Rhône and the groundwater level. Specific behaviours of the hydrosystem were identified: clogging of river beds, transversal flows below river beds,... These behaviours were then studied, in details, using a hydrodynamic model of the aquifer, which incorporates a surface runoff calculation module. The model also allows quantifying the exchange rates between rivers and groundwater.

NNT : 2014 EMSE 0734

Eric LALOT

ANALYSE DES SIGNAUX PIEZOMETRIQUES ET MODELISATION
POUR L'EVALUATION QUANTITATIVE ET LA CARACTERISATION
DES ECHANGES HYDRAULIQUES ENTRE AQUIFERES ALLUVIAUX
ET RIVIERES - APPLICATION AU RHÔNE

Spécialité: Science et Génie de l'Environnement

Mots clefs : Interactions nappe-rivière, Traitement du signal, Modélisation, Fleuve Rhône, Péage-de-Roussillon

Résumé :

Pour une meilleure gestion de l'eau, la Directive Cadre sur l'Eau requiert la prise en compte des relations entre les masses d'eau superficielles et souterraines.

Dans ce cadre, la dynamique des échanges entre eaux de surface et eaux souterraines est étudiée, pour un aquifère alluvial du Rhône. Deux approches sont utilisées: une analyse des séries temporelles de niveaux de nappes et de rivières, à l'aide de techniques de traitement du signal, et des modèles d'écoulements numériques, déterministes, à base physique. Ces techniques sont mises en œuvre sur un secteur (Péage-de-Roussillon) à forts enjeux socio-économiques pour l'usage de la ressource en eau. Les résultats sont analysés du point de vue de leurs complémentarités.

Une analyse en composantes principales, à partir des signaux piézométriques, a montré que les fluctuations de niveaux du Rhône expliquent la majeure partie des variations de niveau de la nappe. Les analyses corrélatoires et spectrales, ont permis de caractériser la relation existant entre les niveaux du Rhône et de la nappe. Des comportements particuliers de l'hydrosystème ont été identifiés : colmatage du fond des cours d'eau, écoulements transverses aux cours d'eau,.... Ces comportements ont ensuite pu être étudiés, plus en détail, à l'aide d'un modèle hydrodynamique de la nappe qui intègre un module de calcul des écoulements surfaciques. Le modèle permet également de quantifier les flux échangés entre la nappe et le cours d'eau.