



HAL
open science

Diagnostic et quantification des flux nappe - rivière : modélisations hydrodynamique et géochimique du bassin versant de l'Yvette amont (France)

Karine Lefebvre

► To cite this version:

Karine Lefebvre. Diagnostic et quantification des flux nappe - rivière : modélisations hydrodynamique et géochimique du bassin versant de l'Yvette amont (France). Sciences de la Terre. Université Paris Saclay (COmUE); Université du Québec à Montréal, 2015. Français. NNT : 2015SACLS152 . tel-01287173

HAL Id: tel-01287173

<https://theses.hal.science/tel-01287173>

Submitted on 11 Mar 2016

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 : 2015SACLS152



**THÈSE DE DOCTORAT
DE
L'UNIVERSITÉ PARIS SACLAY**
Préparée au sein de l'Université Paris Sud

ÉCOLE DOCTORALE 579 :
Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences - SMEMAG
Laboratoire : Géoscience Paris Sud (GEOPS)

Spécialité de doctorat :
Terre solide : géodynamique des enveloppes supérieures, paléobiosphère

**ET DE
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC à MONTRÉAL**
Laboratoire : GEOTOP

**DIAGNOSTIC ET QUANTIFICATION DES FLUX NAPPE – RIVIÈRE :
MODÉLISATIONS HYDRODYNAMIQUE ET GÉOCHIMIQUE DU
BASSIN VERSANT DE L'YVETTE AMONT (FRANCE)**

par

Karine Lefebvre

Comme exigence partielle à l'obtention conjointe du doctorat en Terre solide
et du doctorat en Sciences de la Terre et de l'atmosphère

Thèse présentée et soutenue à Orsay, le 10 décembre 2015

Composition du Jury :

M. Barbecot, Florent	Professeur, Université du Québec à Montréal	Directeur
Mme Gibert-Brunet, Élisabeth	Directeur de recherche CNRS - Université Paris Sud	Directrice
M. Oudin, Ludovic	Maître de Conférence HDR, Université Pierre et Marie Curie	Rapporteur
M. Pili, Éric	Expert Sénior, CEA, DAM Ile de France	Rapporteur
M. Zeyen, Hermann	Professeur, Université Paris Sud	Président du jury
M. Pinti, Daniele	Professeur, Université du Québec à Montréal	Examineur

*À mon papi,
Où que tu sois, puisses-tu être fier de moi...*

Table des matières

Liste des figures.....	viii
Liste des tableaux	xiii
Remerciements	xiv
Résumé.....	xix
Abstract.....	xxi
Introduction générale	1
1 Contexte de l'étude	7
1.1 État de l'art.....	9
1.1.1 Hydrologie des bassins versants de petite taille.....	9
1.1.2 Études des relations nappe – rivière sur les petits bassins versants	14
1.1.3 Fonctionnement et intérêt écologique des zones humides en tête de bassin versant.....	18
1.1.4 Qualité des masses d'eau – du cycle des éléments aux aspects réglementaires.....	23
1.1.5 Outils géochimiques et isotopiques utilisables dans ce type de contexte	31
1.2 Site d'étude.....	39
1.2.1 Contexte géographique et historique.....	39
1.2.2 Contexte hydrologique, géologique et climatique.....	43
1.2.3 Les zones humides	51
1.2.4 Gestion du bassin et qualité des eaux.....	52
1.2.5 Instrumentation de terrain.....	56
2 Dynamique du bassin versant – approche hydrologique.....	63
2.1 Analyse des paramètres hydrologiques du bassin.....	66
2.1.1 Climatologie et sources d'eau (Pluie, Nappe, STEP).....	66
2.1.2 Chroniques temporelles de débit des cours d'eau	70
2.2 Schémas conceptuels du bassin versant	85
2.2.1 Schéma 1 – concept simple.....	85
2.2.2 Schéma 2 – différence entre bassin topographique et bassin hydrogéologique	86
2.2.3 Schéma 3 – alimentation continue de l'aquifère par les réservoirs de plateaux	88
2.3 Modélisation du signal hydrologique du bassin.....	90
2.3.1 Présentation du modèle	90
2.3.2 Qualité des simulations et test de sensibilité du modèle.....	96

2.3.3	Variations spatio-temporelles des bilans hydrologiques sur le bassin versant de l'Yvette amont.....	102
2.3.4	Bilan du rôle de la géomorphologie et de l'occupation des sols sur les dynamiques hydrologiques des sous-bassins	107
2.4	Synthèse	110
3	Décharge de la nappe en rivière à petite échelle – approche géochimique	113
3.1	Déconvolution du signal de la nappe dans le Rhodon.....	116
3.1.1	Introduction	117
3.1.2	Study site	119
3.1.3	Material and methods	123
3.1.4	Results	128
3.1.5	Discussion.....	132
3.1.6	Conclusion.....	136
3.2	Les zones humides	138
3.2.1	Caractéristiques des sites étudiés	138
3.2.2	Caractérisation des masses d'eau dans le fond de vallée – Origine de l'eau dans la nappe et la rivière.....	142
3.2.3	Évolution de la chimie de la nappe au sein des zones humides	152
3.2.4	Comparaison entre les flux latéraux au sein des zones humides (<i>i.e.</i> sub-surface et ruissellement) et les flux d'eau souterraine directs	156
3.3	Synthèse	158
4	Évolution spatio-temporelle du faciès géochimique des rivières – combinaison des approches hydrologique et géochimique	159
4.1	Variations spatio-temporelles de la chimie des rivières à l'échelle du réseau de suivi du PNR	161
4.1.1	Réseau de stations utilisées pour le suivi.....	161
4.1.2	Profils temporels des paramètres physico-chimiques.....	162
4.2	Caractérisation spatio-temporelle de la chimie des rivières étendue à l'échelle du bassin versant de l'Yvette amont.....	167
4.2.1	Conditions climatiques et hydrologiques des campagnes de terrain	167
4.2.2	Géochimie des pôles sources d'eau.....	170
4.2.3	Géochimie des eaux de rivière.....	171
4.3	Origine de la variabilité spatiale de la chimie des eaux	179
4.3.1	État des lieux sur la campagne d'été 2014.....	179
4.3.2	Origine de la stratification de la nappe.....	187

4.3.3 Impact des zones humides et de l'occupation des sols sur les variations spatiales de la chimie des rivières	189
4.4 Synthèse	193
Conclusion générale et perspectives	195
Lexique – liste des abréviations.....	205
Bibliographie.....	206
Annexes.....	225
Publications	277

Liste des figures

Figure 1-1 : Cycle de l'eau terrestre vue en coupe (https://www.redmond.gov/Environment/GroundwaterWellheadProtection).....	10
Figure 1-2 : Hydrogramme de rivière lors d'un évènement pluvieux (modifié à partir de Leopold et Dunne, 1978).....	11
Figure 1-3 : Impact de l'urbanisation sur la dynamique des crues (Fédération canadienne des municipalités et Conseil national de recherches Canada, 2003).....	12
Figure 1-4 : Tronçon de rivière alimenté par différents types de flux d'eau souterraine dus aux ZH (wetlands) développées sur les zones riveraines : d'une part les « interflows » correspondant aux apports latéraux d'eau de nappe en rivière soit par ruissellement issu des lignes de sources (1) soit par flux diffus (2), et d'autre part les flux souterrains directs (3).....	15
Figure 1-5 : Interactions entre les réservoirs d'eau (atmosphère, nappe et rivière) et les principaux types de zones humides rencontrées dans les têtes de bassin	22
Figure 1-6 : Cycle du carbone (modifié à partir de http://www.unifa.fr/).....	25
Figure 1-7 : Cycle biogéochimique simplifié de l'azote, impacté par les activités anthropiques (Billen <i>et al.</i> , 2013).....	26
Figure 1-8 : Cycle du phosphore (Gangbazo et Babin, 2000).....	27
Figure 1-9 : Processus de transport et de transformation des pesticides dans le sol (Barriuso <i>et al.</i> , 1996).....	29
Figure 1-10 : Seconde étape de l'évaluation de l'état écologique des milieux aquatiques (MEDDE, Évaluation de l'état des eaux douces de surface de métropole, 2009 (et révisé en 2012))	31
Figure 1-11 : Proportions relatives des espèces de carbone inorganique dissoutes en fonction du pH de l'eau (Schulte <i>et al.</i> , 2011)	35
Figure 1-12 : Processus naturels pouvant influencer les compositions isotopiques en deutérium et en oxygène-18 des eaux souterraines (Etcheverry, 2002 modifié de Gascoyne et Kotzer 1995)	37
Figure 1-13 : Synthèse des variations des signatures isotopiques en carbone dans les composés naturels. Chaque matériel considéré a sa gamme de variation correspondante.....	38
Figure 1-14 : Évolution des rapports isotopiques des espèces carbonées en fonction des différents types d'interaction (Schulte <i>et al.</i> , 2011).....	38
Figure 1-15 : Localisation du site d'étude sur la carte de la France et occupation des sols du bassin de l'Yvette amont (Corinne Land Cover, 2006).....	40
Figure 1-16 : Localisation du bassin versant de l'Yvette amont sur le territoire du Parc naturel régional de la Haute Vallée de Chevreuse	43
Figure 1-17 : Réseau hydrographique du bassin versant de l'Yvette amont avec plans d'eau et noms des étangs principaux.....	44
Figure 1-18 : Extrait de la carte géologique de Rambouillet au 1/50 000 (BRGM, 1975) et tracé de la coupe géologique présentée en Figure 1-19	45
Figure 1-19 : Coupe schématique NE-SW type du bassin versant de l'Yvette amont, centrée sur le sous-bassin du Rhodon.....	46
Figure 1-20 : Carte piézométrique de la nappe des sables de Fontainebleau et écoulements régionaux présumés, modifiée à partir de Rampon 1965 (Corcho Alvarado <i>et al.</i> , 2007).....	47

Figure 1-21 : Données mensuelles de précipitation, température moyenne et ETP, et moyennes annuelles sur la période 1991-2014 (données de la Station météo France de Trappes).....	50
Figure 1-22 : Carte de répartition des zones humides sur le bassin versant (créée à partir des recensements réalisés par l'IAU-IDF et le PNR HVC en 2008)	51
Figure 1-23 : Localisation des stations d'épuration au sein du bassin versant de l'Yvette amont avec leurs capacités respectives en équivalent habitant	54
Figure 1-24 : Localisation des stations de mesures des différents suivis qualitatifs effectués sur le bassin de l'Yvette amont (PNRHVC, 2012)	56
Figure 1-25 : Emplacements des stations hydrométriques sur le bassin versant de l'Yvette amont.....	57
Figure 1-26 : Stations de mesures et de prélèvement des cartographies en période d'étiage et en période de hautes eaux	59
Figure 1-27 : Schéma type d'instrumentation des fonds de vallée avec les instruments de prélèvement d'eau (i) en amont des milieux humides, (ii) dans la partie aval des zones humides et (iii) dans le lit de la rivière.	60
Figure 2-1 : Bilan annuel des mesures de précipitations et d'ETP, calculées par la formule de Penman-Monteith, réalisées à la station Météo France de Trappes (réalisé à partir des moyennes mensuelles entre 2001 et 2014).	67
Figure 2-2 : Distinction entre le réseau hydrographique théoriquement alimenté en continu par la nappe des sables de Fontainebleau (en bleu) et le réseau alimenté par des sources externes (en rouge) ; Position des forages encore en activité sur le bassin versant	68
Figure 2-3 : Chroniques de débit des trois plus grosses STEP (> 8000 EH) du bassin versant depuis janvier 2010.....	70
Figure 2-4 : Découpage des aires d'alimentation de chaque station hydrométrique et de leur occupation des sols associée	71
Figure 2-5 : Représentation des percentiles 5, 25, 50, 75, 95 et de la moyenne des débits des cours d'eau sur les onze stations issus du traitement statistique des chroniques	74
Figure 2-6 : Relation entre le débit moyen des cours d'eau et la surface de leur bassin d'alimentation. Les barres d'erreur verticales correspondent au pourcentage moyen d'erreur sur les mesures (soit 10 %). Les barres d'erreur horizontales correspondent à l'erreur estimée sur les calculs d'aires liées aux incertitudes des limites de bassins sur les plateaux (en moyenne 2 %).	75
Figure 2-7 : Hydrogrammes de crue des rivières du bassin de l'Yvette amont suite à un orage estival le 20 juillet 2014.....	77
Figure 2-8 : Indices d'écoulement de base (IEB) obtenus par le filtre de Lyne et Hollick (1979) pour la période 2013-2014.	80
Figure 2-9 : Évolution temporelle de l'IEB annuel calculé sur la station de Villebon-sur-Yvette (12) (a) et relation entre l'IEB annuel calculé et les précipitations annuelles (b). Les figurés bleus correspondent aux années humides et les figurés rouges aux années sèches.	81
Figure 2-10 : Représentation des variables (a) et des stations (b) en fonction des dimensions 1 et 2 issues de l'ACP. Variabilité des paramètres représentée par ces deux dimensions à 73 % (détail des dimensions en Annexe 8)	84
Figure 2-11 : Schéma conceptuel du fonctionnement du bassin n°1 où bassin topographique et bassin hydrogéologique sont confondus. La nappe alimentée sur l'ensemble du bassin soutient les rivières mais aussi les zones humides de fond de vallée et les lignes de sources au niveau des ruptures de pente.....	86

Figure 2-12 : Comparaison entre les limites topographiques des sous-bassins de l'Yvette amont et certaines directions d'écoulements souterrains interbassins	87
Figure 2-13 : Schéma conceptuel du fonctionnement du bassin n°2 : contrairement au schéma n°1 délimité par l'encadré noir, celui-ci prend en compte des flux souterrains plus profonds qui transite d'un sous-bassin versant à l'autre.....	88
Figure 2-14 : Schéma conceptuel du fonctionnement du bassin n°3 : ce schéma prend en compte un stockage de l'eau au niveau des plateaux qui constituent une source pérenne d'alimentation pour la nappe des sables de Fontainebleau, même en période sèche.....	89
Figure 2-15 : Schéma de la structure du modèle MOHYSE appliqué au bassin versant de l'Yvette amont	91
Figure 2-16 : Exemple de décalage entre débit mesuré et débit modélisé sur la station n°12 de l'Yvette à Villebon-sur-Yvette.....	99
Figure 2-17 : Test de sensibilité du modèle effectué sur le bassin versant de l'Yvette amont : variations du débit de base (à gauche) et de l'IEB (à droite) obtenus en sortie de modèle pour l'année 2013 en fonction de la variation des paramètres.....	101
Figure 2-18 : Relation entre les IEB obtenus par la méthode du filtre numérique et les IEB obtenus avec MOHYSE pour les années 2013 et 2014	102
Figure 2-19 : Représentation des variabilités temporelles des composantes des bilans hydrologiques sous forme d'écart à la moyenne des 14 années de simulation : recharge RI (a), écoulement lent (b), écoulement retardé (c), débit de base (d), ruissellement (e), IEB (f). La ligne en pointillé gris correspond aux variations des précipitations totales annuelles.	104
Figure 2-20 : Représentation des variables (a) et des stations (b) en fonction des dimensions 1 et 2. Variabilité des paramètres retrouvée dans cette représentation à 69 %.	109
Figure 3-1 : Catchment of the Rhodon stream with (a) land use, and (b) wetland coverage represented; the dashed line corresponds to the cross section seen in Figure 3-2.....	120
Figure 3-2 : Cross section of the Rhodon catchment with its hydrogeological context from the geological map 1/50000 of Rambouillet (BRGM, 1975).....	121
Figure 3-3 : Rhodon stream hydrograph at the Saint-Rémy-les-Chevreuse outlet: (a) precipitation from December 2012 to March 2015, and (b) precipitation and discharge during the field work between August and September 2014.....	123
Figure 3-4 : Sampling stations along the Rhodon stream.....	124
Figure 3-5 : Isotopic compositions of stream water and wetlands water. Error bars correspond to the analytical uncertainty at 1σ . The purple line corresponds to the evaporation trend of the wetland samples. The global meteoric line (black line) is defined by Craig's equation (Craig, 1957), whereas the local meteoric line (dashed black line) has been obtained from 12 years of fortnightly data collect at the GEOPS laboratory (Barbecot F., pers. Comm).	126
Figure 3-6 : Longitudinal profiles of (a) stream flow (grey diamonds) and ^{222}Rn activity in the stream (blue triangles), and (b) the electrical conductivity (purple circles) and the pH (red squares) of stream water. Grey boxes correspond to the most substantial groundwater contribution areas.	129
Figure 3-7 : Measured and simulated ^{222}Rn activities along the stream (a), and measured flow rates, with modeled direct groundwater contribution (baseflow) to the river and interflow (b). Error bars represent 1σ error from the analytical and field methods.....	132

Figure 3-8 : Sensitivity analysis of the model: (a) evolution of the χ^2 with respect to the variation of c_{DGI} , c_{IF} and q_{DGI} , and (b) evolution of the proportion of the direct groundwater contribution in the optimized simulations with varied c_{DGI} and c_{IF}	133
Figure 3-9 : Measured nitrate (blue circles) and phosphate (orange diamonds) concentrations in the stream as a function of the distance of the spring (<i>i.e.</i> of the WWTP).	136
Figure 3-10 : Localisation des transects instrumentés sur le bassin du Rhodon.....	139
Figure 3-11 : Logs des milieux humides en rive gauche du Rhodon au niveau des transects (a) 3, (b) 5, (c) 7 et (d) 9.....	139
Figure 3-12 : Coupe schématique des deux types d'instrumentation des transects avec zone humide sur la rive gauche du Rhodon. Piézo amont et Bougie poreuse ont été implantés sur tous les transects, Piézo aval sur les transects 5 et 9 uniquement et Drain sur les transects 3 à 9.....	140
Figure 3-13 : Relations entre CE et pH (a) et entre Température et pH (b) pour les différents types d'eau. Les barres d'erreur représentent les incertitudes sur les mesures, soit $10 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour la CE, 0.05 pour le pH et 0.1°C pour la température.....	143
Figure 3-14 : Signatures chimiques des eaux de nappe du fond de vallée du Rhodon prélevées (a) en mai 2014 et (b) en septembre 2014.....	144
Figure 3-15 : Profils longitudinaux des teneurs en éléments majeurs des piézomètres situés en amont des zones humides. Les barres d'erreurs verticales correspondent aux erreurs analytiques (7 %) et les barres d'erreur horizontales correspondent à l'estimation de l'erreur sur la distance entre la source du Rhodon et les transects le long desquels sont situés les piézomètres (50 m).	145
Figure 3-16 : Occupation du sol en amont des piézomètres installés en rive gauche du Rhodon	148
Figure 3-17 : Signatures isotopiques des différents types d'eau présents sur le bassin versant du Rhodon.....	149
Figure 3-18 : Pôles de mélange d'eau, sources d'alimentation du Rhodon dans sa partie amont	151
Figure 3-19 : Teneurs en éléments majeurs normalisées par les chlorures sur les transects 3 à 9 : Ca^{2+} , HCO_3^- , Mg^{2+} , NO_3^- , Na^+ , SO_4^{2-} et K^+	153
Figure 3-20 : Schéma de l'instrumentation du transect n°5. Les bougies ont été implantées à 90 cm de profondeur (pentagones orange) tandis que les piézomètres supplémentaires ont été implantés à 1m90 (ronds orange).....	155
Figure 4-1 : Localisation des stations de suivi du Parc actuelles et des stations de cartographies sélectionnées pour le projet de thèse.....	162
Figure 4-2 : Chroniques temporelles obtenues à partir de mesures ponctuelles des paramètres physico-chimiques, du débit et des nutriments entre mai 2012 et mai 2015, mises en parallèle des précipitations journalières mesurées à la station Météo France de Trappes	164
Figure 4-3 : Variations temporelles des paramètres physico-chimiques principaux analysés dans le cadre du suivi DCE sur la période 2012 à 2015	166
Figure 4-4 : Précipitations (station météo de Trappes) et pluies efficaces (bilan P-ETP) cumulées à partir du 1 ^{er} jour d'échantillonnage et en remontant sur le mois précédant chaque campagne	168
Figure 4-5 : Répartition des flux d'eau en rivière au droit des stations hydrométriques lors des campagnes d'hiver 2013 (a), d'été 2013 (b), d'hiver 2014 (c) et d'été 2014 (d).....	169
Figure 4-6 : Paramètres physico-chimiques des eaux de rivière relevés lors des campagnes de cartographie.....	172
Figure 4-7 : Faciès géochimique des eaux de rivières du bassin versant de l'Yvette amont.....	173

Figure 4-8 : Bilan des flux d'eau et d'éléments dissous principaux au niveau de l'exutoire de l'Yvette à Gif-sur-Yvette. Répartition de l'alimentation provenant directement du fond de vallée de l'Yvette et des six affluents principaux.....	175
Figure 4-9 : Relation CE vs $\delta^{18}\text{O}$ pour les quatre campagnes de cartographie, hiver 2013 (figurés bleus), été 2013 (figurés rouges), hiver 2014 (figurés verts) et été 2014 (figurés violets).....	176
Figure 4-10 : Schéma conceptuel représentant les deux hypothèses d'écoulement retardé au sein du bassin versant : (i) stockage temporaire dans les zones humides, (ii) transit dans la ZNS des versants proche des lignes de source.....	178
Figure 4-11 : Cartographie des concentrations en chlorures dans les eaux de rivière.....	180
Figure 4-12 : Relation entre les rapports élémentaires des espèces majoritaires dissoutes dans les rivières et la taille des sous-bassins d'alimentation. Les zones 1 et 2 correspondent respectivement aux bassins de taille inférieure à 40 km ² et supérieure à 40 km ² . La flèche A représente la minéralisation progressive des eaux de rivière dont la source est peu minéralisée, tandis que la flèche B représente la dilution progressive des eaux de rivière dont la source provient des STEP.....	182
Figure 4-13 : Bilan de masse de l'eau et des principaux éléments chimiques à l'échelle du bassin versant de l'Yvette amont pour l'été 2014. Répartition de l'alimentation provenant directement du fond de vallée de l'Yvette et des six affluents principaux.....	183
Figure 4-14 : Comparaison entre le mélange binaire théorique STEP – nappe et les données de la cartographie de rivières d'été 2014. Les barres d'erreur sur les deux pôles correspondent aux valeurs minimales et maximales observées.....	185
Figure 4-15 : Impact des écoulements retardés sur la chimie des rivières. La flèche noire représente l'évolution spatiale (amont – aval) des taux de dilution sur les cours du Rhodon, du Ru des Vaux et de l'Yvette.....	186
Figure 4-16 : Signatures isotopique des eaux de rivière échantillonnées en été 2014. Le carré en pointillé marron représente la gamme de variation isotopique des eaux de nappe sur le bassin versant du Rhodon. La droite en pointillé rouge correspond à la droite d'évaporation des étangs.....	188
Figure 4-17 : Répartition des paramètres chimiques et géostatistiques résultants des ACP réalisées sur les trois cartographies de basses eaux. ZR correspond aux zones humides riveraines, ZVV aux zones humides de fond de vallée et ZP aux zones humides de plateaux. Les compositions des axes ainsi que les graphes de répartition des points sont présentés en Annexe 8.....	192
Figure 5-1 : Schématisation des flux de nappe alimentant le Rhodon de l'amont vers l'aval en fonction de la distance à la source.....	200
Figure 5-2 : Représentation des sources d'eau et d'éléments (a) dans la rivière et (b) dans la nappe. L'épaisseur des flèches est proportionnelle aux flux d'éléments dissous.....	201

Liste des tableaux

Tableau 1-1 : Systèmes typologiques applicables dans le cadre des Schémas Directeurs d'Aménagement et de Gestion de l'eau. Version du 20 février 1996	20
Tableau 1-2 : Comparaison des densités de population en France métropolitaine (INSEE 2012)	39
Tableau 1-3 : Données chimiques des eaux du forage SPL5 prélevées en 2002 (Schneider, 2005) et en 2012 (Barbecot, pers. Comm)	49
Tableau 1-4 : Récapitulatif des mesures effectuées pour chaque campagne de terrain	61
Tableau 2-1 : Répartition de l'occupation du sol et des zones humides sur les sous-bassins de l'Yvette amont. Les valeurs en gras correspondent aux valeurs extrêmes de cette répartition.	73
Tableau 2-2 : Caractérisation des stations hydrométriques et de leur sous-bassin ; $Q_{S_{moy}}$ = débit spécifique moyen ; Dd = densité de drainage ; Ic = indice de compacité	75
Tableau 2-3 : Valeurs des critères d'optimisation pour chacune des stations	96
Tableau 2-4 : Paramètres calés pour les 11 stations hydrométriques.....	96
Tableau 2-5 : Corrélations entre les paramètres du modèle	98
Tableau 2-6 : Sorties du modèle moyennées sur les années 2013 – 2014.....	107
Tableau 3-1 : Profondeur de la nappe dans les piézomètres avant chaque campagne de prélèvement	141
Tableau 3-2 : Concentrations en nitrates mesurées dans les piézomètres et drains des transects 3 à 9 et taux d'épuration calculés pour chaque site et chaque période d'échantillonnage.	154
Tableau 4-1 : Données géochimiques moyennes des stations d'épuration et de la nappe des sables de Fontainebleau	170

Remerciements

Tout au long de cette thèse, j'ai été très bien entourée par ma famille, mes amis et certains de mes collègues sans qui je ne serai jamais arrivée jusqu'au bout. Je voudrai tout d'abord remercier Ludovic Oudin, Eric Pili, Hermann Zeyen et Daniele Pinti qui ont accepté de juger mon travail. Je remercie également Nathalie Evain-Bousquet, de la Direction des rivières d'Ile de France au sein de l'Agence de l'eau Seine Normandie, d'avoir accepté d'assister à ma soutenance en tant que membre invitée de mon jury de thèse.

Cette étude pluridisciplinaire a été encadrée par quatre chercheurs que je souhaite remercier ici à commencer par mes co-directeurs Elisabeth Gibert-Brunet et Florent Barbecot. Merci Florent d'avoir trouvé les financements qui m'ont permis de vivre cette aventure et d'avoir suivi mes avancées malgré la distance et les nombreuses obligations. Pas toujours évident de se comprendre à plusieurs milliers de kilomètres de distance, même avec les outils modernes tels que Skype ou Adobe... Pourtant nos discussions m'ont permis d'avancer, un pas à la fois, vers l'aboutissement de ce projet et je te remercie pour tous ces moments de « trituration de cerveau ».

Merci Elisabeth pour ton enthousiasme vis-à-vis de ce projet, que tu as accepté de diriger, au départ, en raison du détachement de Florent au Canada. Malgré les nombreux allers-retours Paris-Montréal qui n'ont pas facilité le suivi continu de mes avancées, tu t'es montrée disponible quand j'en avais besoin. Merci pour toutes ces heures passées sur le terrain à prélever de l'eau, du sable, des argiles, bref un peu tout, dans une bonne ambiance ! Et merci aussi pour ton soutien, notamment en amont des événements importants tels que les congrès.

En plus de mes co-directeurs, j'ai eu la chance d'avoir l'encadrement de Marie Larocque et de Marina Gillon que je remercie également. Merci Marie pour le temps que tu m'as consacré tout au long de ma thèse, que ce soit pour m'aider à construire mon projet, pour discuter des résultats ou pour les modéliser et aussi les nombreuses relectures de résumés et d'articles rédigés ces trois dernières années. Tes questions ont toujours été très pertinentes et m'ont permis d'aller au bout des choses !

Merci Marina pour ton soutien et ton aide à la fois sur le terrain et sur la modélisation géochimique qui nous a valu de nombreuses heures de réflexion et qui laisse encore des questions en suspens. Ta motivation et ton optimisme m'ont beaucoup aidé et je t'en remercie vraiment.

Cette thèse ayant été réalisée grâce à une bourse CIFRE en partenariat avec le Parc Naturel Régional de la Haute Vallée de Chevreuse, j'ai pu intégrer l'équipe du Parc. Je voudrai donc remercier tous les membres de l'équipe de m'avoir accueillie si chaleureusement et plus particulièrement Anne Le Lagadec, directrice du Parc, et Yves Vandewalle, Président du Parc, d'avoir accepté de soutenir mon projet. Au sein de cette

structure, j'ai fait partie de la mission nature environnement, que je remercie énormément pour tout ! Merci à toi, chef François, pour ta bonne humeur, ton écoute et tes bons conseils. Merci à vous, mes co-bureaux du palier du 1^{er}, Virginie et Olivier, pour tous ces bons moments passés à discuter et à rire. Je n'oublierai pas les quelques (trop rares) moments passés avec vous deux et Arnaud, sur le terrain, où vous avez merveilleusement joué le jeu, en montrant un réel intérêt et en apportant votre entrain légendaire. Merci aussi Annaïg pour ton aide notamment au niveau des gestions publiques de l'eau et des réglementations en vigueur... Merci Greg, Alex et Carole pour votre bonne humeur, votre soutien et les bons moments passés à la basse-cour !

Une mission environnement ne serait pas complète sans un technicien rivière et j'ai eu la chance d'en connaître deux ! Je remercie vivement Adrien Rey, qui a participé à la mise en place de ce projet et qui m'a appris beaucoup de choses durant la première année de ma thèse. Appelé par sa région natale, il a laissé sa place à Maxime, que je remercie également énormément. Pour le coup, les journées que l'on a passé sur le terrain ne se comptent plus et je garde de très bons souvenirs de ces moments où parfois, je dois l'avouer, nous nous sommes retrouvés avec certains problèmes techniques (batterie déchargée, sondes arrêtées, bougie perdue, lit de rivière récalcitrant...). Mais nous avons réussi à surmonter à tout et ce, toujours avec le sourire (ou presque !).

À tous les membres de la mission environnement je redis un grand MERCI ! Par votre accueil, votre amour pour votre métier et votre convivialité, vous m'avez toujours donné envie de me dépasser et de montrer le meilleur de moi-même. On dit souvent que le lundi est la pire journée de la semaine car c'est la reprise du travail après le weekend, mais pour moi c'était souvent la meilleure journée car c'était celle que je passais parmi vous. Les réunions du lundi matin souvent agrémentées par des petits gâteaux, chocolats ou viennoiseries sont des moments privilégiés, où tout le monde était réuni dans une ambiance chaleureuse bien que sérieuse, et je suis heureuse d'avoir pu y participer.

J'en profite pour remercier aussi Gérard Arnal, botaniste qui travaille beaucoup en collaboration avec l'équipe du Parc qui m'a bien aidé à appréhender le côté végétal des zones humides présentes sur mon site d'étude notamment en réalisant des inventaires sur chaque site instrumenté. Merci beaucoup Gérard pour votre accueil, votre temps et votre gentillesse.

Quand je n'étais pas au parc, j'étais dans une des deux universités de ma cotutelle : l'UQAM et l'UPSud. D'ailleurs, je souhaiterais remercier dès à présent l'ensemble du personnel administratif de ces deux universités et du parc pour leur travail et leur aide dans ce cas de figure pas toujours simple à gérer. Je remercie plus particulièrement Véronique Francolin du parc naturel, Kim Ho et Chantal Rock de Paris Sud, et Francine Rhéault et Marie-Eve Vallée de l'UQAM.

Du côté français, au sein de l'UMR GEOPS, je souhaiterais remercier l'ensemble de l'équipe IDReau pour m'avoir accueilli durant ces trois années. Je remercie particulièrement

les ingénieurs de l'équipe, Aurélie, Gaël et Marc, pour m'avoir aidé à la fois dans mon travail de terrain et dans les analyses de mes nombreux (très nombreux !) échantillons.

Aurélie, en plus d'avoir été une aide précieuse (pour ne pas dire inestimable) à chaque campagne de terrain (notamment pour les expéditions nocturnes au milieu des bois), tu as aussi été un soutien moral fort quand je n'avais pas le moral. Je n'oublierai pas nos pauses thés où nous avons discuté, décompressé, réfléchi, et fais des travaux manuels. Je n'oublierai pas non plus nos parties de badminton le vendredi soir à 19h lorsque le bâtiment était désert. Merci pour tout !!

Je remercie également les ex-collègues qui sont parties vers d'autres horizons lors de ma dernière année : Célestine et Delphine. Merci à toutes les deux pour votre aide sur le terrain, mais aussi pour vos conseils et votre soutien ! Vous m'avez poussé vers le haut et je vous en suis très reconnaissante !

Et puis je voudrais remercier aussi les non-permanents de l'équipe, à savoir Mélanie, Léonora, Gildas et Emilie ! Que l'on soit thésard ou Post-doc, on se sent toujours un peu à part et je suis vraiment ravie d'avoir partagé ces quelques années avec vous. Mélanie, même si nos thèses respectives ne nous ont pas permis de nous voir autant que nous le souhaitions, nous nous sommes soutenues à notre manière et je te suis très reconnaissante d'avoir été là quand j'en avais besoin. Notre amitié a survécu à bien des distances et je ne pense pas que cela va s'arrêter là bien au contraire ! Gildas, entre le Brésil et le Canada, nous ne nous sommes pas beaucoup vus en France mais le temps partagé a toujours été chouette et je te remercie de ta bonne humeur communicative qui m'a toujours fait du bien au moral surtout sur les derniers mois. Emilie, ton arrivée au labo a insufflé un peu de fraîcheur bienfaitrice et je te remercie pour ça ! Merci aussi pour nos rigolades en pauses thé et les soirées que nous avons pu faire ensemble. L'Aquitaine, ta région de naissance, ma région d'origine pour moitié, nous aura donné un point commun supplémentaire : l'amour de cette belle région et de ce littoral atlantique magnifique.

Léonora, ma filleule de licence de géologie, je suis vraiment contente de t'avoir eu comme co-bureau et co-thésarde de nos directeurs. La cotutelle, ce n'était pas une chose facile, loin de là, mais grâce à toi je l'ai vécu un peu mieux, car nous avons pu affronter ensemble les mêmes obstacles. Je te remercie pour ton aide sur le terrain et pour ton soutien moral quand ça n'allait pas. Je te remercie aussi pour tous ces bons moments passés de chaque côté de l'atlantique même si l'on s'est finalement beaucoup plus vues à Montréal qu'à Paris. Je me souviendrai longtemps de nos weekends à travailler à l'UQAM tout en mangeant le midi un bon plat coréen ou mexicain, de nos escapades en cabanes à sucre, à Québec ou encore à Ottawa, et de nos cafés et thé quotidiens qui nous réchauffaient autant l'âme que le corps !

En plus des collègues, j'ai eu la chance de pouvoir encadrer 3 stagiaires de master 1 et en plus de l'aide qu'ils m'ont apporté je souhaiterai ici les remercier très chaleureusement pour leur dynamisme, leur convivialité et leur implication. Merci donc à Emily, Morgane et

Baptiste ! J'ai vraiment pris plaisir à travailler avec vous et ma thèse ne serait pas ce qu'elle est sans votre contribution. Je suis fier de vous !

Je voudrai aussi remercier le laboratoire d'hydrologie d'Avignon et plus particulièrement Roland Simler pour le grand nombre d'analyses réalisées sur mes échantillons d'eau.

Du côté Québécois, j'ai été accueillie au sein du GEOTOP de l'UQAM et je remercie chaleureusement l'ensemble des membres de ce laboratoire pour leur sympathie et leur convivialité. Je remercie plus particulièrement Bassam Ghaleb, pour son écoute toujours bienveillante et son soutien. C'était toujours un plaisir de le croiser au détour d'un couloir. Je remercie aussi Jean-François, Agnieska et Sylvain pour leur aide précieuse dans le laboratoire pour la réalisation d'une partie de mes analyses.

Je souhaite remercier également les étudiants de maîtrise et de thèse que j'ai côtoyé et apprécié durant mes nombreux séjours. Merci notamment à mes co-bureaux Félix, Olivier, Marc-André, Marion, Marie-Hélène, Floriane et Marina. Notre bureau était rarement au complet mais nos discussions et nos repas partagés sur la grande table centrale resteront longtemps dans ma mémoire. Merci aussi à Geneviève et Marie, avec qui j'ai aussi passé de très bons moments, malgré leur éloignement géographique (eh oui monter un ou deux étages ça a souvent demandé beaucoup d'efforts je m'en excuse...). Merci aussi à Myriane, Marie-Audray, Diogo, Guillaume et Sophie. Ce fut un vrai plaisir de travailler au sein de cette équipe d'hydrogéologues très agréable.

La grande difficulté de la thèse, à mon avis, c'est de réussir à équilibrer sa vie personnelle en parallèle de sa vie professionnelle. Aussi, je souhaiterai remercier tous mes amis des deux côtés de l'atlantique et ma famille qui n'ont pas fait partie directement du travail de thèse mais dont le soutien a été inestimable. Merci donc à Clément, Laure, Hélène, Aurore, Fabien, Valérie, Anne-Audrey et Rami. Nos soirées jeux, nos discussions, nos repas partagés chez nous ou au restaurant sont autant de moments que je garde précieusement dans ma mémoire. Merci aussi à mes colocataires temporaires Chantale et Josiane. Vous avez été merveilleuses à des moments où mes séjours à Montréal s'avéraient plus que stressants.

Un grand merci aussi à mes parents, ma grand-mère et ma sœur pour leur patience et leur soutien. Ces trois années, je ne suis pas sûre d'avoir assez pris le temps de profiter de chacun d'eux mais ils ne m'ont jamais fait aucun reproche et je les remercie énormément pour ça aussi. Enfin, je voudrais remercier la personne qui partage ma vie et qui, par conséquence, a vécu au plus près les hauts et les bas de cette thèse et fait les plus gros sacrifices. Merci Jayce pour ton soutien, ta patience (oui il en a fallu et plus d'une fois !), ta compassion et ton amour. Même si tu ne t'en es pas aperçu, il est évident pour moi que, sans toi, je n'aurais pas eu la force de me donner à fond comme je l'ai fait.

Résumé

Dans le contexte péri-urbain à dominance agricole de l'Île de France, les pressions anthropiques exercées sur les rivières jouent autant sur la qualité que sur le débit des cours d'eau. Située au sud-ouest de Paris, l'Yvette draine un bassin versant de géologie homogène de 202 km². Elle est alimentée directement par des stations d'épuration (STEP), et de façon diffuse par la nappe des sables de Fontainebleau, qui représente la principale source d'eau.

Sur ce type de bassin, la gestion durable du système riverain repose sur la connaissance de la distribution des flux nappe – rivière et de l'impact de cette répartition sur la qualité des cours d'eau.

La dynamique des flux d'eau a été suivie grâce à l'implantation de stations hydrométriques aux points clés du réseau hydrographique (*i.e.* exutoires des principaux affluents, aval des confluences sur l'Yvette). Les flux chimiques ont été étudiés par des campagnes d'échantillonnage effectuées en période d'étiage sur les cours d'eau. Un modèle conceptuel global, calibré à partir des chroniques de débit, a permis (i) une estimation des variations spatiales de la recharge de la nappe (60 – 160 mm.an⁻¹), et (ii) une répartition journalière des parts d'eau de nappe, de STEP et de ruissellement en rivière, pour la période 2001-2014. Par ailleurs, l'analyse des traceurs géochimiques (*e.g.* Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻) et isotopiques (²²²Rn, δ¹⁸O_{eau}, δ²H_{eau}) soutient la prédominance de la nappe dans le débit des rivières et son impact sur leur qualité.

D'un point de vue hydrodynamique, le contexte géomorphologique homogène procure aux rivières une dynamique similaire avec des épisodes de crues très courts (de l'ordre de quelques heures) et des périodes d'étiages marqués quelle que soit la saison. L'étude par sous-bassin a mis à jour une différence entre les bassins topographiques et les bassins d'écoulement souterrains, créant des déficits hydriques sur l'amont de certains cours d'eau (*e.g.* Mérantaise, Ru des Vaux) au profit d'autres (*e.g.* Rhodon). Le parallèle entre bassin topographique et bassin souterrain n'a pu se faire qu'au niveau du cours principal de l'Yvette. Sur la période 2001-2014, le débit de l'Yvette provient en moyenne à 55 % de la nappe, à 38 % du ruissellement et à 8 % des STEP. En période de basses eaux, la contribution des STEP reste sensiblement identique, tandis que la nappe constitue la principale alimentation des rivières (90 %), contrôlant donc leur qualité. Mais la composition chimique de ce soutien souterrain n'est pas homogène. Pour déterminer l'origine de ces disparités, un travail à plus petite échelle a été conduit sur un affluent majeur de l'Yvette (le Rhodon). La décharge de la nappe en rivière y est bimodale : 15 % arrive par voie souterraine et 85 % transite par les milieux humides en surface. Au sein des zones humides sont observées de fortes hétérogénéités dans les écoulements et leur chimie avec des flux de subsurface totalement épurés en nitrates et du ruissellement en surface riche en nutriments. La prédominance de la décharge en surface réduit fortement le pouvoir épurateur des milieux humides avec seulement 6 % des eaux de nappe épurées avant leur décharge en rivière. Cette faible efficacité pourrait être due à leur drainage historique, et renforce l'impact direct de la qualité de la nappe sur les rivières. Sur le

bassin, la nappe est stratifiée par l'intervention de nombreux processus de recharge (infiltrations d'eau d'étang, de STEP, de zones humides de plateau). Les petits sous-bassins (< 50 km²) semblent dominés par cette stratification, et par les apports de STEP, qui contribuent entre 30 et 50 % aux flux chimiques des rivières. Le cours principal de l'Yvette, dans sa partie avale, dépend des mélanges issus des confluences avec ses affluents. Les outils utilisés ici ont donc mis en avant les différences de fonctionnement selon l'échelle concernée, tout en reliant l'importance de la compréhension du système à petite échelle pour la gestion à grande échelle.

Mots clés : interaction nappe – rivière, géochimie des eaux, têtes de bassin, modélisation hydrologique

Abstract

In the peri-urban context with large farm practices of the Paris region, anthropogenic pressures on streams and rivers impact their flow and their quality. Located in the southwestern of Paris, the Yvette stream drains a watershed of 202 km², with a homogeneous geological context. The stream is sustained by waste water treatment plant (WWTP) and by the Fontainebleau sands aquifer, which represents the main source of water.

In this context, the sustainable management of the stream and the riparian zones needs the assessment of groundwater discharge locations and chemistry, and the impact of this discharge on the stream quality.

Water fluxes in the stream and its main tributaries have been recorded at 11 stations. Dissolved elements distributions have been studied by field works in low-flows conditions. A lumped model, calibrated with stream flow hydrographs, allowed (i) the estimation of groundwater recharge rates (60 – 160 mm.yr⁻¹) and (ii) the distribution of stream flow contributions between 2001 and 2014 (*i.e.* 55 % from groundwater, 38 % from runoff and 8 % from WWTP). Moreover, the use of geochemical and isotopic tracers (*e.g.* Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻, ²²²Rn, δ¹⁸O_{water}, δ²H_{water}) supports the large impact of groundwater on stream flow and quality. The hydrological dynamics of the Yvette stream and its tributaries are similar because of the homogeneity of the geomorphological context of the catchment. The flood events are really fast (on the order of hours) and low-flow conditions can be observed at each season. The discretization of the Yvette catchment in 11 sub-watersheds highlighted a divergence between the topographical catchment and the hydrogeological catchment. This generates a water deficit in some tributaries heads (*e.g.* Mérantaise, Ru des Vaux) in favor of some others (*e.g.* Rhodon). The matching limits of these catchments can only be made on the Yvette channel. During the 2001 – 2014 period, if the WWTP contribution is fairly constant, the groundwater discharge provides more than 90 % of the stream flow in low-flow conditions. Thus, stream quality is dominated by groundwater discharge. However, groundwater chemistry largely varies in the catchment. To study this phenomenon, a field work has been directed at small scale on the Rhodon stream, a main tributary of the Yvette stream. At this scale, the groundwater discharge appeared to have two main pathways: 15 % come from the streambed, and 85 % transiting in wetlands before going to the stream. Within these wetlands, a large part of groundwater flows at the surface and has high levels of nutrients, whereas a small part (6 %) goes through sediments and is nutrients free. This distribution decreases significantly the purifying power of these wetlands. It could be due to historical drainage and that sustain the direct connection between the quality of the stream and the quality of groundwater. On the Yvette catchment, the stratification of groundwater chemistry is due to several recharge processes (*e.g.* pond water infiltration, WWTP effluents infiltration, wetlands water infiltration). Small sub-watersheds (< 50 km²) seem to be dominated by (i) this stratification and (ii) by the WWTP discharges, which can contribute from 30 % to 50 % to dissolved fluxes in the streams. The main channel of the Yvette stream depends mainly of the mixing of

its tributaries waters. The methods developed here allowed highlighting (i) differences of catchment functioning according to the scale used, and (ii) the relation of the importance of the assessment at small scale to understand and manage streams at large scale.

Key words : groundwater discharge, water geochemistry, headwater catchment, hydrological modeling

Introduction générale

Depuis plus d'un demi-siècle, l'intensification de l'exploitation agricole et le développement des zones industrielles et urbaines ont exercé une pression croissante sur les écosystèmes naturels notamment en dégradant la qualité des eaux de surface et en modifiant les niveaux de base des rivières et des lacs. Les rivières soutenues par un aquifère peuvent recevoir à la fois les pollutions diffuses (*e.g.* pollution agricole de l'eau souterraine, entretien des voiries) et ponctuelles (*e.g.* rejets d'usines ou de stations d'épuration) d'origine anthropique. Face aux pollutions diffuses, les milieux riverains agissent comme des zones tampon, surtout lorsqu'ils sont humides, pouvant contribuer à l'atténuation naturelle des contaminants (Hattermann *et al.*, 2006 ; Maître *et al.*, 2003). La capacité épuratrice des milieux riverains dépend principalement des processus biochimiques qui s'y produisent et dont l'activité est liée au taux de saturation en eau du sol. Cependant, en fonction de la géomorphologie du bassin étudié, les milieux humides ne sont ni continus le long des cours d'eau ni systématiquement connectés aux rivières. La qualité des eaux de rivière dépend donc de la qualité des eaux souterraines mais aussi des interactions nappe – rivière qui peuvent varier le long de son cours (Sophocleous, 2002). Tout changement anthropique ayant un impact sur la qualité des eaux, sur le niveau d'eau dans la nappe ou sur les débits en rivière peut alors modifier considérablement l'équilibre du système riverain entier. Ce constat est d'autant plus vrai sur des bassins versants de petite taille où la dynamique des milieux riverains est dépendante de l'activité locale. Afin de protéger les milieux humides et de conserver leurs fonctions hydrologiques et écosystémiques, il est primordial de comprendre les dynamiques existant entre les eaux souterraines et les eaux de surface et d'identifier les facteurs qui régissent les débits et la qualité de l'eau.

Ces interactions font l'objet de nombreuses recherches, réalisées à l'aide d'une panoplie d'outils de plus en plus complexes (gradients hydrauliques, flux de chaleur, traceurs géochimiques et isotopiques tels que le ^{222}Rn : voir les articles de synthèse de Kalbus *et al.* de 2006 et de Cook publié en 2013). Sur de petits cours d'eau présents en tête de bassin, les échanges nappe – rivière peuvent grandement varier sur de courtes distances. Les méthodes d'échantillonnage, les analyses et la modélisation doivent être adaptées en conséquence. D'autre part, la décharge des nappes ne se fait pas uniquement par voie souterraine. Dans de nombreux systèmes où les ruptures de pentes entre versants et vallées coïncident avec un brusque changement de perméabilité des sédiments, des lignes de résurgences peuvent voir le

jour. Dans ce contexte, l'alimentation des rivières en fond de vallée se fait à la fois via le milieu souterrain et via des apports latéraux en surface. À ce jour, la plupart des études basées sur des mesures géochimiques et isotopiques se sont concentrées sur des bassins versants de toutes tailles dont les apports de surface n'étaient représentés que par des affluents facilement contraignables (Atkinson *et al.*, 2015 ; Batlle-Aguilar *et al.*, 2014 ; Cook *et al.*, 2003 ; Gleeson *et al.*, 2009). Dans ces études, les investigations sont faites de manière ponctuelle avec des pas d'échantillonnage de l'ordre du kilomètre. Si cette méthode d'investigation semble pouvoir s'appliquer sur n'importe quel type de bassin, la modélisation utilisée pour quantifier les flux nappe – rivière est quant à elle limitée aux systèmes dont la nappe ne se décharge que par le lit de la rivière (*i.e.* par voie souterraine). De plus, peu de modèles de quantification des flux nappe – rivière ont une résolution suffisamment fine pour étudier les petits cours d'eau dont le débit moyen ne dépasse pas $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et dont les zones riveraines et les types d'interfaces nappe – rivière varient rapidement (Briggs *et al.*, 2012).

Au sein d'une des régions les plus peuplées de France, le Parc naturel régional de la Haute Vallée de Chevreuse œuvre pour une gestion écoresponsable des communes de son territoire, afin de restaurer ou de préserver la qualité des milieux aquatiques et terrestres. Le territoire couvert par ce parc renferme de nombreuses rivières de tête de bassin dont la plupart ont un débit moyen de l'ordre de $0.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Fragiles exutoires de toutes les activités anthropiques du territoire, ces rivières et leurs systèmes riverains sont pourtant le milieu de vie de bon nombre d'espèces animales et végétales, dont certaines sont rares pour la région, telles que la *Cardamine amara L.*, la *Lathraea clandestina L.*, ou le *Carex disticha Huds* (Arnal, 1996 ; Filoche *et al.*, 2014).

L'objectif principal de cette thèse est de déterminer le rôle de la distribution spatio-temporelle des apports de nappe en eau et nutriments sur la qualité des rivières du petit bassin versant péri-urbain de l'Yvette amont. Ce bassin à dominance agricole, d'une superficie de 202 km^2 , est situé sur la partie nord-est du Parc naturel régional de la Haute Vallée de Chevreuse (Sud-ouest de Paris) et est drainé par l'Yvette, une rivière de 39 km de long, dont seuls les 18 km amont sont inclus dans le territoire du parc. Plusieurs campagnes de mesures de débits des rivières réalisées dans le cadre de stages de terrains pour les formations universitaires ont permis de déterminer qu'environ $2/3$ de l'écoulement de l'Yvette est issu de la nappe d'eau souterraine, le tiers restant provenant principalement de stations d'épuration

(STEP). Cette proportion varie au cours de l'année suivant un rythme saisonnier (été/hiver) ponctué par des pics de crue. Afin de mieux comprendre l'incidence de ces apports sur la qualité des eaux de la rivière, une méthodologie d'investigation a été développée, basée sur un suivi quantitatif et qualitatif des flux d'eau. Le projet comporte trois objectifs spécifiques : i) caractériser les variations annuelles du régime hydrologique du bassin versant étudié et la contribution des différentes sources d'eau, ii) quantifier les flux nappe – rivière et localiser les zones d'apport majeur d'eau souterraine à la rivière et iii) déterminer l'impact des zones humides sur la qualité de l'eau en rivière. Le troisième objectif repose sur une sélection de zones d'apport majeur caractérisées par la présence de milieux humides et pour lesquels les interactions nappe – rivière seront plus finement étudiées à partir de transects perpendiculaires à la rivière traversant le lit de la rivière et la zone riveraine humide.

Pour atteindre ces objectifs, plusieurs hypothèses ont été posées :

1. Les zones d'apport majeur en eau souterraine sont celles qui contrôlent la qualité des eaux de surface.
2. Les flux d'eau significatifs se font de la nappe vers la rivière (et non l'inverse).
3. La qualité des eaux souterraines ne varie pas à l'échelle annuelle.
4. Aucun processus d'autoépuration n'intervient de façon significative au sein même de la rivière.

La validité de ces hypothèses sur l'ensemble du bassin est discutée par la suite.

Dans ce mémoire de thèse, l'état des connaissances scientifiques et le site d'étude sont d'abord présentés afin de poser le cadre général de ce projet. La dynamique hydrologique du bassin versant de l'Yvette amont est caractérisée dans le second chapitre, notamment avec l'analyse des différentes sources d'eau au sein du bassin et leur contribution respective aux flux d'eau dans les rivières grâce à l'élaboration d'un modèle conceptuel global. Le troisième chapitre s'axe sur l'étude à petite échelle de la décharge de la nappe vers la rivière, basée sur des traceurs géochimiques (^{222}Rn , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ions majeurs, paramètres physico-chimiques et $\delta^{13}\text{C}$), au sein d'un petit affluent de l'Yvette, le Rhodon, connu pour ses problèmes récurrents de mauvaise qualité de l'eau en rivière. Dans le quatrième chapitre, les deux approches sont regroupées afin d'obtenir une vision globale de la dynamique des éléments chimiques au sein du bassin versant de l'Yvette.

Chapitre 1

Contexte de l'étude

Ce premier chapitre vise à situer le projet de thèse dans le contexte plus général des connaissances et avancées scientifiques sur les petits bassins versants et les interactions nappe – rivière, et de décrire le contexte particulier du site d'étude choisi pour ce projet. Nous verrons donc d'abord dans la partie état de l'art un résumé des différentes méthodes utilisées dans le domaine de recherche, sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants et sur la dynamique des principaux nutriments au sein de ces systèmes. Dans un second temps, le site d'étude sera présenté de la manière la plus exhaustive possible en regardant à la fois les aspects purement naturels tels que les contextes géologique et climatique et les aspects plus sociologiques comme la situation géographique, l'occupation des sols et les principaux acteurs du territoire. Enfin, une rapide présentation de la démarche méthodologique employée dans cette étude finalisera ce chapitre.

1.1 État de l'art

1.1.1 Hydrologie des bassins versants de petite taille

Avant de chercher à comprendre la dynamique des éléments chimiques dans un bassin versant, il faut tout d'abord s'intéresser au fonctionnement hydrologique de ce dernier. Lorsque l'on parle d'hydrologie sur un bassin versant, la première image qui vient souvent est celle du cycle de l'eau (Figure 1-1). Basé sur le principe de conservation de la matière, le cycle de l'eau est un bilan de masse avec des entrées telles que les précipitations et des sorties telles que l'évapotranspiration, le ruissellement, la décharge d'eau souterraine en rivière ou encore l'écoulement des rivières. La proportion relative de chacun des termes de ce bilan varie énormément à la surface de la Terre en fonction des conditions climatiques, du contexte géologique, morphologique et de l'occupation du sol (Chen et Wang, 2015 ; Wang et Alimohammadi, 2012 ; Xu *et al.*, 2013).

L'un des avantages à travailler sur des petits bassins versants est que la plupart des paramètres à prendre en compte dans le bilan peuvent être considérés comme homogènes sur l'ensemble du bassin.

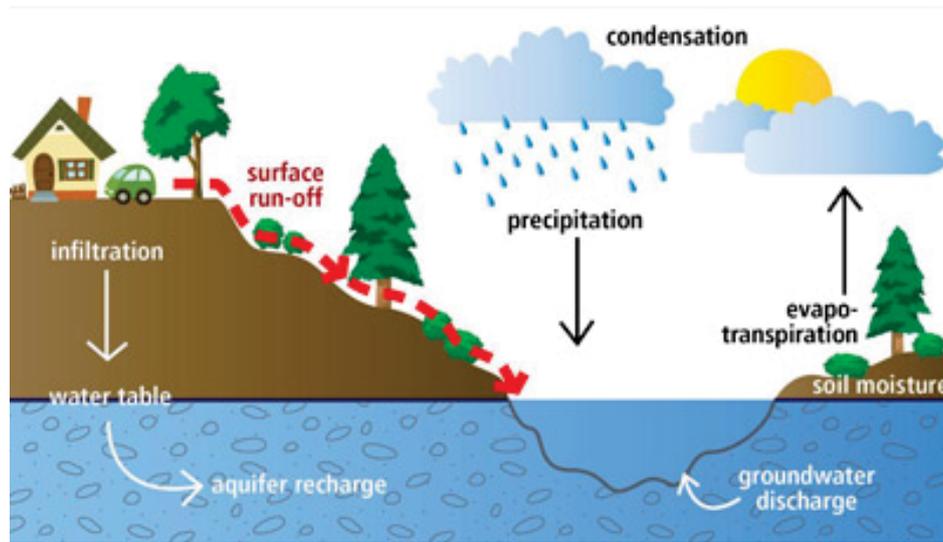


Figure 1-1 : Cycle de l'eau terrestre vue en coupe
 (<https://www.redmond.gov/Environment/GroundwaterWellheadProtection>)

Cependant, la quantification de certains flux n'est pas toujours aisée. À l'heure actuelle, l'évapotranspiration et le ruissellement sont sans doute les termes les plus difficiles à quantifier puisqu'ils sont étroitement liés à la structure du sol, à sa teneur en eau et à l'occupation du territoire. De même, et bien qu'estimable à l'échelle de la parcelle, l'évapotranspiration est très difficilement qualifiable à l'échelle d'un bassin entier. Ainsi l'évapotranspiration réelle est quantifiée indirectement avec l'introduction du terme d'évapotranspiration potentielle qui s'apparente à la quantité d'eau maximale qui peut repartir vers l'atmosphère. L'évapotranspiration potentielle ne dépend que des paramètres climatiques qui sont bien plus faciles à uniformiser à l'échelle d'un petit bassin versant. De nombreuses études ont été réalisées au cours du XX^e siècle afin de définir des lois empiriques permettant de la calculer simplement (voir synthèse dans le manuscrit de thèse de L. Oudin publiée en 2004). Parmi ces équations, certaines se basent sur la température de l'air telles que la méthode de Hamon (1961) ou encore celle de Linacre (1977), tandis que d'autres méthodes sont dites combinatoires comme la méthode la plus couramment utilisée : la méthode de Penman-Monteith dont l'équation est décrite ci-dessous (Monteith, 1965).

$$ETP = \frac{\Delta \cdot R_n + \frac{\rho_a \cdot c_p}{r_a} \cdot (e_a - e_d)}{\lambda \cdot \rho_w \cdot \left[\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right]} \quad \text{Équation 1}$$

où :

Δ la pente de la courbe de pression de vapeur saturante en fonction de la température de l'air ($\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$), R_n le rayonnement net incident ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$), ρ_a la densité de l'air, ρ_w la densité de l'eau, c_p la capacité calorifique spécifique de l'air ($\text{J} \cdot \text{Kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$), e_a la pression de vapeur saturante dans l'air (kPa), e_d la pression de vapeur effective de l'air (kPa), λ la chaleur latente de vaporisation ($\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$), γ la constante psychrométrique = $0.066 \text{ kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$, r_s la résistance de surface du sol ($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$), r_a la résistance aérodynamique du sol ($\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$).

Une fois l'évapotranspiration potentielle calculée, l'évapotranspiration réelle et les autres termes du bilan hydrologique peuvent être contraints à l'échelle d'un bassin versant. En première approximation, la recharge annuelle des nappes d'eau souterraine est calculée comme étant la somme des bilans entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle obtenus au pas de temps journalier. L'incertitude majeure sur ce bilan est la quantité d'eau qui part en ruissellement. En effet, lors de chaque événement pluvieux, le débit des rivières peut être divisé en deux parties : l'écoulement rapide et l'écoulement lent (Figure 1-2). Contrairement à l'écoulement lent qui correspond aux flux souterrains, l'écoulement rapide correspond principalement au ruissellement issu soit des zones urbaines, soit des parcelles dont le sol est déjà saturé en eau ou à l'inverse complètement sec (Allan et Castillo, 2007).

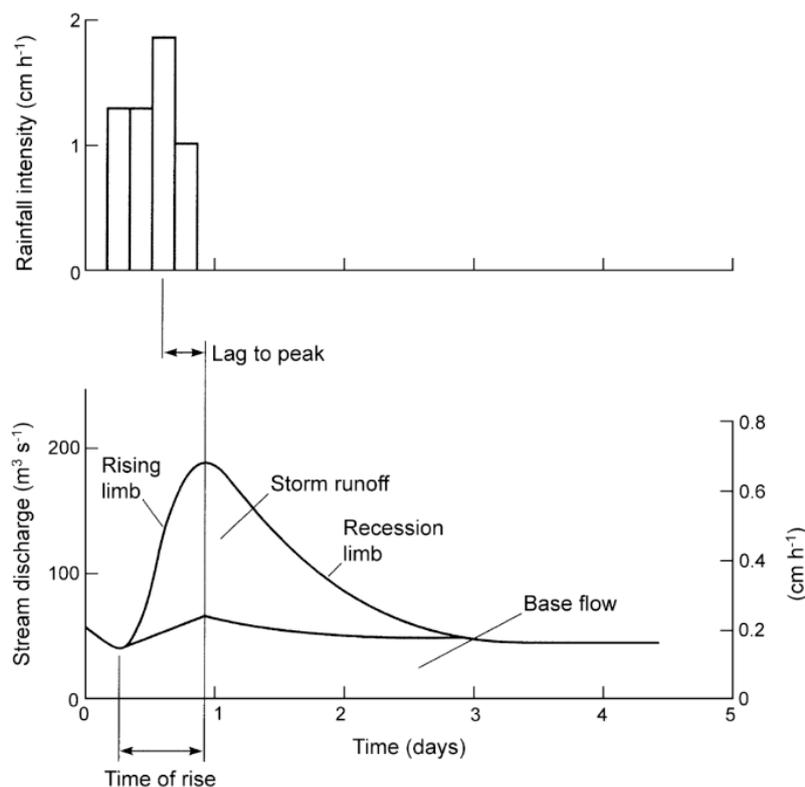


Figure 1-2 : Hydrogramme de rivière lors d'un événement pluvieux (modifié à partir de Leopold et Dunne, 1978)

En fonction de la géomorphologie et de l'urbanisation du bassin étudié, cette part de ruissellement peut passer de 10 à 55 % et générer de fortes crues dans les secteurs situés en aval du bassin (Paul et Meyer, 2001). En effet, l'urbanisation tend à concentrer les flux d'eau dans les réseaux d'eau pluviale, ce qui a pour effet d'augmenter la rapidité du transfert des précipitations du bassin vers les rivières. La conséquence directe en est visible sur les hydrogrammes de crue avec une augmentation de l'intensité des crues et une diminution de leur durée (Figure 1-3). En raison des coûts économiques importants liés à ces crues, la prévention des risques d'inondation est au cœur des préoccupations des politiques publiques en matière d'environnement et d'aménagement du territoire. C'est notamment pour cette raison que l'amélioration de la connaissance des processus de ruissellement est encore à l'heure actuelle un des axes majeurs de recherche en hydrologie.

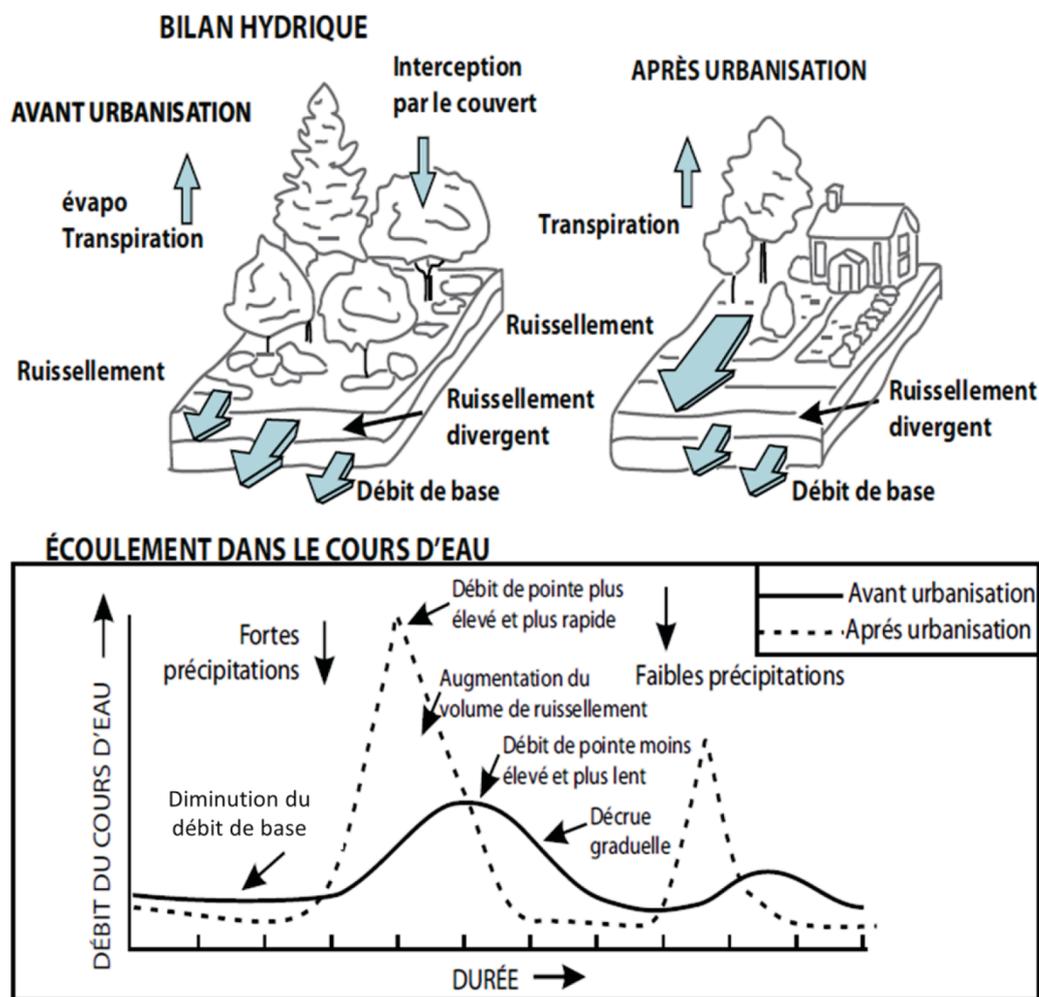


Figure 1-3 : Impact de l'urbanisation sur la dynamique des crues (Fédération canadienne des municipalités et Conseil national de recherches Canada, 2003)

Dans ce domaine, plusieurs approches, dont un grand nombre de modèles « pluie-débit », ont été développées depuis la seconde moitié du XX^e siècle pour décrire la relation entre précipitation, ruissellement et débit de surface. Depuis les modèles de type boîte noire en passant par les modèles conceptuels globaux (Kim et Lee, 2014b, 2014a ; Oudin *et al.*, 2006 ; Oudin *et al.*, 2008), nous arrivons aujourd'hui à la définition de modèles distribués complexes (Flipo, 2005 ; Polus *et al.*, 2011). Les différences entre tous ces modèles proviennent à la fois des hypothèses faites sur les facteurs impactant l'hydrologie du bassin, les solutions numériques et la discrétisation spatiale que ce soit en sous-bassins versant ou en grilles (Li *et al.*, 2015). La difficulté dans ce type d'approche est toujours de trouver le bon compromis entre la complexité mise dans le modèle (*i.e.* nombre de paramètres d'entrée), la disponibilité des données nécessaires en entrée et la qualité des sorties du modèle (Li *et al.*, 2015). Une des principales limites d'un modèle trop complexe est la surparamétrisation, *i.e.* l'utilisation d'un jeu de paramètres à caler qui génère une infinité de solutions (Kim et Lee, 2014b). De ce fait, une bonne pratique pour mener à des résultats stables et plausibles est de limiter le plus possible le nombre de paramètres de calage et de restreindre leur gamme de variation respectives par l'intégration d'informations collectées sur le bassin étudié (Koivusalo et Kokkonen, 2003 ; Uhlenbrook et Sieber, 2005). D'autre part, la taille du bassin versant étudié joue aussi sur la qualité de la modélisation et la complexité maximale que l'on peut y intégrer. En général, plus la superficie du bassin augmente, moins l'hétérogénéité de l'occupation des sols impacte la dynamique de la réponse de la rivière aux événements pluvieux. Cette réponse ainsi moyennée est donc souvent plus facile à reproduire que des pics très brefs et très intenses, qui peuvent s'observer sur des petits bassins. Enfin, la durée de la période simulée est un facteur très important surtout pour le processus de calibration des paramètres. En effet, les années hydrologiques pouvant être parfois très différentes en fonction des conditions climatiques, réaliser un calage sur une seule année engendre des incertitudes importantes sur la validité des résultats à moyen et long terme. Pour des modèles globaux tels que le GR4J, composé de quatre paramètres de calage, qui permettent de répartir les flux d'eau entre un réservoir de production, un réservoir de routage et la rivière, Perrin *et al.* (2007) ont démontré que la représentativité des calibrations et la qualité des simulations étaient maximales à partir de cinq années de données recueillies pour réaliser ces calibrations, sur des bassins de moins

de 10 000 km², en réalisant une comparaison sur plus de 300 bassins versants à travers trois continents.

Par ailleurs, l'interprétation des résultats des modèles pluie-débit étant souvent limitée par les incertitudes issues des différences entre la structure du modèle et la réalité du terrain, de nombreux chercheurs tentent d'étudier la relation entre écoulement rapide (ruissellement) et écoulement lent (écoulement de base) par des méthodes purement mathématiques déconnectées de la physique du bassin versant (*e.g.* Eckhardt, 2005 ; Longobardi et Villani, 2008 ; Mei et Anagnostou, 2015 ; Merz *et al.*, 2006 ; Stewart, 2015). Des filtres numériques ont été développés pour diviser les chroniques de débit en écoulements rapides et lents. Lyne et Hollick (1979) ont proposé un filtre qui est encore utilisé aujourd'hui (Ladson *et al.*, 2013), et qui a servi de base à de nombreuses méthodes dont celle de Chapman et Maxwell (1996). L'indice principal calculé à partir des débits de base obtenus par ces filtres est l'IEB (*i.e.* indice d'écoulement de base, noté BFI en anglais pour Baseflow Index) correspondant au rapport entre le débit de base et le débit total d'une rivière. Bien que déconnectés des processus physiques, ces filtres présentent le grand avantage de traiter tous les bassins versants avec la même objectivité et de manière tout à fait répétable. Si les valeurs absolues de l'IEB ne sont pas exploitables directement, les variations relatives de ces résultats pour un ensemble de bassins versants peuvent être reliées à des variations de contexte telles que l'occupation des sols ou la géologie de ces bassins. Dans cette étude, une comparaison des décompositions d'hydrogrammes au moyen de filtres et de modèles conceptuels sera réalisée afin de tester si les hypothèses sous-jacentes au modèle sont cohérentes avec la variabilité spatio-temporelle de l'IEB.

1.1.2 Études des relations nappe – rivière sur les petits bassins versants

Les approches décrites précédemment restreignent les interactions nappe – rivière à une quantité d'eau qui se décharge dans la rivière. Or, ces interactions sont beaucoup plus complexes et variables dans l'espace car elles dépendent de nombreux facteurs tels que le climat, le paysage, l'occupation du territoire, la géologie et les facteurs biotiques (Sophocleous, 2002). Selon l'impact de chacun de ces facteurs, les rivières seront soit alimentées par les eaux souterraines, soit alimenteront les nappes, soit seront totalement déconnectées des eaux souterraines (Bencala, 2005). Lorsque la nappe et la rivière sont

connectées, la complexité de l'étude de leurs relations provient aussi du fait que les mouvements d'eau et d'éléments entre les deux systèmes se font souvent à double-sens (Woessner, 2000). En effet, des infiltrations de l'eau de rivière (zone de perte) peuvent alterner avec des exfiltration des eaux de nappe (zone de gain) sur différents tronçons de rivière (Atkinson *et al.*, 2015). Il faut aussi prendre en compte les différents modes de décharge de la nappe en rivière. En effet, il peut exister trois types de flux d'eau de nappe en rivière (Figure 1-4). Il existe les apports directs d'eau souterraine en rivière qui s'effectuent au niveau de la zone hyporhéique. Cette zone dont les délimitations spatiales sont souvent difficiles à contraindre, correspond aux sédiments du lit de la rivière où l'eau qui y circule possède une chimie intermédiaire entre la chimie de la rivière en surface et la chimie de la nappe en profondeur (Boulton *et al.*, 2010 ; Winter, 1999). En complément de ces flux directs, il peut exister des apports latéraux qui alimentent la rivière en transitant par les zones riveraines. Par convention dans ce mémoire, les zones riveraines sont constituées des bandes de terrain de fond de vallée qui longent les cours d'eau sur lesquelles se développent généralement des zones humides. Les flux latéraux peuvent transiter en surface, auquel cas ils sont issus de sources d'eau de nappe situées plus en amont. Ils peuvent aussi transiter en subsurface au sein des premières dizaines de centimètres de sédiments et alimenter la rivière de manière diffuse au travers des berges.

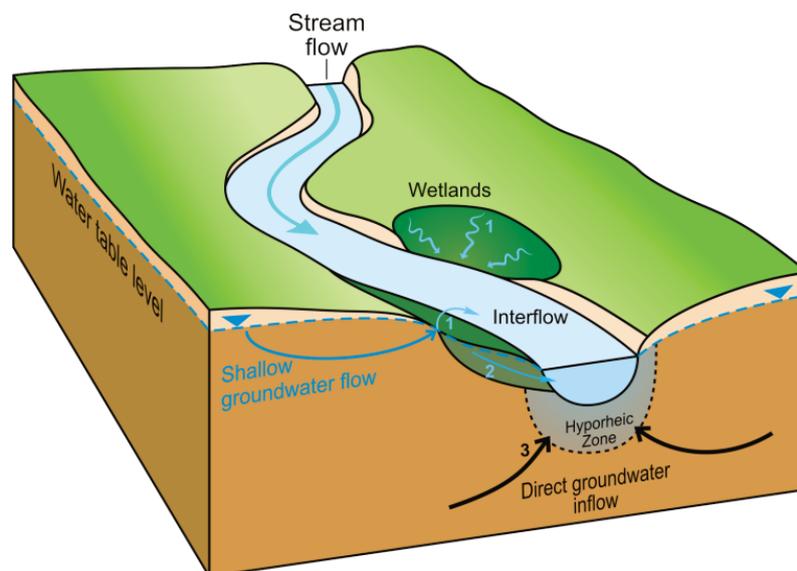


Figure 1-4 : Tronçon de rivière alimenté par différents types de flux d'eau souterraine dus aux ZH (wetlands) développées sur les zones riveraines : d'une part les « interflows » correspondant aux apports latéraux d'eau de nappe en rivière soit par ruissellement issu des lignes de sources (1) soit par flux diffus (2), et d'autre part les flux souterrains directs (3).

Cette complexité à la fois spatiale et temporelle peut être à l'origine de nombreuses variations de la qualité des eaux de rivière. Afin de comprendre cette dernière, il est donc nécessaire de localiser les zones de perte et les zones de gain d'eau, de les quantifier et enfin de contraindre la qualité des flux entrants et sortants de la rivière. Pour cela, de nombreuses méthodes ont été développées au cours des dernières décennies. Les principales méthodes et outils sont présentés dans les sections suivantes.

- ***Méthodes de quantification des flux nappe – rivière***

La décharge des eaux souterraines en rivière varie tout au long de l'année en fonction du niveau piézométrique de la nappe et des niveaux d'eau dans la rivière. Cette variation est intrinsèquement liée aux conditions météorologiques et au bilan hydrologique au sein du bassin. Depuis les années 1960, de nombreuses études ont porté sur la caractérisation des flux nappe – rivière que ce soit à l'aide de méthodes physiques, chimiques ou isotopiques (voir les articles de synthèse de Cook, 2013 ; Kalbus *et al.*, 2006 ; Sophocleous, 2002). Les méthodes de caractérisation physiques basées sur la loi de Darcy ont été les premières utilisées pour définir les connections ou déconnections entre les rivières et les aquifères (Freeze et Cherry, 1979 ; Rushton et Tomlinson, 1979 ; Winter *et al.*, 1998). Les mesures de niveau piézométrique des nappes dans les lits de rivière ou dans les zones riveraines, très usitées pour identifier la direction des flux, ne permettent pas de quantifier ces flux à l'échelle d'une rivière car elles ne sont représentatives que du transect reliant le piézomètre à la rivière. En effet, Noorduijn *et al.* (2014) ont démontré que les mesures effectuées à partir de la loi de Darcy n'étaient représentatives que pour un linéaire de rivière égal à la distance entre le piézomètre et le cours d'eau, ce qui rend difficile l'intégration de ces résultats à l'échelle d'un bassin versant entier.

Les méthodes physico-chimiques répertoriées dans la littérature récente se basent souvent sur l'utilisation de traceurs artificiels (voir article de revue de Kalbus *et al.*, 2006). Bien qu'elles soient couramment utilisées, ces méthodes peuvent être difficiles à interpréter à l'échelle locale. En effet, les traçages artificiels (*e.g.* sel, fluorescéine) sont efficaces pour calculer des bilans totaux d'eau (Moore, 2004b, 2004a), mais ils ne permettent pas de distinguer les flux d'eau souterraine directs, arrivant par le lit de la rivière, des flux latéraux passant par les

zones riveraines. Cette distinction ne peut se faire qu'avec des traceurs ayant des signatures différentes pour chaque type de flux. Dans un bassin versant où les flux latéraux sont importants, la qualité chimique des rivières peut être étroitement liée à leur contribution. Il est donc primordial d'essayer de les distinguer afin de pouvoir caractériser précisément leur distribution au sein du bassin.

En cela, les méthodes basées sur le couplage de traceurs géochimiques peuvent être appropriées. Les traceurs généralement utilisés sont le radon-222 (^{222}Rn), les CFC-SF₆, la conductivité électrique (CE), le $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$, les ions majeurs et le carbone inorganique dissous (Atkinson *et al.*, 2015 ; Batlle-Aguilar *et al.*, 2014 ; Cook, 2013 ; Cook *et al.*, 2003 ; Cook *et al.*, 2006 ; Gleeson *et al.*, 2009 ; Meredith et Kuzara, 2012 ; Meredith *et al.*, 2009 ; Unland *et al.*, 2013). La plupart de ces méthodes utilisent un modèle de quantification des flux similaire à celui de Cook *et al.* (2003). Ce modèle prend en compte les flux d'eau souterraine, le dégazage vers l'atmosphère, la désintégration radioactive, l'incorporation atmosphérique et l'activité de la zone hyporhéique (*i.e.* activité dans l'eau en interaction avec les sédiments du lit de la rivière). Dans ce cadre, le traceur le plus communément utilisé est le ^{222}Rn . En effet, isotope radioactif, 6^{ième} descendant de l'uranium-238, le ^{222}Rn est un gaz inerte qui se concentre tant qu'il est confiné en milieu souterrain et qui dégaze très rapidement lorsqu'il arrive à la surface. Il existe généralement un gradient d'un à deux ordres de grandeur des activités en ^{222}Rn entre les eaux souterraines et les rivières (Stellato *et al.*, 2008). Ces caractéristiques en font donc un excellent traceur des arrivées d'eau souterraine en rivière.

- ***Méthodes qualitatives d'étude des flux nappe – rivière***

Conceptuellement, l'interaction nappe – rivière se situe majoritairement au niveau de la zone hyporhéique. En plus d'accueillir des flux de décharge d'eau souterraine, la zone hyporhéique est le berceau des flux d'eau de rivière qui s'infiltrent à un endroit donné et s'exfiltrent en aval. Ces flux peuvent être verticaux dans le lit de la rivière ou latéraux dans la zone saturée des berges (Bencala, 2005). Bien que le bilan de masse d'eau ne soit pas perturbé par ces processus, la chimie de la rivière peut évoluer grandement (Datry *et al.*, 2008 ; Jonsson *et al.*, 2003). Toute la difficulté réside dans le fait de déterminer si l'évolution de la qualité de la rivière provient des apports souterrains eux-mêmes ou des processus biogéochimiques impactant la chimie des eaux transitant dans la zone hyporhéique.

D'autre part, dans les nombreux bassins versants où les flux latéraux importants en fond de vallée ont permis aux zones riveraines ainsi alimentées d'évoluer en zones humides (ZH, Figure 1-4), les processus biochimiques inhérents à ces zones humides peuvent modifier la chimie de la nappe avant sa décharge en rivière (Conant *et al.*, 2004 ; Ellis *et al.*, 2007 ; Jones Jr et Holmes, 1996). En effet, grâce à leur forte teneur en matière organique et à leur faible teneur en oxygène, ces zones sont le réceptacle de réactions d'oxydo-réduction qui permettent, par exemple, les processus de dénitrification. L'assimilation par les plantes peut aussi contribuer temporairement à l'épuration des eaux de sub-surface (*i.e.* transitant dans les premières dizaines de centimètre des sédiments constitutifs des zones humides). De nombreuses études faites de par le monde montrent une grande diversité de typologie et d'efficacité des zones humides (*e.g.* Banaszuk *et al.*, 2005 ; Casey *et al.*, 2004 ; Hefting *et al.*, 2006). Toutefois, si un même type de végétation peut avoir différents taux d'épuration en fonction des conditions géomorphologiques, hydrologiques et climatiques (Ranalli et Macalady, 2010), les relations entre ces facteurs restent encore mal connues.

1.1.3 Fonctionnement et intérêt écologique des zones humides en tête de bassin versant

Que ce soit pour des raisons sanitaires ou économiques, les zones humides (ZH) ont subi de nombreuses détériorations (*e.g.* réseau de drainage) allant jusqu'à la disparition complète de nombre d'entre elles. Pourtant, si le développement de régions entières a profité de ce recul des milieux humides, il a corollairement eu pour conséquence d'engendrer des désordres environnementaux tels que des crues de plus en plus dévastatrices ou la dégradation de la qualité des eaux (Bullock et Acreman, 2003). Au milieu du XX^e siècle, les zones humides ont été reconnues à travers le monde comme des milieux sensibles exceptionnels pour la biodiversité et le maintien des équilibres naturels (Alard, 2002). De nombreuses études ont ensuite été réalisées afin de comprendre, classifier et gérer ces milieux dans une optique de préservation à long terme. Les différents types de milieux humides et leurs fonctions sont maintenant reconnus et classifiés, mais leur fonctionnement reste encore mal compris (Barnaud et Fustec, 2007). Aujourd'hui, on dénombre une multitude de milieux humides différents, dont les fonctionnements très diversifiés laissent encore des énigmes non

résolues. Cependant, s'il est un constat admis par tous, c'est que malgré leur faible étendue à la surface de la Terre (6 % des terres émergées; Mitsch et Gosselink, 1993), leur localisation dans le paysage, leur structure et les processus qui s'y développent placent les zones humides au cœur du fonctionnement de la biosphère (Fustec et Lefeuvre, 2000).

- ***Différents types de zones humides***

Il existe différentes définitions pour le terme « zone humide » :

- les zones humides sont des « terrains, exploités ou non, habituellement inondés ou gorgés d'eau douce, salée ou saumâtre de façon permanente ou temporaire ; la végétation, quand elle existe, y est dominée par des plantes hygrophiles pendant au moins une partie de l'année » (Code de l'environnement, Art. L211-1, France).
- Les milieux humides regroupent l'ensemble des sites saturés d'eau ou inondés pendant une période suffisamment longue pour influencer les composantes sol ou végétation. Les sols se développant dans ces conditions sont des régosols, des gleysols (des sols minéraux) ou des sols organiques alors que la végétation se compose essentiellement d'espèces hygrophiles ou, du moins, tolérant des inondations périodiques (Couillard et Grondin, 1986).
- Dans le but d'englober l'ensemble des milieux humides, la convention RAMSAR rédigée en 1971 et mise en service en 1975 définit de manière très large ces milieux comme étant « des étendues de marais, de fagnes, de tourbières ou d'eaux naturelles ou artificielles, permanentes ou temporaires, où l'eau est stagnante ou courante, douce, saumâtre ou salée, y compris des étendues d'eau marine dont la profondeur à marée basse n'excède pas six mètres » (Convention RAMSAR 1971).

De la même façon qu'il existe différentes définitions, il existe dans la littérature de nombreuses classifications des zones humides (*e.g.* Cowardin *et al.*, 1979 ; Dugan, 1990 ; Frazier, 1996). En France, dans le cadre de l'application de la loi sur l'eau de 1992, une typologie des zones humides a été réalisée en 1996 pour l'élaboration des Schémas Directeurs d'Aménagement et de Gestion de l'eau (SDAGE ; Tableau 1-1). Les 13 classes se décomposent en sous-classes au niveau de la gestion des Schémas d'Aménagement et de Gestion de l'Eau (SAGE).

Tableau 1-1 : Systèmes typologiques applicables dans le cadre des Schémas Directeurs d'Aménagement et de Gestion de l'eau. Version du 20 février 1996

SDAGE	SAGE
Système typologique applicable aux Schémas Directeurs d'Aménagement et de Gestion des Eaux, version du 20 Février 1996.	Au niveau du Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux, il s'agit de correspondances indicatives établies à partir du critère habitats et non d'une typologie intégrant les fonctions écologiques et services rendus par les zones humides.
1 - Grands estuaires 2 - Baies et estuaires moyens plats 3 - Marais et lagunes côtiers	Herbiers, Récifs Vasière Prés salés Arrière dune Lagune
4 - Marais saumâtres aménagés	Marais salant Bassin aquacole
5 - Bordures de cours d'eau 6 - Plaines alluviales 7 - Zones humides de bas-fond en tête de bassin	Ripisylve Forêt alluviale Prairie inondable Roselière, Cariçaie Végétation aquatique Marais d'altitude
8 - Régions d'étangs 9 - Bordures de plans d'eau (lacs, étangs)	Forêt inondable Prairie inondable Roselière, Cariçaie Végétation aquatique
10 - Marais et landes humides de plaine	Lande humide Prairie tourbeuse
11 - Zones humides ponctuelles	Petit lac Mare Tourbière Pré salé continental
12 - Marais aménagés dans un but agricole	Rizière Prairie amendée Peupleraie
13 - Zones humides artificielles	Réservoir, Barrage Carrière en eau Lagunage

Pour les études fines à petite échelle, la typologie communément employée sur le territoire est le Corine Biotope, résultat d'un programme européen visant à homogénéiser à l'échelle de l'union européenne la description des milieux humides (Bissardon *et al.*, 2002 ; Moss et Wyatt, 1994). Parmi les plusieurs centaines de types d'habitats répertoriés dans cette typologie à 6 échelons, 385 correspondent à des milieux humides dont 31 correspondent à des milieux non côtiers retrouvés en région parisienne (Annexe 1). Au sein des têtes de bassin versants, les zones humides se rencontrent plus particulièrement dans les fonds de vallées, au niveau des zones riveraines.

- ***Fonctionnement hydrologique des zones humides situées en tête de bassin versant***

Le fonctionnement hydrologique des zones humides dépend à la fois de leur localisation, de leur taille et de l'importance des connexions avec les réseaux d'eau de surface et souterrains (Barnaud et Fustec, 2007). De manière générale, les zones humides peuvent recevoir de l'eau de trois sources : les précipitations, les rivières, et les nappes d'eau souterraine. À l'inverse, les milieux humides peuvent perdre de l'eau par évapotranspiration, par infiltration vers la nappe sous-jacente et par décharge dans une rivière. La prédominance de chacun de ces facteurs dépend principalement de la position de la zone humide au sein du bassin versant. Par exemple, les zones humides situées sur les plateaux ne sont alimentées que par les précipitations (Figure 1-5). Ces milieux dits « ombrotrophes » ne peuvent subsister que tant que le bilan $P - ETP$ est positif (Fustec et Lefeuvre, 2000). Les sorties autres que l'évapotranspiration sont généralement faibles mais lorsqu'elles existent, peuvent contribuer à alimenter les nappes sous-jacentes. Bien que longtemps considérée comme négligeable dû à la faible perméabilité des sédiments de fond des zones humides, il est maintenant avéré que l'hétérogénéité des sédiments composant les milieux humides rend leur perméabilité très variable et produit des zones où des échanges avec l'aquifère sous-jacent sont possibles. Dans ce cas, les milieux humides peuvent constituer des aires de recharge privilégiées pour les nappes sous-jacentes.

À l'inverse, les zones humides de fond de vallée sont souvent alimentées à la fois par les précipitations et par les eaux souterraines. Cette double alimentation permet à la zone humide de recevoir un apport d'eau continu et plus riche en éléments que les zones humides des plateaux. Suivant la pente générale du secteur, l'eau émerge du milieu humide soit par voie souterraine, soit par voie surfacique afin de rejoindre plus en aval le réseau hydrographique. Enfin, le dernier type de zone humide que l'on peut rencontrer en tête de bassin versant correspond aux zones humides riveraines. Ces milieux sont de loin les plus complexes car ils peuvent, selon leur contexte géomorphologique local, recevoir de l'eau des trois réservoirs ou avoir ces trois réservoirs comme exutoire potentiel.

Il est possible de rencontrer les trois types de zones humides sur un même bassin versant. Sachant que le fonctionnement peut varier de manière marquée pour un même type de milieu humide, les études montrent que les effets des milieux humides sur les hydrosystèmes peuvent être très variables dans le temps et dans l'espace.

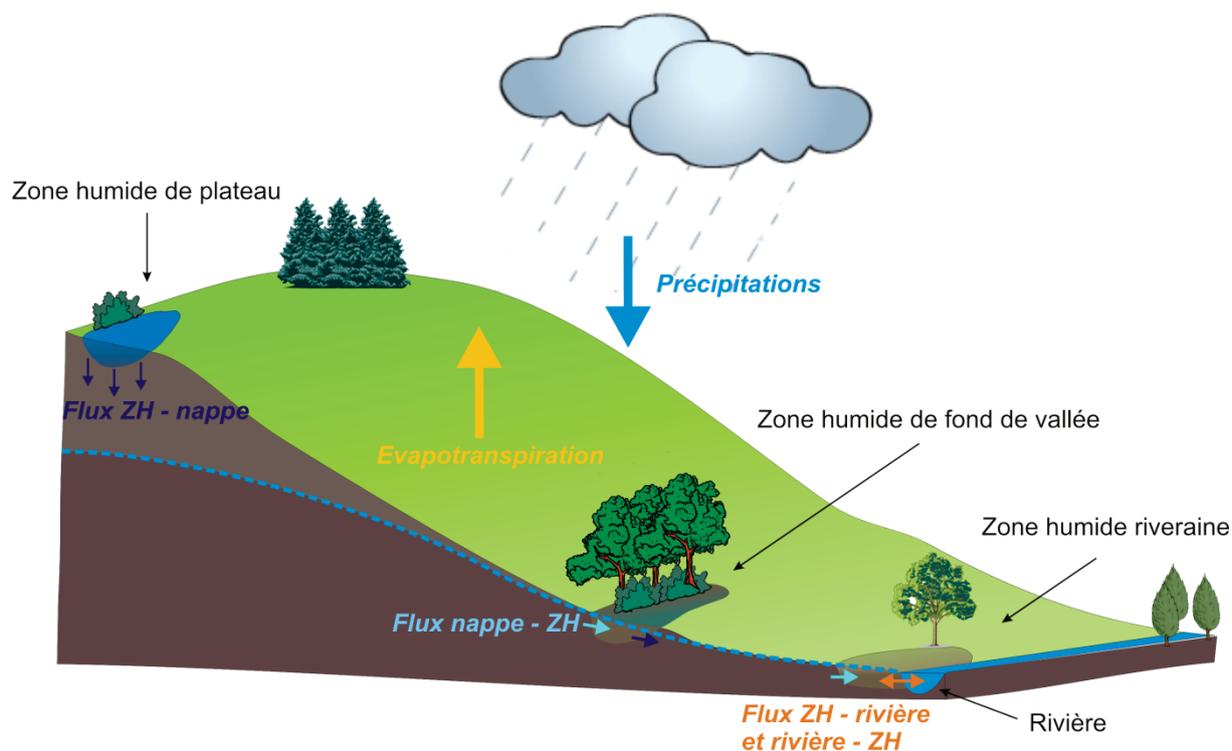


Figure 1-5 : Interactions entre les réservoirs d'eau (atmosphère, nappe et rivière) et les principaux types de zones humides rencontrées dans les têtes de bassin

- **Rôle des zones humides en tête de bassin versant dans le transfert des polluants**

De par leur position privilégiée au sein d'un bassin versant, les zones humides peuvent jouer un grand rôle sur la qualité des eaux. Les zones humides de fond de vallée, riveraines ou non, étant alimentées par la nappe, peuvent contribuer à la rétention des matières en suspension (MES), à la réduction des nutriments et au stockage de certains polluants (notamment les pesticides) contenus dans l'eau avant la décharge en rivière (Barnaud et Fustec, 2007). En effet, Peterjohn et Correll (1984) ont fait partie des premiers à démontrer le rôle des zones humides dans le stockage des MES au niveau des zones humides riveraines forestières de tête de bassin. Le taux de rétention y était estimé entre 80 et 94 %. En ce qui concerne les nutriments, les zones humides peuvent aussi jouer le rôle de puits, surtout en ce qui concerne les nitrates et les phosphates (Ranalli et Macalady, 2010 ; Reddy *et al.*, 1999). Plusieurs études ont mis en évidence des zones de dénitrification dans les parties amont des zones humides riveraines (*e.g.* Hattermann *et al.*, 2006 ; Jacks et Norrström, 2004). Pourtant, beaucoup s'accordent sur la grande hétérogénéité de l'efficacité des zones humides sur l'épuration des eaux et la rétention des nutriments, notamment en fonction du régime

hydrologique où, en période de crue, ces milieux peuvent se transformer en sources d'éléments au lieu de conserver leur rôle de puits (Kalin *et al.*, 2012). Cette large gamme en termes d'efficacité est liée à de nombreux facteurs (*i.e.* hydrologie du site, type de végétation, temps de contact entre les eaux polluées et le milieu) qui rendent l'extrapolation de résultats à des sites méconnus très difficile. Cependant, que ce soit en amont ou en aval du bassin versant ces zones humides peuvent donc jouer un rôle sur la qualité des eaux avec lesquelles elles entrent en interaction. Il est donc essentiel d'étudier leur fonctionnement pour gérer de manière durable le bon fonctionnement d'un bassin dans son ensemble.

1.1.4 Qualité des masses d'eau – du cycle des éléments aux aspects réglementaires

Différents éléments sont présents dans l'eau à la fois sous forme dissoute et particulaire : (1) matière inorganique particulaire en suspension, (2) ions majeurs dissous (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- et SO_4^{2-}), (3) nutriments dissous (N, P et parfois Si), (4) matière organique particulaire et dissoute, (5) gaz dissous (N_2 , CO_2 et O_2), (6) éléments traces (métaux) particulaires et dissous (Allan et Castillo, 2007). Leur proportion relative dépend du contexte géologique et anthropique du bassin versant de la rivière étudiée. En contexte naturel, les éléments chimiques sont apportés à la rivière par l'eau de pluie ou par les eaux souterraines qui se sont chargées en éléments en altérant et en dissolvant les minéraux des sols et de la roche encaissante. Sur un bassin versant anthropisé, se rajoutent (i) des intrants d'eau de surface ponctuels dans l'espace tels que les effluents de station d'épuration ou des sorties d'étangs artificiels et (ii) des intrants diffus provenant des exploitations agricoles, des entretiens d'espaces verts, des fuites dans les réseaux d'assainissement collectifs et non collectifs. L'ensemble de ces sources d'eau contribue à la composition chimique des eaux de rivière et à l'évolution de leur qualité. À tout cela, doit être ajouté un facteur important à prendre en compte : l'ensemble des processus biogéochimiques qui peuvent modifier la chimie de l'eau avant son entrée en rivière ou lors de son parcours au sein du cours d'eau.

Dans ce travail, ce sont les éléments dissous qui sont principalement étudiés : gaz, ions majeurs, nutriments et pesticides. Parmi ces éléments, deux catégories peuvent être établies : les éléments conservatifs tels que les chlorures ou les bromures et les éléments non conservatifs tels que les nitrates ou les bicarbonates. Cette notion de conservation indique que

l'élément étudié n'interagit pas avec son environnement et dont les variations de concentration ne sont dues qu'à des processus de dilution. L'exemple le plus souvent utilisé pour décrire cette catégorie est l'ion chlorure. Dans des bassins versants intracontinentaux en contexte naturel, les ions chlorures ne sont apportés que par la pluie et n'entrent dans aucune structure biologique ou minérale autre que le sel, ce qui le rend généralement inerte dans les rivières et en fait un très bon traceur de flux d'eau (Petelet-Giraud et Negrel, 2007). Néanmoins, les activités anthropiques peuvent introduire des sels dans les eaux ce qui enlève le caractère homogène de la répartition des chlorures sur un bassin donné. Ces ions peuvent alors être utilisés comme marqueurs de pollutions diffuses ou ponctuelles. À l'opposé, les éléments constitutifs des anions majeurs (C, N, P) suivent des cycles complexes où se mêlent des processus biologiques et chimiques qui peuvent à terme fortement impacter la qualité des eaux. Ce sont donc des éléments non-conservatifs, bons marqueurs des processus.

- ***Cycle du carbone***

Constituant principal des êtres vivants, le carbone joue un rôle essentiel dans le fonctionnement des écosystèmes. Présent sous de nombreuses formes organiques et inorganiques, le carbone se répartit sur Terre selon un cycle biogéochimique assez complexe (Figure 1-6). Toutefois, dans le cadre des bassins versants continentaux de petite taille, les principales sources de carbone sont la matière organique d'origine agricole et naturelle, les minéraux carbonatés, les rejets urbains et l'atmosphère. Dans les rivières, le carbone peut être présent sous trois formes : (i) le carbone organique dissous (DOC), (ii) le carbone organique particulaire (POC), et (iii) le carbone inorganique dissous (DIC). À l'échelle mondiale, le carbone est transporté en rivière à 82 % sous forme dissoute dont 37 % sous forme organique et 45 % sous forme inorganique (Meybeck, 1982). Les sources anthropiques telles que les stations d'épuration ou les exploitations agricoles apportent en majorité du carbone organique aux rivières. À l'inverse, les sources naturelles telles que les nappes d'eau souterraine apportent en majorité du carbone inorganique issu de la dissolution du CO₂ du sol, de la dissolution des minéraux carbonatés, et/ou de la dégradation de matière organique en carbone inorganique dans les sols (Das *et al.*, 2005 ; Gillon *et al.*, 2009). Une fois dans la rivière, le carbone organique peut se déposer ou se dégrader, tandis que le carbone inorganique s'équilibre avec l'atmosphère, ce qui se traduit par un dégazage de CO₂ et la précipitation de

carbonates. Si les grandes rivières sont largement étudiées pour leur rôle dans le transport de carbone organique et inorganique vers les océans (Schulte *et al.*, 2011), les petites rivières sont aussi très importantes car leur rapport (surface de contact air – eau) / (volume d'eau) est élevé, ce qui tend à générer un taux de processus physiques et biogéochimiques tels que le dégazage plus importants que les grandes rivières (Khadka *et al.*, 2014).

La répartition du carbone dans un bassin versant dépend donc de nombreux paramètres tels que la lithologie, la topographie, le type de sols, le climat, la végétation et les activités anthropiques (Lauerwald *et al.*, 2013). Les processus pouvant affecter la chimie du carbone en rivière (*e.g.* dégazage, photosynthèse) modifient aussi sensiblement sa signature isotopique. Ainsi la combinaison de la spéciation du carbone en rivière et de sa signature isotopique peut être utilisée pour déterminer son origine.

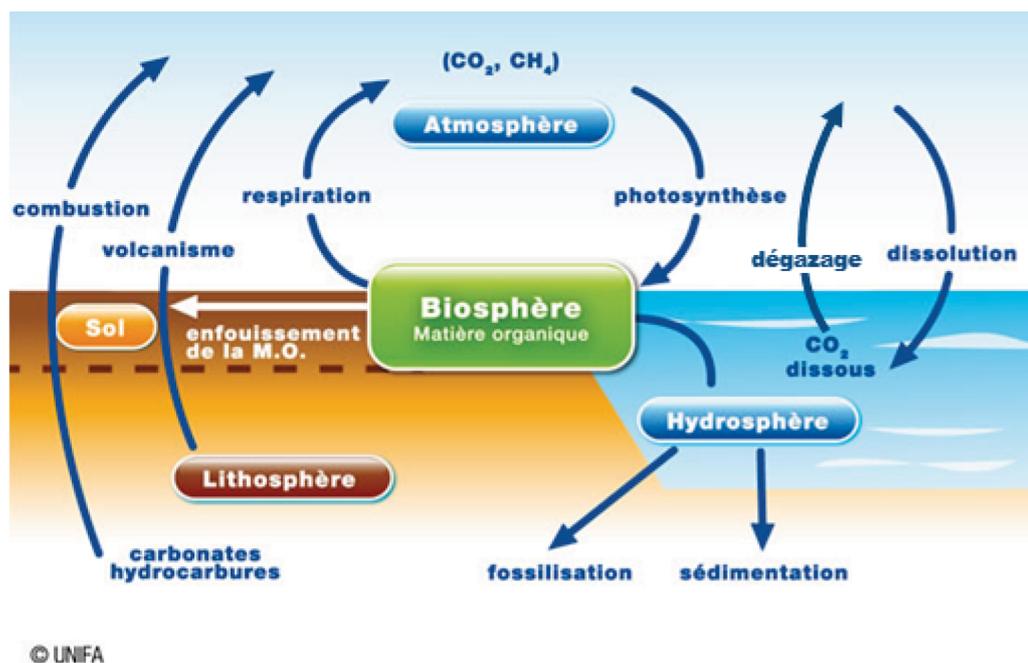


Figure 1-6 : Cycle du carbone (modifié à partir de <http://www.unifa.fr/>)

- **Cycle de l'azote**

L'azote est un élément nutritif essentiel dans le développement des organismes vivants. La première source d'azote est l'atmosphère, où il est présent sous forme de diazote (N_2) et d'oxydes d'azotes (NO_x ; Figure 1-7). Entre l'atmosphère et les rivières, l'azote passe par de nombreux processus (fixation par les plantes, production d'engrais, élevage, etc.), qui conduisent presque tous à la production de nitrates (NO_3^-) ou d'ammonium (NH_4^+). Ces deux

espèces minérales d'azote peuvent atteindre les eaux souterraines par lessivage ou infiltration d'eau de surface (*i.e.* lacs, étangs, rivières), mais peuvent aussi transiter directement vers les cours d'eau par ruissellement, drainage ou flux nappe – rivière. Dans la rivière, les ions ammonium s'oxydent rapidement en nitrites (NO_2^-) puis en nitrates, alors que les nitrates sont très peu épurés en raison de la présence d'oxygène qui empêche les processus de dénitrification en particulier dans les rivières peu profondes bien oxygénées. Par ailleurs, l'assimilation des nitrates par les micro-organismes reste très minoritaire dans les rivières. De ce fait, si les apports de nitrates sont conséquents et simultanés à des apports de phosphates, les rivières peuvent rapidement subir des processus d'eutrophisation. L'eutrophisation se développe en réponse à un excès de concentration à la fois en nitrates et en phosphates. La prolifération d'algues, engendrée par ces apports nutritifs trop importants, diminue drastiquement les concentrations en oxygène dissous, provoquant la perte de nombreuses populations piscicoles.

Contrairement au carbone, le cycle de l'azote au sein d'un bassin versant n'est pas lié à la lithologie mais dépend principalement des activités anthropiques du secteur, et aussi du type de sol, de la végétation du climat et de la topographie, qui facilitent ou non la fixation de l'azote dans les sols.

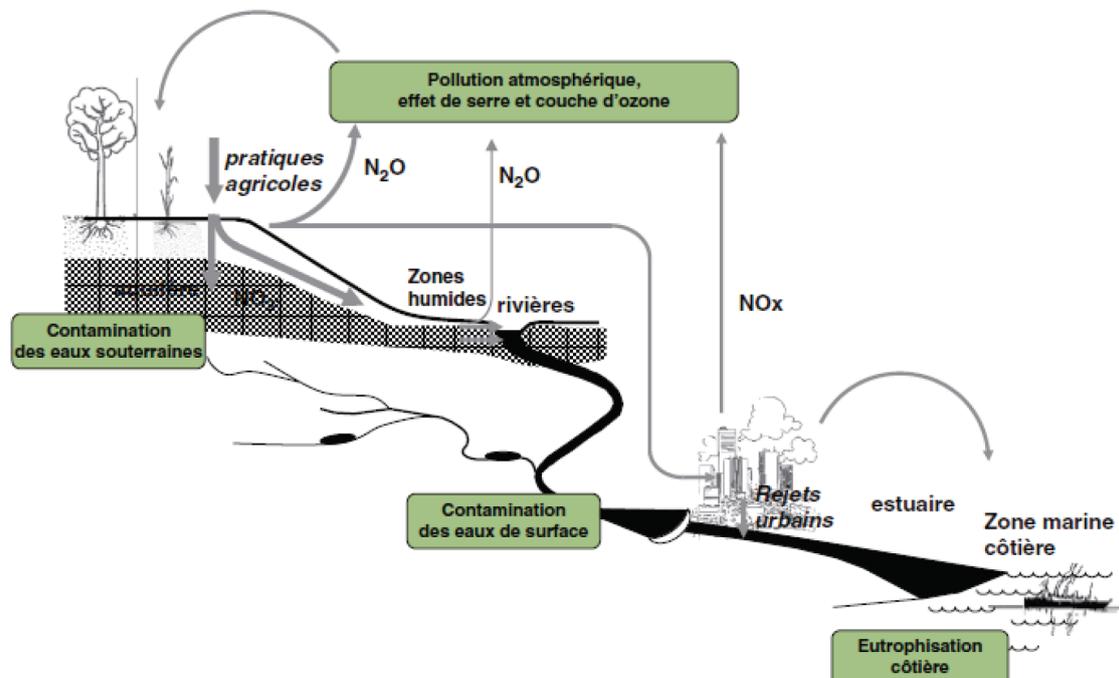


Figure 1-7 : Cycle biogéochimique simplifié de l'azote, impacté par les activités anthropiques (Billen *et al.*, 2013)

- **Cycle du phosphore**

Avec des teneurs soixante fois plus faibles que celles en carbone dans la biomasse du sol (*i.e.* ratio C:N:P de 60:7:1; Cleveland et Liptzin, 2007), le phosphore est le troisième élément nutritif nécessaire à la croissance des organismes (Redfield, 1958). Ces faibles concentrations de phosphore organique s'insèrent dans un cycle terrestre très fragile, où la moindre augmentation des teneurs dans les milieux aquatiques peut entraîner des phénomènes d'eutrophisation (Figure 1-8). En effet, c'est généralement le phosphore qui joue le rôle de facteur limitant dans ce processus (Garnier *et al.*, 2005). Les principales sources de phosphore sont les résidus agricoles, les fertilisants, la biomasse et les rejets urbains (*e.g.* stations d'épuration). Le phosphore qui n'est pas utilisé par la biomasse du sol et les plantes, va être transporté vers les masses d'eau souterraines par lessivage et vers les eaux de surface par drainage, ruissellement ou érosion. Contrairement aux nitrates, le phosphate s'adsorbe facilement sur les argiles et les oxydes de fer. De ce fait, en rivière il peut être partiellement absorbé, limitant les taux de phosphore dissous dans l'eau. L'assimilation par les micro-organismes est le second processus qui peut permettre de diminuer les teneurs en phosphate de l'eau.

En résumé, à l'échelle d'un bassin versant, le cycle du phosphore va dépendre des mêmes facteurs que le cycle de l'azote, et le rôle des activités anthropiques y est prépondérant.

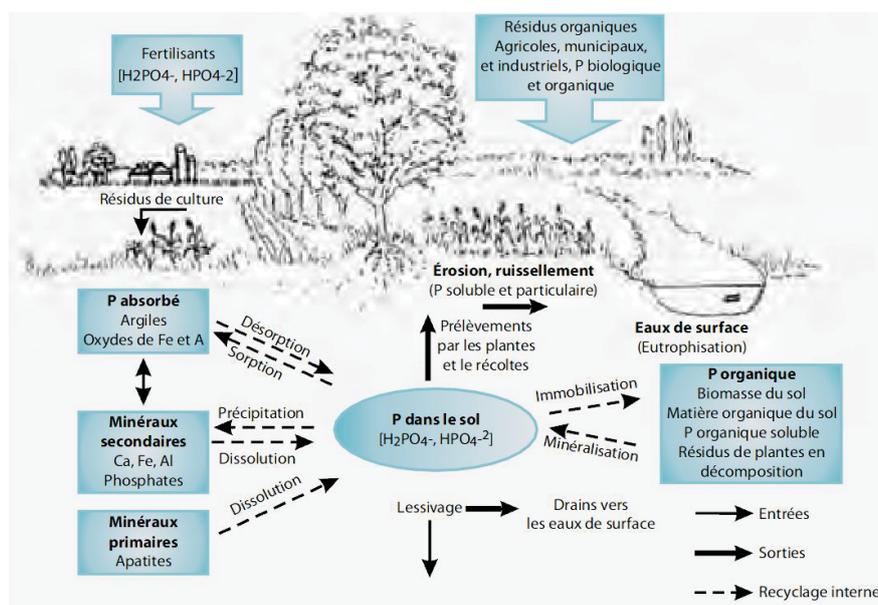


Figure 1-8 : Cycle du phosphore (Gangbazo et Babin, 2000)

- ***Les pesticides***

La présence de pesticides dans l'environnement est liée à leur usage en agriculture et en entretien des voiries et jardins. Dans le cas des pratiques agricoles, leur utilisation s'est largement accrue dans la seconde moitié du XX^e siècle pour augmenter les rendements des terres cultivées. Des études ont effectivement démontré une perte de rendement de près de 50 % pour les cultures sans pesticides (Oerke, 2006). Cependant, l'utilisation importante des pesticides cause des problèmes environnementaux, notamment par leur introduction dans les eaux de surface, que ce soit de manière ponctuelle (*e.g.* apports de STEP) ou diffuse (*e.g.* lessivage des terres agricoles), cette dernière étant majoritaire. Reichenberger *et al.* (2007) ont décrit les cinq processus diffus d'apport de pesticides aux réseaux hydrographiques : (i) ruissellement et érosion des sols, (ii) dérive de pulvérisation, (iii) lessivage, (iv) réseaux de drainage, et (v) autres sources telles que les dépôts atmosphériques ou le transport des particules érodées par le vent. Parmi ces processus, le ruissellement transporte en moyenne moins de 1 % de la masse totale appliquée sur les sols. La dérive de pulvérisation, *i.e.* transport aérien de fines gouttes de solution pulvérisée, est considérée comme la première source de pollution des eaux de surface, alors que le lessivage est le principal processus qui impacte les eaux souterraines. La quantité de pesticides lessivés dépend à la fois de la quantité de précipitations tombées après chaque application, mais aussi de la température et de la teneur en carbone organique dans le sol (Vymazal et Březinová, 2015). Ce dernier élément est important car il renvoie à la forme sous laquelle les pesticides sont transportés par l'eau, à savoir sous forme dissoute ou particulaire. La sorption des pesticides dans les sols joue un rôle essentiel dans le stockage des pesticides, mais elle peut aussi être la source d'importants transports colloïdaux ou particuliers lors d'évènements pluvieux importants érodant les sols (Figure 1-9 ; Tang *et al.*, 2012). La sorption influence donc sur le temps de résidence moyen des pesticides dans le sol, et est propre à chaque pesticide, caractérisée par un coefficient de sorption (K_d).

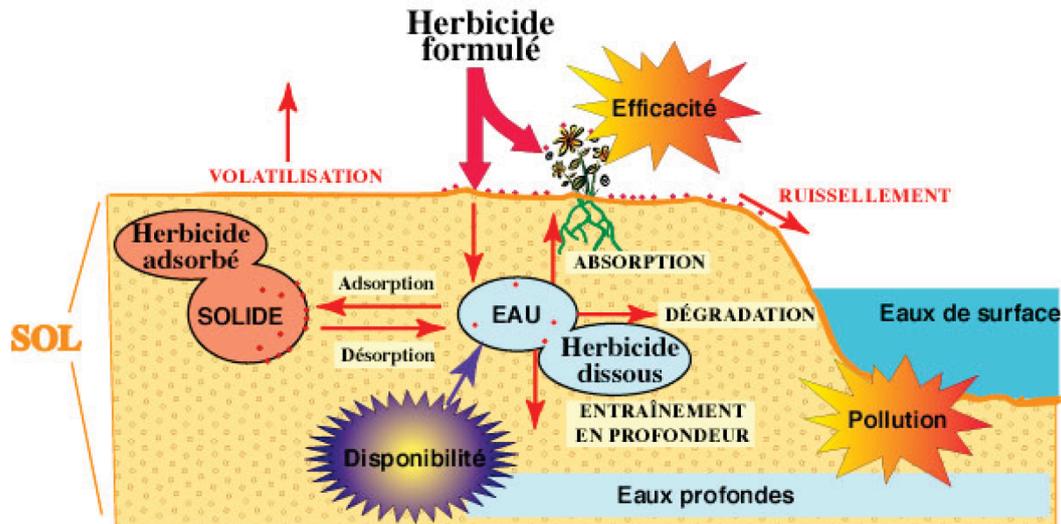


Figure 1-9 : Processus de transport et de transformation des pesticides dans le sol (Barriuso *et al.*, 1996)

Le temps de résidence des pesticides dans les sols dépend également des processus de dégradation qui modifient les structures moléculaires en créant généralement des molécules plus stables que celles apportées initialement. Parmi ces processus, il existe l'hydrolyse, la photodégradation, et la dégradation microbienne. Chaque famille de pesticide est plus moins sensible à ces processus : pour exemple, l'atrazine n'est pas du tout modifiée par la photodégradation mais elle est très sensible aux processus microbiens, tandis que le glyphosate va être moyennement dégradé par l'ensemble des processus cités (Calvet *et al.*, 2005). Les cinétiques de dégradations sont généralement exprimées en temps de demi-vie de la molécule par rapport à un processus donné. Ce temps de demi-vie peut varier de quelques jours à plusieurs mois voire plusieurs années.

Tous ces processus ont pour effet d'augmenter le temps de résidence moyen des pesticides et de leurs résidus de dégradation dans les sols, ce qui explique que certaines molécules comme celles de la famille de l'atrazine, interdite depuis 2003, sont toujours visibles dans les eaux souterraines et de surface. Les moyens d'action contre les pollutions aux pesticides les plus efficaces restent encore la diminution des applications et la mise en place de zones tampon, telles que des bandes enherbées ou des zones humides en aval des exploitations agricoles, qui permettent le stockage et la dégradation des pesticides au lieu d'un transit direct vers les milieux aquatiques (Tang *et al.*, 2012).

- ***Notion de pollution – normes de qualité***

Afin de juger de la qualité des milieux aquatiques et des eaux souterraines, les pouvoirs publics ont définis un certain nombre de critères basés sur les résultats des études scientifiques. Une pollution a été définie par la directive cadre sur l'eau (DCE) comme « l'introduction directe ou indirecte, par suite de l'activité humaine, de substances ou de chaleur dans l'air, l'eau ou le sol, susceptibles de porter atteinte à la santé humaine ou à la qualité des écosystèmes aquatiques ou des écosystèmes terrestres, qui entraînent des détériorations aux biens matériels, une détérioration ou une entrave à l'agrément de l'environnement ou à d'autres utilisations légitimes de ce dernier » (1). Cette pollution peut être d'ordre physique (température, radioactivité), organique (matière organique), biologique (virus, bactéries), ou chimique (*e.g.* fertilisants, pesticides, métaux, hydrocarbures) et provenir des activités industrielles, agricoles ou urbaines. Pour lutter de manière efficace contre ces pollutions, de nombreuses normes ont vu le jour pour chaque molécule jugée comme potentiellement polluante. Dans le cas des milieux aquatiques, ces normes établissent un seuil de potabilité, au-dessus duquel la qualité de la masse d'eau est déclarée comme mauvaise, et un certain nombre de seuils intermédiaires permettant d'évaluer l'évolution de cette qualité. En 2009, une nouvelle méthode d'appréciation de cette qualité a été mise à disposition des gestionnaires (Système d'Évaluation de l'État des Eaux ; MEDDE, 2009). Elle repose sur une classification des paramètres chimiques d'une part, et écologiques d'autre part : cinq classes graduées pour l'écologie et seulement deux classes pour la chimie (Figure 1-10). Pour les nitrates par exemple, le bon état chimique et écologique est atteint si les teneurs dans l'eau ne dépassent pas 50 mg.L⁻¹. Le très bon état écologique est, quant à lui, atteint si les teneurs sont inférieures à 10 mg.L⁻¹. La mise à jour de cette classification a pour but d'évaluer si les objectifs de bon état écologique des systèmes sont atteints en 2015. Elle coïncide avec la révision des Schémas Directeurs d'Aménagement et de Gestion de l'Eau (SDAGE) qui ont pour objectif d'homogénéiser les politiques de lutte contre les pollutions des milieux aquatiques.

(1) Européenne, Communauté. 2000. «Directive 2000/60/CE du Parlement européen et du Conseil du 23 octobre 2000 établissant un cadre pour une politique communautaire dans le domaine de l'eau». Journal officiel, p. 1-73

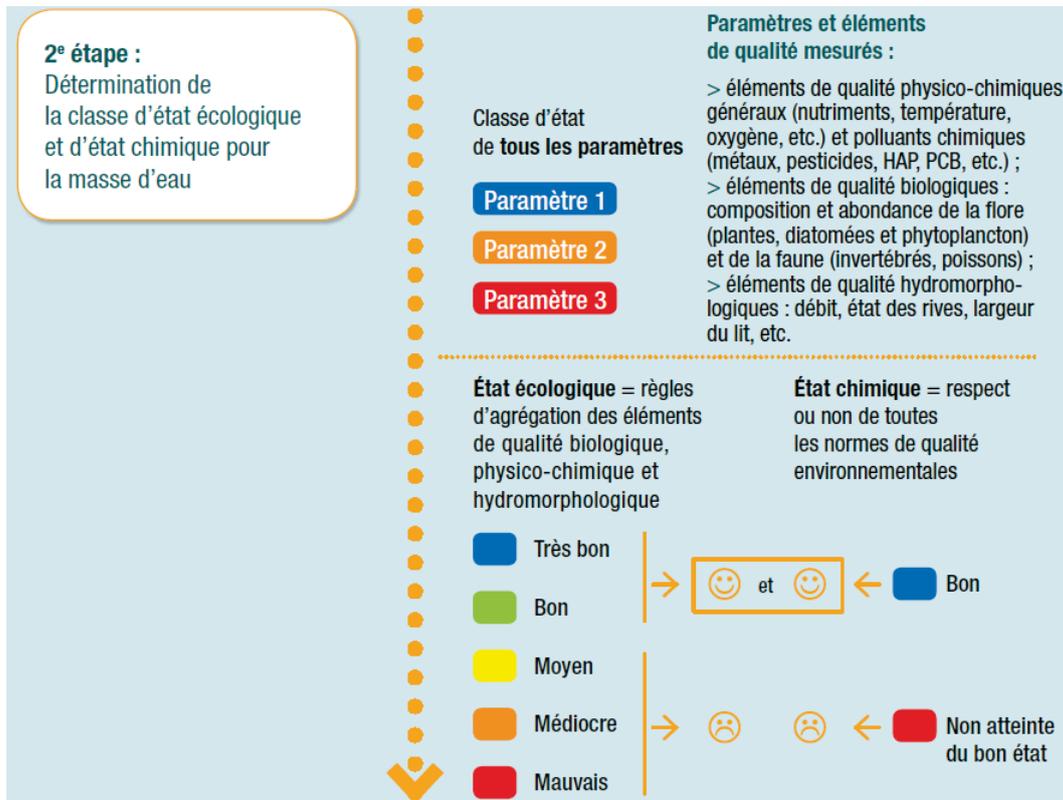


Figure 1-10 : Seconde étape de l'évaluation de l'état écologique des milieux aquatiques (MEDDE, Évaluation de l'état des eaux douces de surface de métropole, 2009 (et révisé en 2012))

1.1.5 Outils géochimiques et isotopiques utilisables dans ce type de contexte

Comme nous l'avons vu précédemment (partie 1.1.2), de nombreux outils peuvent être utilisés en hydrologie en fonction de la question posée. Ces outils sont classés en trois catégories : les traceurs de source, les traceurs de processus et les traceurs mixtes. Le ^{222}Rn , la conductivité électrique, la température et certains éléments dissous comme les chlorures sont principalement utilisés comme traceurs de sources. Le pH, les éléments majeurs réactifs comme les bicarbonates, les nutriments (nitrates, phosphates, sulfates et potassium) et le calcium sont davantage utilisés comme traceurs des processus biogéochimiques. Les isotopes de ces éléments majeurs tels que le ^{13}C ou encore le ^{15}N ainsi que les isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O , ^2H) peuvent être considérés comme des traceurs mixtes puisque, en fonction du contexte de l'étude, des signatures isotopiques des différentes sources d'eau, et celles des matières minérales ou organiques présentes dans le système, ces isotopes peuvent

servir soit de traceurs de sources soit de traceurs de processus. Cette partie a pour but de présenter les principaux outils géochimiques qui ont été utilisés dans cette étude.

- ***Les traceurs de source***

Comme pour tout processus sensible, la localisation et la quantification des différentes sources alimentant une rivière nécessite un choix judicieux des traceurs, pour que chaque source apparaisse (de façon) très contrastée vis-à-vis des autres sources et aussi vis-à-vis de la rivière.

Conductivité électrique (CE) et Température :

Les paramètres physico-chimiques de base sont utilisés dans toutes les études hydrogéochimiques car, au-delà d'être facilement mesurables sur le terrain, ils nous apportent de précieux renseignements sur les sources d'eau ainsi que sur les interactions eau – roche et eau – atmosphère. La CE et la température sont principalement utilisées pour le traçage de sources, car elles sont peu dépendantes des processus chimiques qui peuvent avoir lieu dans l'eau. La température des eaux souterraines est liée au climat de la région (*i.e.* sa température est constante proche de la température moyenne annuelle) pendant que leur conductivité électrique est très dépendante des couches géologiques traversées par les eaux, et du temps de parcours entre les aires de recharge et les zones de décharge. À l'inverse, la température des eaux de surface dépend de la température extérieure et la conductivité électrique est très variable, fonction des apports de surface, souterrains et des processus de dégazage. Il existe donc souvent des gradients de température et de conductivité électrique importants entre la nappe et la rivière ce qui permet de percevoir assez facilement les arrivées d'eau de nappe dans la rivière. Si ces gradients peuvent permettre de percevoir relativement facilement les arrivées d'eau de nappe dans la rivière ce contraste nappe-rivière n'est pas toujours significatif, il est alors nécessaire de rechercher des outils plus complexes tels que le ^{222}Rn .

Radon-222 :

Le radon est un gaz rare qui comporte quatre isotopes naturels radioactifs dont le ^{222}Rn , le plus abondant. Fils du ^{226}Ra , les teneurs en ^{222}Rn dans les eaux souterraines dépendent donc de la concentration en ^{226}Ra dans l'aquifère (Choubey et Ramola, 1997). Les activités de ces deux éléments sont liées par la relation suivante (Bateman, 1910) :

$$A^{222}\text{Rn} = \frac{\lambda_{\text{Rn}} * A^{226}\text{Ra}_0}{\lambda_{\text{Rn}} - \lambda_{\text{Ra}}} * [e^{-\lambda_{\text{Ra}} * t} - e^{-\lambda_{\text{Rn}} * t}] \quad \text{Équation 2}$$

Où :

$A^{222}\text{Rn}$ est l'activité du ^{222}Rn (Bq.L^{-1}), $A^{226}\text{Ra}$ est l'activité du ^{226}Ra (Bq.L^{-1}), λ_{Rn} représente la constante de désintégration du ^{222}Rn ($2.1 * 10^{-6} \text{ s}^{-1}$), λ_{Ra} représente la constante de désintégration du ^{226}Ra ($1.4 * 10^{-11} \text{ s}^{-1}$) et t correspond au temps (s).

Le ^{226}Ra a une demi-vie beaucoup plus importante que celle du ^{222}Rn , soit 1600 ans et 3.82 jours respectivement. De ce fait, sa constante de décroissance radioactive devient négligeable devant celle du ^{222}Rn et l'équation 2 peut être simplifiée (Équation 3) :

$$A^{222}\text{Rn} = A^{226}\text{Ra}_0 * [1 - \exp(-\lambda_{\text{Rn}} * t)] \quad \text{Équation 3}$$

De par sa descendance directe avec l'uranium qui est présent dans toutes les roches terrestres, le ^{222}Rn se retrouve dans tous les aquifères à travers le monde (Mullinger *et al.*, 2007). Faisant partie des gaz rares, le radon est inerte et n'est donc perturbé par aucun processus biochimique. Grâce à sa grande solubilité dans l'eau, il se propage facilement dans les eaux souterraines. Cependant, dès que ces eaux arrivent en surface, le radon diffuse rapidement vers l'atmosphère pour atteindre un équilibre air - eau correspondant au coefficient de partage entre l'eau et l'air de $\frac{1}{4}$ à 20°C (Clever, 1979 dans Mullinger *et al.*, 2007). D'autre part, n'étant pas présent dans l'eau de pluie en raison de sa trop faible concentration dans l'atmosphère, sa présence dans le réseau hydrologique de surface est fortement dépendante des apports locaux d'eau souterraine (Cable *et al.*, 1996 ; Cook *et al.*, 2008 ; Corbett *et al.*, 2000 ; Genereux et Hemond, 1992). C'est pour toutes ces raisons que de nombreuses études ont conduit au développement de modèles basés sur les mesures de ^{222}Rn pour la quantification des taux de décharge des eaux souterraines dans les réservoirs de surface que sont les lacs (Dimova et Burnett, 2011 ; Kluge *et al.*, 2007 ; Schmidt *et al.*, 2010 ; Schmidt *et al.*, 2009) et les rivières (Atkinson *et al.*, 2015 ; Batlle-Aguilar *et al.*, 2014 ; Cook *et al.*, 2006 ; Gleeson *et al.*, 2009 ; Lefebvre *et al.*, 2015).

L'activité en ^{222}Rn dans les eaux souterraines est principalement contrôlée par les caractéristiques lithologiques de la roche encaissante (concentration en uranium et en radium, porosité et densité) mais aussi par le temps de transit de l'eau dans l'aquifère. Avec une demi-vie de 3.82 jours, le ^{222}Rn produit dans la nappe à des distances supérieures à sept périodes

(i.e. 20 jours en moyenne) de temps de transit est négligeable lorsqu'il atteint la rivière. Ainsi dans le cas d'aquifères hétérogènes, l'activité en ^{222}Rn contenue dans l'eau de nappe qui alimente la rivière n'est l'image que de celle produite par les roches situées à une distance très proche du lit de la rivière et non de l'aquifère entier. Cela signifie que des mesures réalisées dans des piézomètres trop éloignés de la rivière ne seront pas représentatives des concentrations en ^{222}Rn de l'eau souterraine qui se décharge dans cette rivière.

Les ions chlorures :

Les ions chlorures interviennent très peu dans les réactions chimiques (en l'absence d'évaporites), et sont donc souvent considérés comme conservatifs dans les études hydrologiques. Les sources principales de sels étant la pluie et les rejets anthropiques, il existe là encore des gradients assez forts des teneurs en ions chlorures entre les eaux de surface et dans les eaux souterraines. Cependant, les pollutions anthropiques peuvent parfois créer de grandes variations spatiales des teneurs dans la nappe, ce qui rend difficile la quantification des flux nappe – rivière.

- ***Les traceurs de processus***

Deux types de processus peuvent être étudiés : (i) les processus physiques tels que l'évaporation, la dilution ou le dégazage, et (ii) les processus biochimiques tels que les processus d'oxydo-réduction, ou la précipitation/dissolution. Pour étudier l'ensemble de ces processus, des traceurs tels que les ions majeurs mais aussi les isotopes des éléments dissous dans l'eau et de la molécule d'eau peuvent être utilisés.

Les cations :

Les cations majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+) en solution ont pour principale origine la dissolution de minéraux (carbonates, argiles, feldspaths, évaporites) et leurs concentrations sont majoritairement contrôlées par les processus de précipitation/dissolution de ces minéraux mais aussi l'adsorption/désorption à la surface de certains minéraux (tels les oxydes de fer et les argiles) et la matière organique. L'évolution de leur concentration dans les eaux permet d'établir l'occurrence de ces différents processus.

Les anions :

Contrairement aux cations, les anions majeurs (HCO_3^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-}) sont très sensibles aux processus biologiques, d'oxydo-réduction et acido-basiques. Les espèces organiques et inorganiques du carbone se retrouvent très souvent au cœur des réactions biochimiques car la matière organique est souvent la source d'énergie utilisée par les bactéries pour réduire des molécules oxydées telles que les nitrates ou les sulfates. Dans l'eau, le carbone inorganique dissous peut exister sous trois formes : CO_3^{2-} , HCO_3^- et H_2CO_3 . La variation de la spéciation du carbone dépend principalement du pH de l'eau (Figure 1-11). Excepté pour les rivières impactées par les drainages miniers acides (Olias *et al.*, 2004), l'ensemble des cours d'eau à travers le monde ont un pH compris entre 6.5 et 8.5. De ce fait, l'espèce de carbone dominante est l'ion bicarbonate. Les concentrations en bicarbonate dans les rivières sont héritées de celles des eaux souterraines, celles-ci s'enrichissant en carbone dissous via la dissolution du CO_2 du sol, la dissolution de carbonate et la dégradation de matière organique. L'évolution spatiale des teneurs en bicarbonates dans les rivières dépend ensuite principalement du processus de dégazage du CO_2 vers l'atmosphère, mais également de la précipitation de carbonates, si les conditions le permettent, et de la dégradation de matière organique.

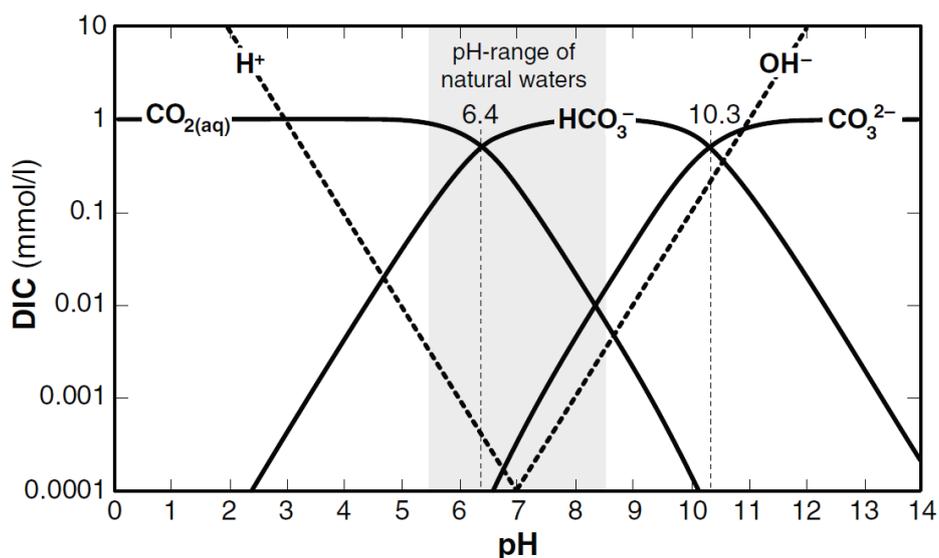


Figure 1-11 : Proportions relatives des espèces de carbone inorganique dissoutes en fonction du pH de l'eau (Schulte *et al.*, 2011)

Les nitrates, sulfates et phosphates sont généralement utilisés pour localiser et quantifier les processus biochimiques (tels que les processus d'oxydo-réduction) à l'origine de leur disparition. Par ailleurs, la réduction de ces éléments peut mener à la production de gaz à effet de serre. Par exemple, les processus de dénitrification incomplets produisent des oxydes d'azote gazeux (NO_x), qui impactent l'effet de serre en contribuant à la production nette d'ozone (Dignan, 1992 in Sahu *et al.*, 2012 ; Tocqueur, 2015). Bien que les processus biochimiques restent minoritaires dans les petites rivières, leur rôle peut être majeur au sein des milieux humides et de la zone hyporhéique. Le suivi de ces molécules est donc nécessaire pour déterminer l'importance de ces processus sur les modifications chimiques des eaux qui alimentent les rivières.

- ***Les traceurs mixtes***

Couplant informations sur les sources et les processus, de nombreux traceurs peuvent être considérés comme mixtes. Cependant, dans cette étude nous nous fixerons sur les isotopes stables de la molécule d'eau et du carbone inorganique dissous.

Les isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) :

L'oxygène possède trois isotopes stables naturellement présents sur Terre : le ^{16}O (99.76 %), le plus abondant, le ^{17}O (0.04 %) et le ^{18}O (0.2 %). L'hydrogène possède deux isotopes naturels (le ^1H à 99.984 % et le ^2H à 0.016 %) et un isotope radiogénique (le tritium ^3H). La molécule d'eau H₂O a ainsi une masse différente en fonction des isotopes de l'hydrogène et de l'oxygène qui la composent. Bien que minoritaires, l'oxygène-18 et le deutérium sont des traceurs privilégiés des circulations d'eau (Etcheverry, 2002). Dans les eaux souterraines, les rapports isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^2\text{H}/^1\text{H}$ varient en fonction de nombreux paramètres dont l'évaporation, les mélanges d'eau, et les changements de phase de l'eau (Figure 1-12).

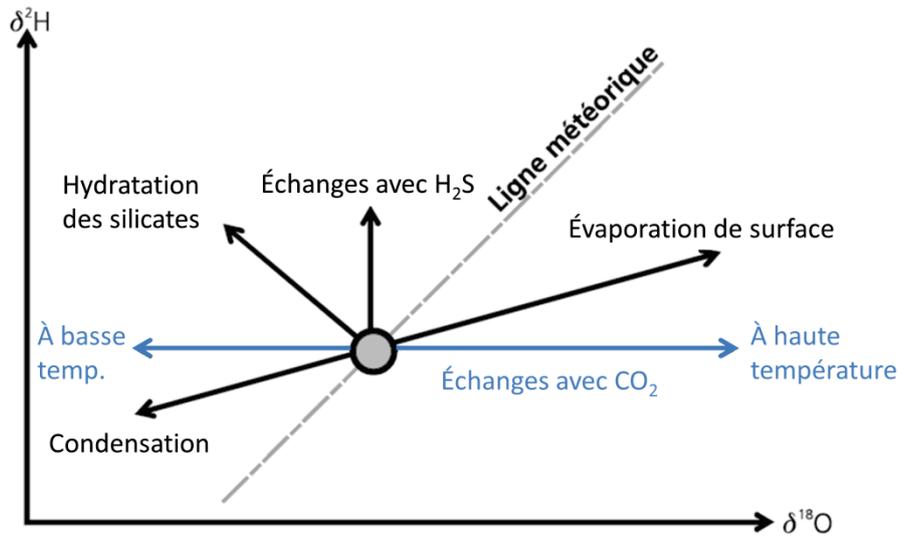


Figure 1-12 : Processus naturels pouvant influencer les compositions isotopiques en deutérium et en oxygène-18 des eaux souterraines (Etcheverry, 2002 modifié de Gascoyne et Kotzer 1995)

Couramment utilisés en hydrologie (Clark et Fritz, 1997), les isotopes stables de l'eau peuvent permettre de déterminer l'origine des eaux souterraines ainsi que la localisation des aires de recharge et les temps de transit (Kendall et Coplen, 2001 ; McGuire et McDonnell, 2006). Ils sont aussi très utilisés pour quantifier des proportions entre différents pôles de mélange (Coplen *et al.*, 2000 ; Meredith *et al.*, 2009 ; Mérot *et al.*, 1995), ainsi que pour déterminer les taux d'évaporation des eaux qui transitent dans les réseaux de surface et souterrains (Barnes et Allison, 1988 ; Gibson *et al.*, 1993).

L'isotope stable du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) :

Dans la nature, le carbone possède deux isotopes stables : le ^{12}C et le ^{13}C dont les abondances naturelles respectives sont 98.9 % et 1.1 %. Les deux isotopes sont inclus dans l'ensemble des composés carbonés mais avec des ratios différents en fonction du type de molécule produite (Mook 2001 ; Figure 1-13). Dans les milieux riverains, la signature isotopique du carbone inorganique dissous (CID) est le résultat de la compétition entre de nombreux processus produisant du CID (dégradation de matière organique, dissolution de carbonates, respiration) ou enlevant du CID au système (dégazage, précipitation de carbonates, photosynthèse ; Figure 1-14). Ainsi, le suivi de ce rapport isotopique permet d'appréhender certains des processus majoritaires intrinsèques à la rivière. Il peut aussi, lorsque les sources d'eau ont des compositions isotopiques très différentes en CID, permettre

d'étudier les mélanges d'eau au sein de la rivière et de remonter aux sources potentielles (Meredith et Kuzara, 2012). En effet, les eaux souterraines sont généralement beaucoup plus riches en carbone que les eaux de surface (Santos *et al.*, 2012). Leur signature isotopique issue du mélange entre la signature du CO₂ du sol et les fractionnements liés aux processus d'altérations des roches carbonatées dans les aquifères qui en contiennent, est elle aussi souvent distincte de celle des rivières ce qui fait du suivi du δ¹³C un bon traceur des flux nappe – rivière. La seule condition est d'avoir un contexte simple avec une seule signature de carbone inorganique dissout dans les eaux souterraines (Sharma et Frost, 2008).

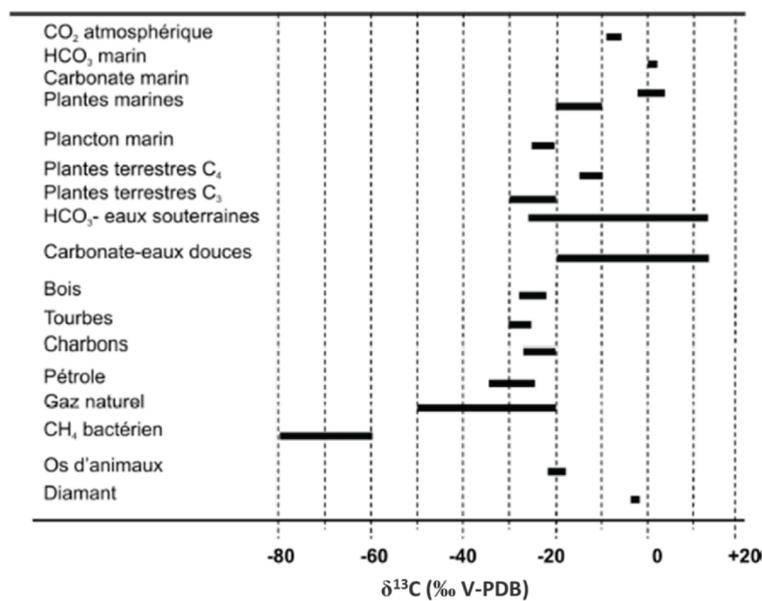


Figure 1-13 : Synthèse des variations des signatures isotopiques en carbone dans les composés naturels. Chaque matériel considéré a sa gamme de variation correspondante.

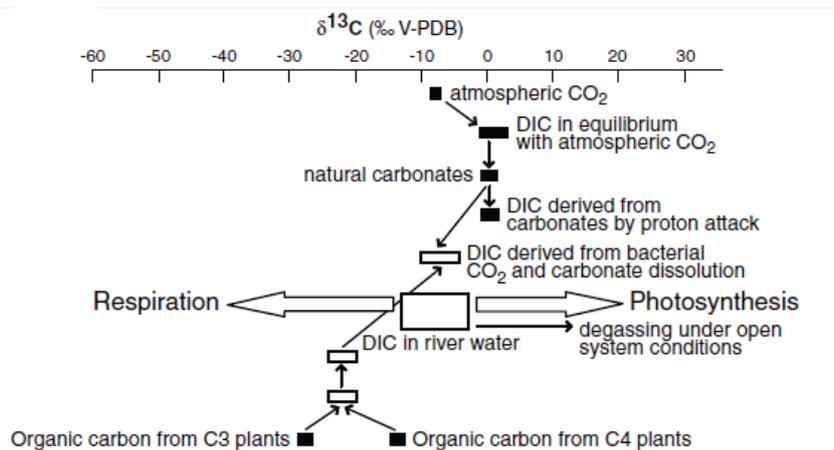


Figure 1-14 : Évolution des rapports isotopiques des espèces carbonées en fonction des différents types d'interaction (Schulte et al., 2011).

1.2 Site d'étude

1.2.1 Contexte géographique et historique

- ***Situation géographique et évolution du territoire au cours de l'histoire***

À cheval entre les départements des Yvelines et de l'Essonne, le bassin de l'Yvette amont s'étend sur 202 km² au sud-ouest de la région parisienne, entre la commune des Bréviaires et celle de Gif-Sur-Yvette. De par sa position géographique et la taille de son bassin versant, l'Yvette amont peut être considérée comme une rivière de tête de bassin. Actuellement, 49726 habitants y résident, soit une densité de 246 hab.km⁻² (Tableau 1-2). Bien que le bassin ait connu l'un des taux de croissance les plus importants de la région parisienne avec un triplement de sa population entre 1962 et 1999, la démographie s'est stabilisée depuis le début du XXI^e siècle (augmentation de seulement 5 % ; INSEE, 2012). Cette stabilisation est en partie due à la réglementation territoriale qui limite l'urbanisation notamment sur les communes du territoire du Parc Naturel Régional de la Haute Vallée de Chevreuse. Néanmoins, cette tendance est aussi observable à plus grande échelle au niveau du département des Yvelines et de la grande couronne de Paris, démontrant un facteur économique commun à la région (*i.e.* stabilisation de l'activité économique de la région).

Tableau 1-2 : Comparaison des densités de population en France métropolitaine (INSEE 2012)

Recensement	France	petite couronne (92, 93 et 94)	grande couronne (77, 78, 91 et 95)	Yvelines (78)	BV Yvette
1962	46 425 393	3 440 491	2 239 433	687 827	17 383
1999	58 518 395	4 038 992	4 787 773	1 354 304	47 290
2012	63 375 971	4 466 991	5 190 890	1 412 356	49 726
Croissance					
1962-1999	26%	17%	114%	97%	172%
1999-2012	8%	11%	8%	4%	5%
Densité de pop.	120	7010	604	623	246

Sur le bassin versant, les plateaux, versants et vallées se répartissent respectivement environ 68 %, 19 % et 13 % de la surface totale. Les plateaux sont généralement occupés par des parcelles agricoles, travaillées par une cinquantaine d'agriculteurs, et par des zones urbaines, tandis que les versants sont recouverts de forêts, et les fonds de vallée occupés par des zones humides, entrecoupées par endroits, de petits bourgs dont la taille relative augmente vers l'aval du bassin (Figure 1-15).

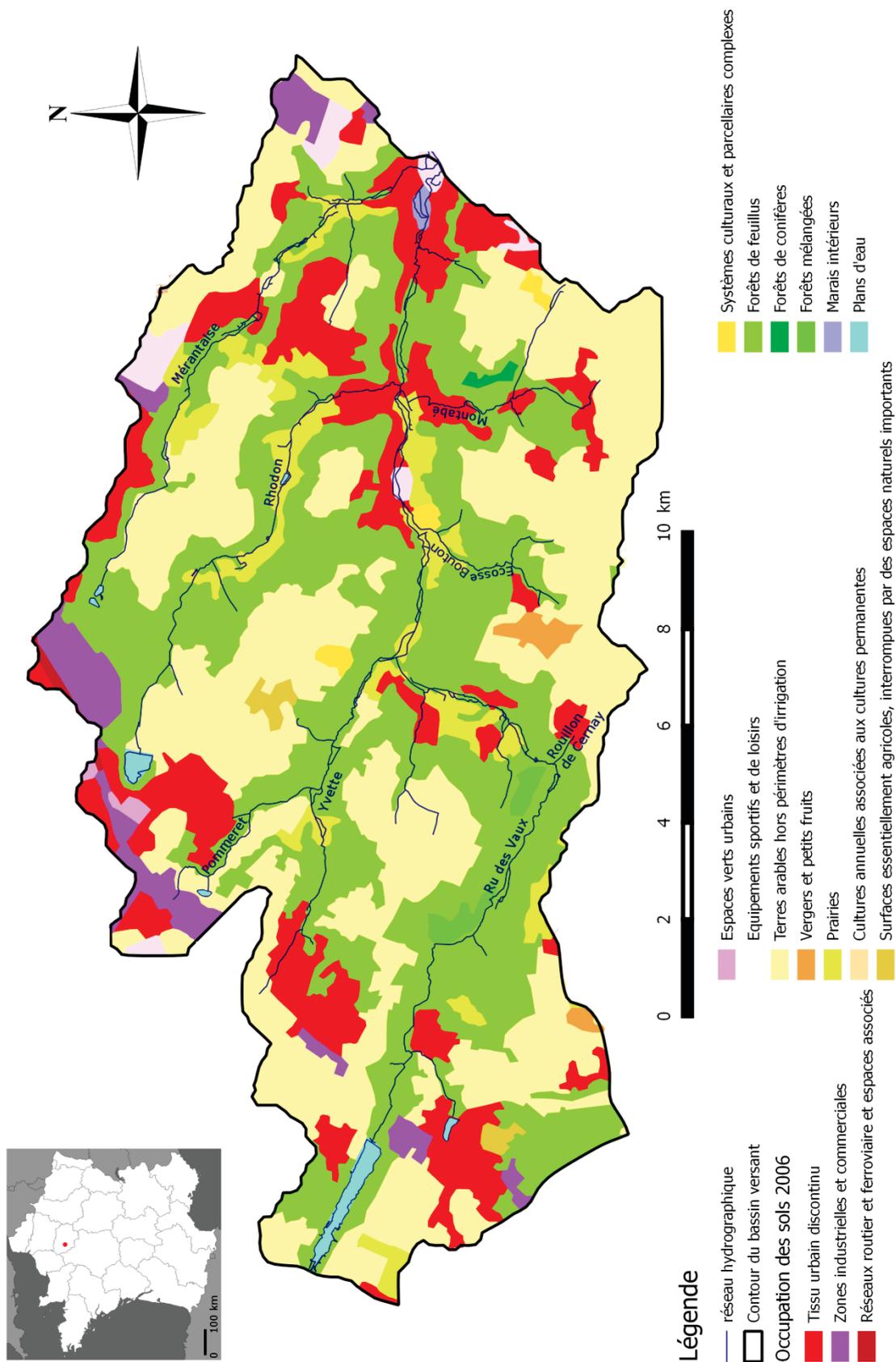


Figure 1-15 : Localisation du site d'étude sur la carte de la France et occupation des sols du bassin de l'Yvette amont (Corinne Land Cover, 2006)

Si la région de la vallée de Chevreuse est aujourd'hui considérée comme péri-urbaine, cela n'a pas toujours été le cas. En effet, jusqu'à la fin du XVIII^e siècle, les forêts dominaient toute la région et servaient principalement de réserves de chasse. La rivière y était source de développement économique avec la construction de nombreux moulins et lavoirs sur les berges. Au XIX^e siècle, la région a vu naître de multiples carrières d'extraction de meulières pour la construction des maisons et châteaux (Roche, 1997). Avec l'essor de la région parisienne lors de la révolution industrielle, l'augmentation démographique et les changements de mode de vie ont créé un besoin énorme en ressources alimentaires (Meybeck *et al.*, 1998). De ce fait, les plateaux ont commencé à être déboisés et ont finalement laissé place aux champs de grandes cultures, tandis que les fonds de vallée se sont urbanisés. Par voie de conséquence, la qualité de la ressource en eau souterraine dont l'âge est assez récent (300 ans en moyenne ; Corcho Alvarado *et al.*, 2007) a changé de manière assez radicale sur le dernier siècle. Ce changement a aussi été observé dans les cours d'eau grâce aux nombreux suivis de la qualité des masses d'eau réalisés par les différents acteurs du territoire.

- ***Le Parc naturel régional de la Haute Vallée de Chevreuse***

Créé en 1985, le parc naturel régional de la Haute Vallée de Chevreuse (PNR HVC) est l'un des quatre Parcs naturels régionaux d'Ile de France. Chaque Parc a pour mission de protéger la nature et le patrimoine, d'aménager le territoire, de développer l'activité économique et sociale, d'éduquer à l'environnement et d'être initiateur d'expérimentations et d'innovations, le tout s'inscrivant dans une politique de développement durable. Toutes les actions du Parc s'inscrivent dans une politique globale de gestion et de protection de son territoire, déclinée sous forme de charte. Chaque commune adhérant au parc accepte de ratifier la charte qui est évaluée et révisée tous les 12 ans. Lors de la révision qui a eu lieu en 2011, le PNR est passé de 21 à 51 communes - dont 43 sur le département des Yvelines et huit sur le département de l'Essonne-, doublant quasiment sa superficie. Actuellement, il représente donc un peu plus de 100 000 habitants sur une étendue totale de 633 km².

Au niveau environnemental, les problématiques liées aux ressources en eaux et aux écosystèmes sont généralement communes à l'ensemble des pays européens. De ce fait, l'Union Européenne a mis en place, ces dernières années, un grand nombre de directives environnementales fixant des objectifs communs de qualité environnementale aux états

membres, tout en leur laissant le choix dans la méthode employée pour atteindre ces objectifs. En France, ces directives se sont notamment traduites par l'évolution des politiques de gestion de l'eau avec l'instauration, en 2009, des schémas directeurs d'aménagement et de gestion de l'eau (SDAGE). Ces schémas directeurs prévoient des actions sur six ans, dans le but d'atteindre les objectifs de bon état écologique des milieux prévu initialement pour 2015. Suite aux travaux d'inventaires réalisés en prévision de ces actions, certains cours d'eau ont eu un délai étendu à 2021 ou 2027. Dans ce contexte, et dans le cadre de sa nouvelle charte, 2011 - 2023, le Parc naturel, constitué de l'ensemble des signataires de la charte : Communes et regroupements de communes, Région, Départements, Etat – a renforcé sa volonté de lutter contre la dégradation des écosystèmes naturels et d'accompagner les collectivités, les entreprises et les particuliers à aménager le territoire de façon durable et écoresponsable. C'est le fondement même des PNR que d'exister sur la base d'un patrimoine naturel remarquable et de porter un projet de développement durable du territoire qui préserve voire restaure ce patrimoine.

Pour mener à bien sa mission de protection de l'environnement, le Parc a donc la difficile tâche d'agir, en même temps que sur la nature elle-même, sur tous les secteurs d'activité qui l'impactent : activités économiques des entreprises, de l'agriculture et de la forêt, urbanisme et gestion des communes, mais également actions des particuliers. À cela s'ajoute encore aujourd'hui la quasi-totale méconnaissance du fonctionnement des différents facteurs agissant sur les écosystèmes. Afin de protéger ces milieux exceptionnels, la charte prévoit que le syndicat du Parc puisse se doter d'outils de suivi, améliorer et capitaliser les connaissances sur le fonctionnement des milieux humides et des rivières, et puisse recourir à la recherche scientifique pour orienter ses actions. C'est dans cette optique que se place ce projet de thèse, dans lequel est étudié le bassin versant de l'Yvette amont, l'une des parties les plus anciennes du Parc naturel et donc une des plus connues de l'équipe technique du Parc et des unités de recherche partenaires.

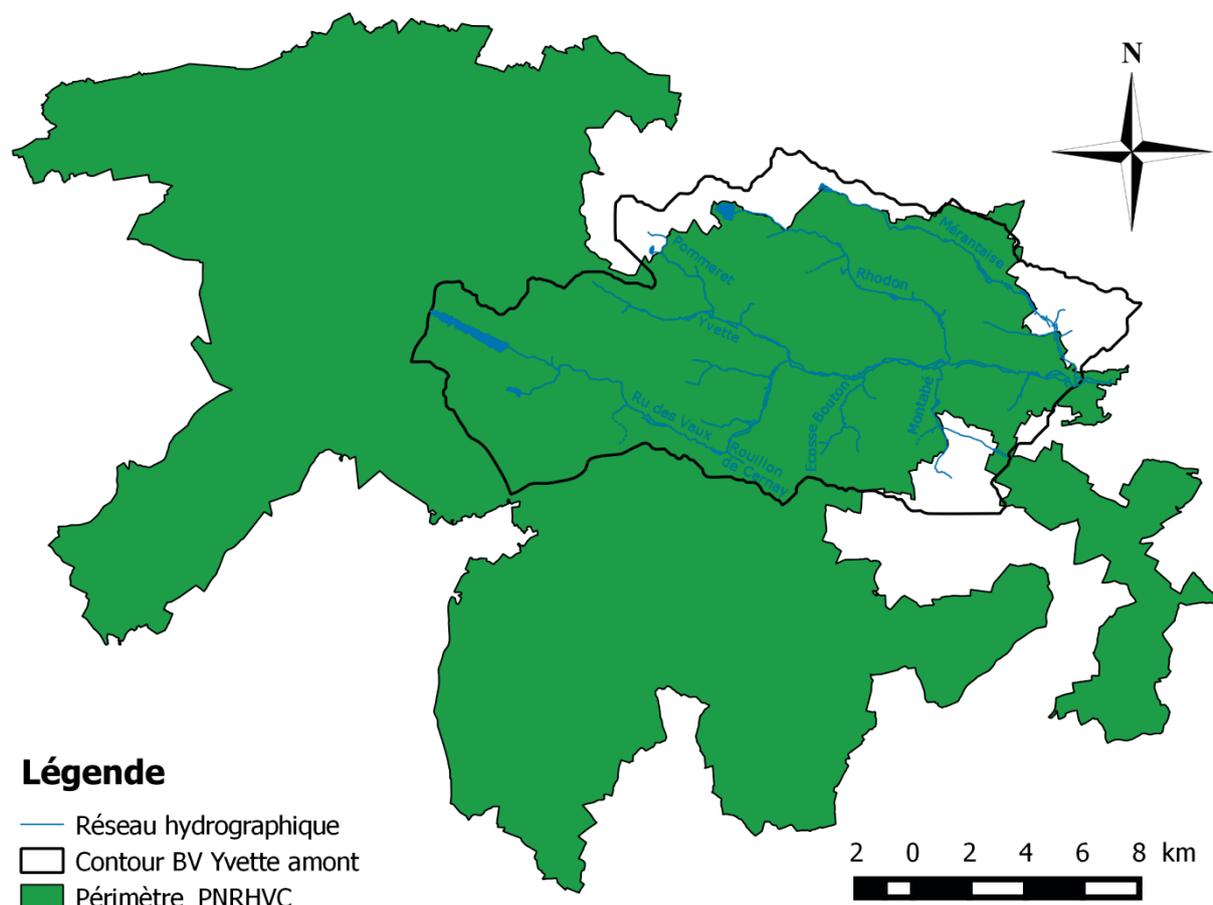


Figure 1-16 : Localisation du bassin versant de l'Yvette amont sur le territoire du Parc naturel régional de la Haute Vallée de Chevreuse

1.2.2 Contexte hydrologique, géologique et climatique

- ***Réseau hydrographique du bassin versant***

Le bassin versant est drainé par de nombreux petits cours d'eau qui alimentent le cours principal de l'Yvette, dont le parcours est de 18 km (Figure 1-17). Les affluents principaux sont au nombre de six dont trois sont situés en rive gauche (Pommeret, Rhodon et Mérantaise) et trois sont situés en rive droite (Ru des Vaux, Écosse Bouton et Montabé). En amont de la plupart de ces affluents se trouvent de grands étangs qui, n'étant pas connectés aux rivières en continu, jouent le rôle de source d'eau ponctuelle, alimentant les rivières majoritairement en période de hautes eaux. À des échelles plus locales, de nombreux plans d'eau de petite taille se répartissent sur le bassin versant que ce soit sur les plateaux ou dans les fonds de vallée le

long des cours d'eau. Sur les plateaux, les plans d'eau se trouvent généralement au niveau de dépressions locales creusées lors de la formation des argiles à Meulière présentes sur l'ensemble des plateaux. Développées sur cette formation hétérogène, leur positionnement permet de récolter une partie des précipitations des aires alentour. Dans les fonds de vallée, la majorité des plans d'eau n'est pas alimentée par les rivières mais plutôt soutenue par la nappe d'eau souterraine. Le fond de vallée du Ru des Vaux se distingue des autres cours d'eau par les étangs construits sur la rivière même, qui sont donc traversés par le cours d'eau et qui contribuent certainement de manière importante à la dynamique hydrologique et chimique de la rivière.

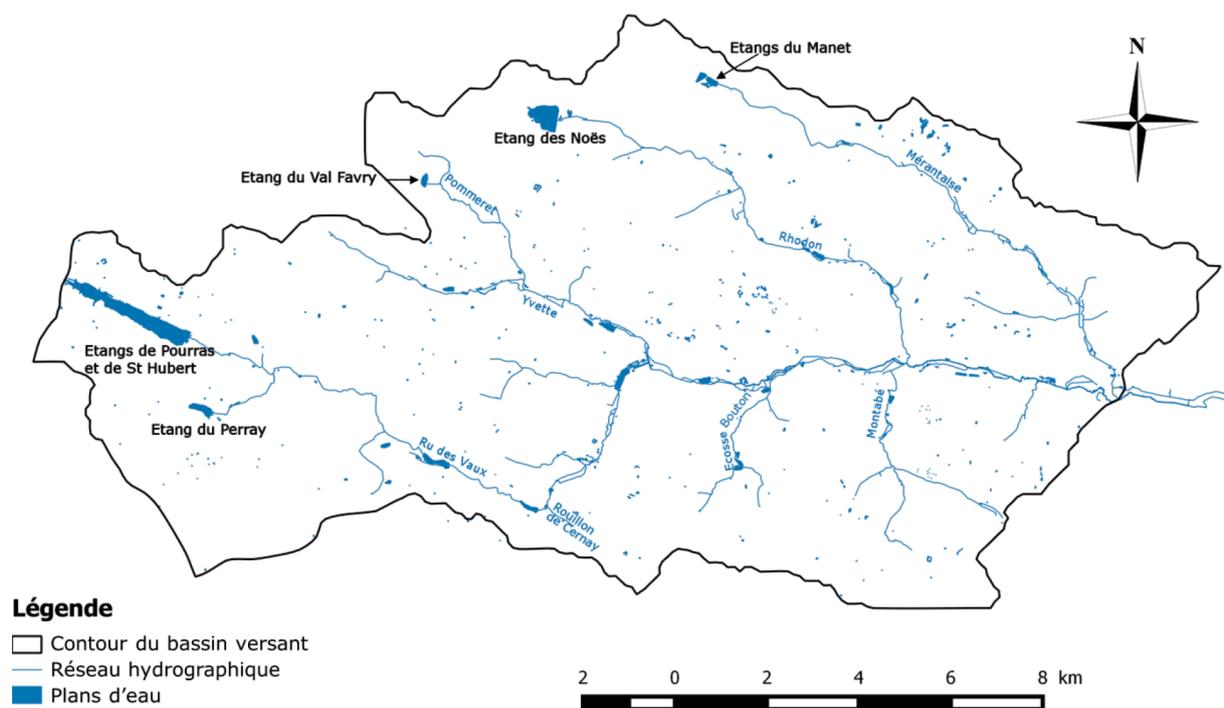


Figure 1-17 : Réseau hydrographique du bassin versant de l'Yvette amont avec plans d'eau et noms des étangs principaux

- **Géologie du secteur**

Le bassin versant de l'Yvette est formé par de grands plateaux Oligocène profondément entaillés depuis la fin de la dernière période glaciaire par le réseau hydrographique, comme l'illustre la carte géologique de Rambouillet (Figure 1-18). Dans cette région, quatre couches sédimentaires se retrouvent successivement à l'affleurement, dont les trois étages du Stampien (Oligocène).

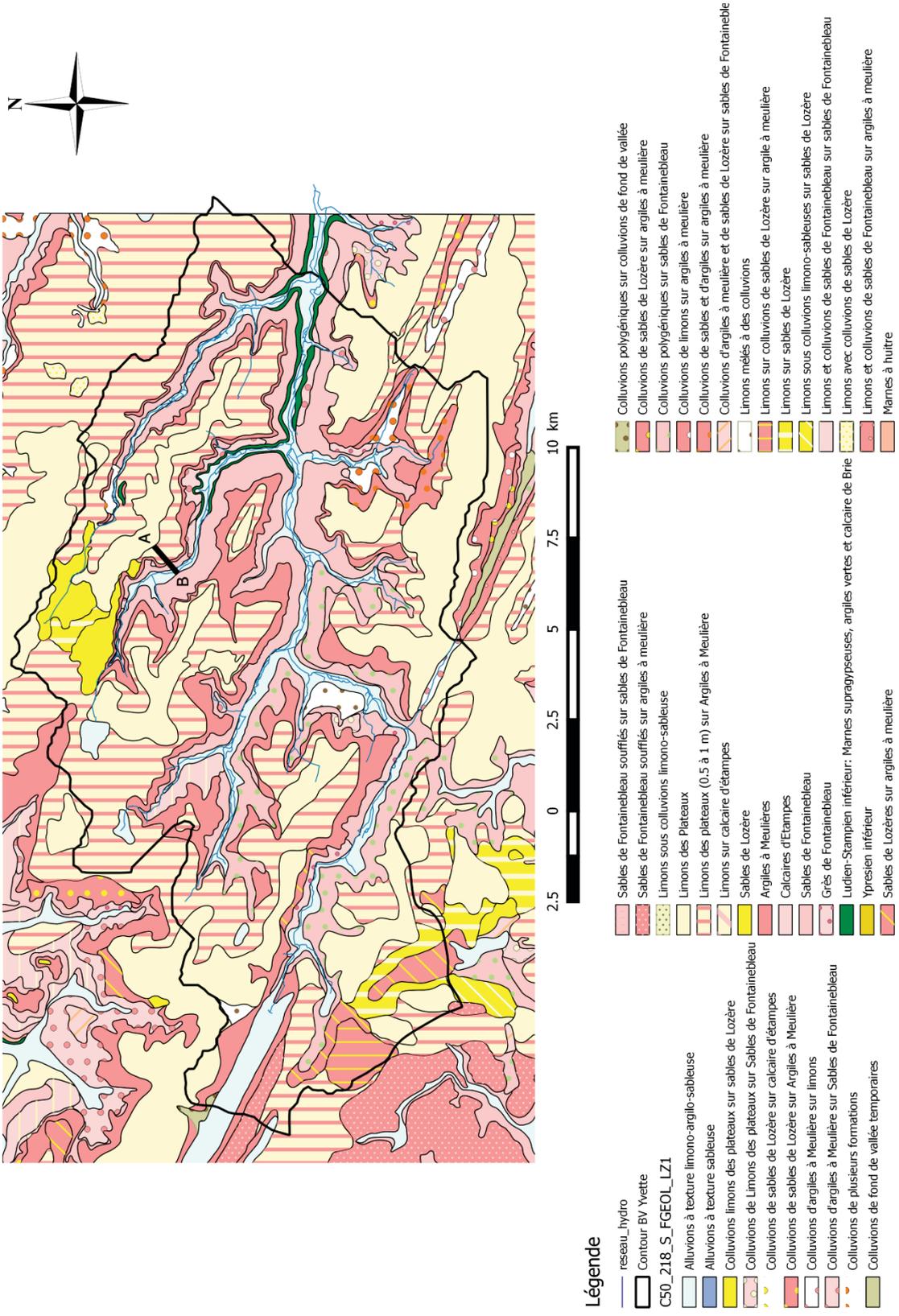


Figure 1-18 : Extrait de la carte géologique de Rambouillet au 1/50 000 (BRGM, 1975) et tracé de la coupe géologique présentée en Figure 1-19

Sur une coupe NE-SW du bassin, se retrouve au niveau des plateaux, de façon discontinue, le dépôt peu épais (1 à 2 m) de sables et limons éoliens nommés « limons des plateaux » (Figure 1-19). Ces limons se sont mis en place sur des argiles à Meulières très hétérogènes, issues de la décalcification et de la silicification des calcaires de Beauce initialement déposés (Lozouet, 2012), et présentant des zones peu perméables (10^{-8} m.s^{-1}) et des lentilles de sables perméables ($5.10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$). Les parties plus perméables de l'ensemble de ces deux formations accueillent, en période de hautes eaux, une nappe perchée discontinue. Cette nappe permet le stockage provisoire de l'eau de pluie infiltrée dans le sol avant qu'une fraction ne percole vers l'aquifère sous-jacent (Vernoux *et al.*, 1999). Sous les argiles à Meulières se trouvent les sables de Fontainebleau, dépôts marins très fins datant du Stampien moyen d'une épaisseur moyenne de 60 m et qui affleurent sur les versants et dans les parties amont des fonds de vallées. Ces sables renferment la nappe d'eau souterraine alimentant le réseau hydrographique de l'Yvette amont. Cette formation est très homogène spatialement et perméable à l'échelle du bassin versant (K compris entre $7.10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ et $8.10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$; Mercier, 1981 ; Vernoux *et al.*, 1999), ce qui simplifie la conceptualisation du système souterrain. Enfin, une couche imperméable de marnes vertes et supragypseuses, formation regroupant des dépôts du Stampien moyen et inférieur, constitue le mur de l'aquifère.

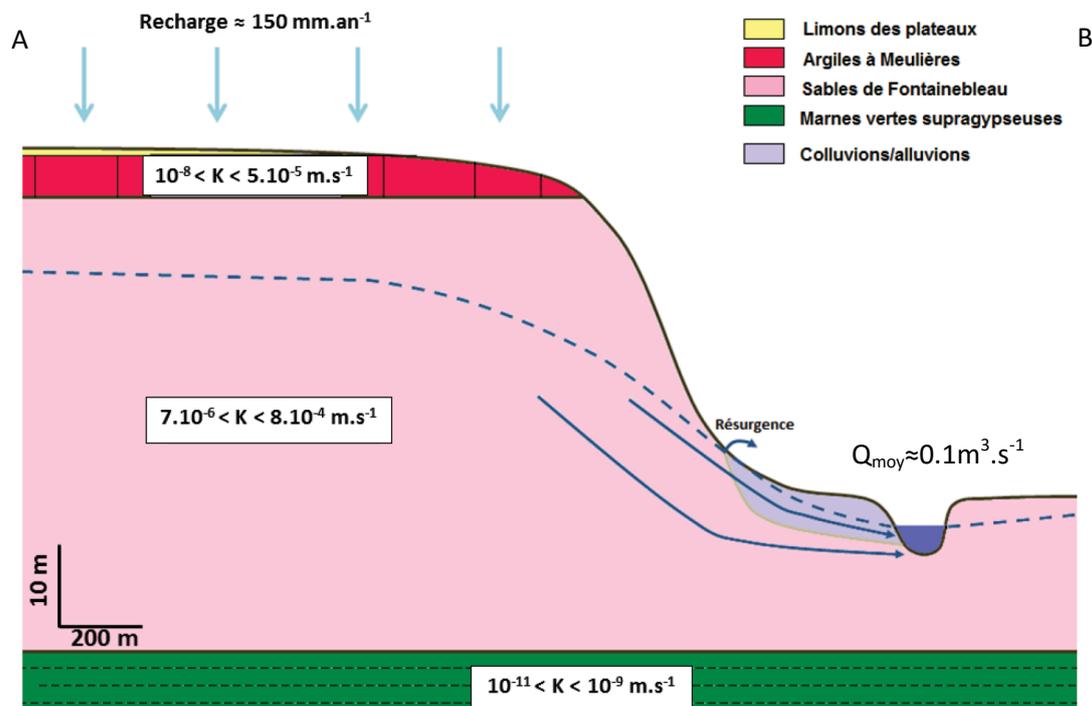


Figure 1-19 : Coupe schématique NE-SW type du bassin versant de l'Yvette amont, centrée sur le sous-bassin du Rhodon

- **Nappe des sables de Fontainebleau**

L'alimentation de l'aquifère est ici bimodale en raison de deux processus principaux : (i) l'infiltration de l'eau de pluie au niveau des versants et des plateaux et (ii) la percolation de l'eau des étangs situés sur les plateaux. Une carte piézométrique de la nappe a été réalisée dans les années 1960 (Rampon, 1965) et réutilisée par de nombreux auteurs tels que Mégnier en 1979 (Figure 1-20). D'après ces données, la nappe évolue entre 90 et 150 m-NGF avec des gradients suivant assez bien la topographie (plus forts dans les versants que sur les plateaux ou les fonds de vallée). Le nombre limité de forages encore ouverts à l'heure actuelle n'a pas permis de mettre à jour ces informations. Il est quand même possible d'émettre l'hypothèse que, dans le contexte climatique de la région parisienne, si la carte piézométrique a évolué ces dernières décennies, cette évolution a dû conserver les mêmes directions d'écoulement et sensiblement les mêmes gradients hydrauliques (*i.e.* même concordance piézométrie – topographie). Cette hypothèse semble être validée par l'étude de Vernoux *et al.* (1999) sur le plateau de Saclay, à l'est du bassin versant, qui a permis d'ériger une carte piézométrique dont les extrémités coïncident assez bien avec celle de Rampon (1965).

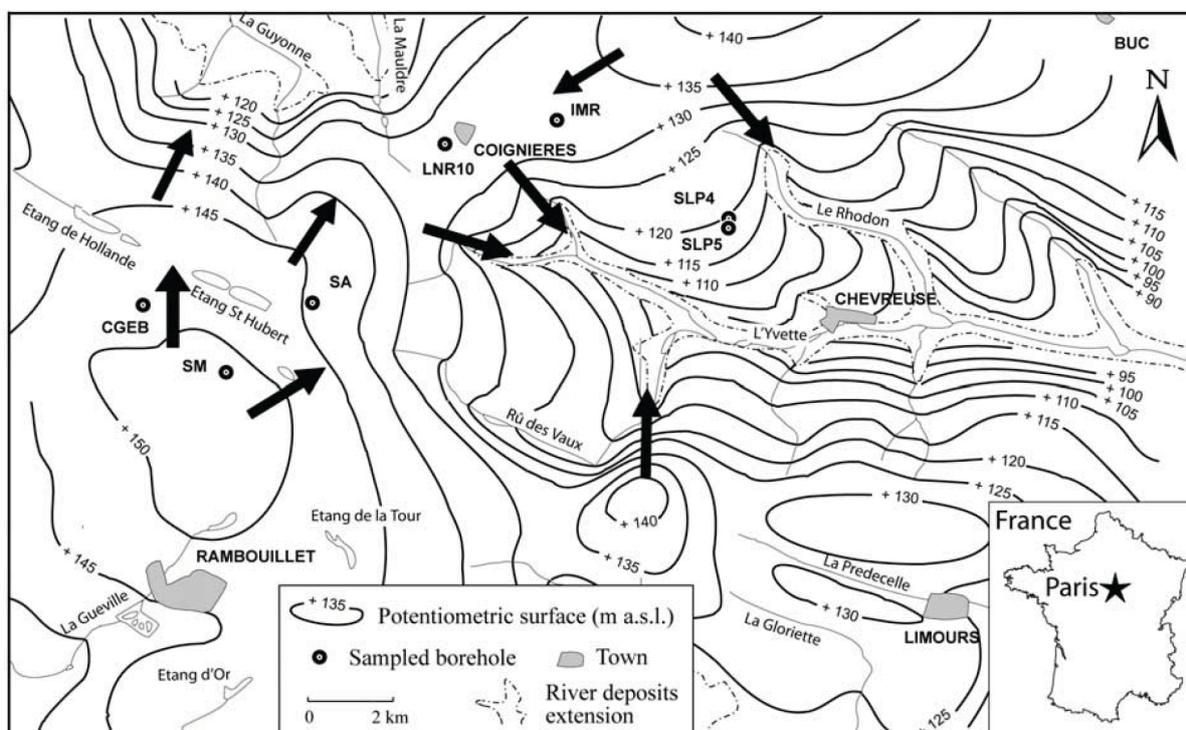


Figure 1-20 : Carte piézométrique de la nappe des sables de Fontainebleau et écoulements régionaux présumés, modifiée à partir de Rampon 1965 (Corcho Alvarado *et al.*, 2007)

Toujours sur cette région à cheval entre les départements du 78 et du 91, plusieurs projets ont été réalisés permettant de connaître les propriétés hydrauliques, certaines caractéristiques chimiques ainsi que les taux de recharge de l'aquifère (Corcho Alvarado *et al.*, 2009 ; Corcho Alvarado *et al.*, 2007 ; Schneider, 2005). Avec un pH moyen de 7.0 (variations entre 6.5 et 7.5), la nappe des sables de Fontainebleau possède une conductivité électrique très hétérogène allant de 459 à 1416 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Parallèlement, les concentrations en nutriments sont, elles aussi, très variables spatialement avec des teneurs en nitrates allant de 2 à 92 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ et des teneurs en sulfates passant de 25 à 332 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. Cependant aucune tendance spatiale n'a été observée. Caractérisée dans son ensemble par un faciès bicarbonaté-calcique, cette nappe tend vers un faciès sulfaté-calcique en profondeur, en raison d'une stratification des sulfates, tandis que les carbonates conservent des teneurs plutôt stables autour de 294 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ (Schneider, 2005). Ces variations de teneurs en sulfates, non corrélées aux variations en nitrates, qui dépendent principalement de la côte piézométrique de la nappe (*i.e.* teneurs en nitrates plus élevées sur les plateaux lorsque le niveau piézométrique est plus proche de la surface), ne peuvent donc pas provenir de l'activité agricole mais sont dues principalement à l'interaction eau – roche par la dissolution de célestite et l'altération de pyrite (Schneider, 2005).

D'autre part, l'alimentation de la nappe par les étangs des plateaux a un impact non négligeable sur la qualité de la nappe dans un rayon d'environ 3 km autour de chaque étang. Caractérisés par des eaux pauvres en nitrates mais très enrichies en isotopes stables de la molécule d'eau, ces étangs sont en grande partie responsables de la signature évaporée de la masse d'eau. Cependant, une fois encore, la faible répartition de forages accessibles à l'heure actuelle rend la caractérisation chimique de la nappe très difficile à petite échelle. Un des forages prélevés en 2002, prélevé à nouveau en 2012, situé au niveau du hameau de la Brosse à Saint Lambert des Bois (SPL5, Figure 1-20), a montré que l'évolution temporelle à échelle décennale de la chimie de la nappe était négligeable (Tableau 1-3). Cela s'explique aisément par le temps de transit de l'eau dans la zone non-saturée. Avec une vitesse d'écoulement estimée à 1 $\text{m}\cdot\text{an}^{-1}$ et une épaisseur de zone non saturée avoisinant les 30 m au niveau des plateaux, il faut donc 30 ans pour que l'eau de pluie qui s'infiltré sur les plateaux atteigne la nappe.

Ce constat permet d'émettre d'ores et déjà deux hypothèses :

- l'évolution temporelle de la qualité des eaux de nappe est négligeable à l'échelle de cette étude dont les prélèvements se sont effectués sur deux années consécutives.
- les activités anthropiques des plateaux vont impacter la chimie de la nappe sur le long terme.

L'ensemble des données chimiques citées précédemment obtenues en 2001 et 2002 au cours de la thèse de V. Schneider (2005) sont répertoriées en Annexe 2.

Tableau 1-3 : Données chimiques des eaux du forage SPL5 prélevées en 2002 (Schneider, 2005) et en 2012 (Barbecot, pers. Comm)

St Lambert P5	pH	CE $\mu\text{S.cm}^{-1}$	T $^{\circ}\text{C}$	HCO_3^-	Cl^-	NO_3^-	PO_4^{3-}	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+
				mg.L^{-1}								
2002	6.8	478	12.3	196	22	27	-	33	74	7	19	1
2012	6.7	495	11.9	188	23	24	0	33	69	6	19	1
taux de variation	0%	4%	-3%	-4%	5%	-12%	0%	1%	-7%	-12%	1%	0%

- **Climat**

Les données météorologiques sont obtenues grâce à une station de Météo France située sur la commune de Trappes, à la frontière nord du bassin versant. La région parisienne est caractérisée par un climat océanique tempéré, c'est-à-dire un climat où les variations saisonnières de précipitation et température sont peu marquées. En effet, sur la période 1991-2014, les températures moyennes mensuelles se sont échelonnées entre 4.2 °C (en janvier) et 19.2 °C (en juillet) pour une moyenne annuelle de 11.3 °C. Sur cette même période, les précipitations moyennes mensuelles ont varié de 45.2 mm (en mars) à 71.5 mm (en décembre), pour une pluviométrie moyenne annuelle de l'ordre de 684 mm.an⁻¹ (moyenne calculée d'après les données Météo France entre 1991 et 2014). Sur cette hauteur de précipitation annuelle, environ 75 % repartent par évapotranspiration, ne laissant qu'une recharge de nappe comprise entre 100 et 150 mm.an⁻¹ (Corcho Alvarado *et al.*, 2007). Si les variations de température et d'ETP sont dépendantes de la saison, les variations de précipitations sont très aléatoires au cours du temps (Figure 1-21). Du fait de la prédominance des plateaux sur le territoire et de la grande hétérogénéité des argiles à Meulnières, la recharge

de la nappe se fait majoritairement sur cette portion de territoire, entre les mois d'octobre et mars (Schneider, 2005).

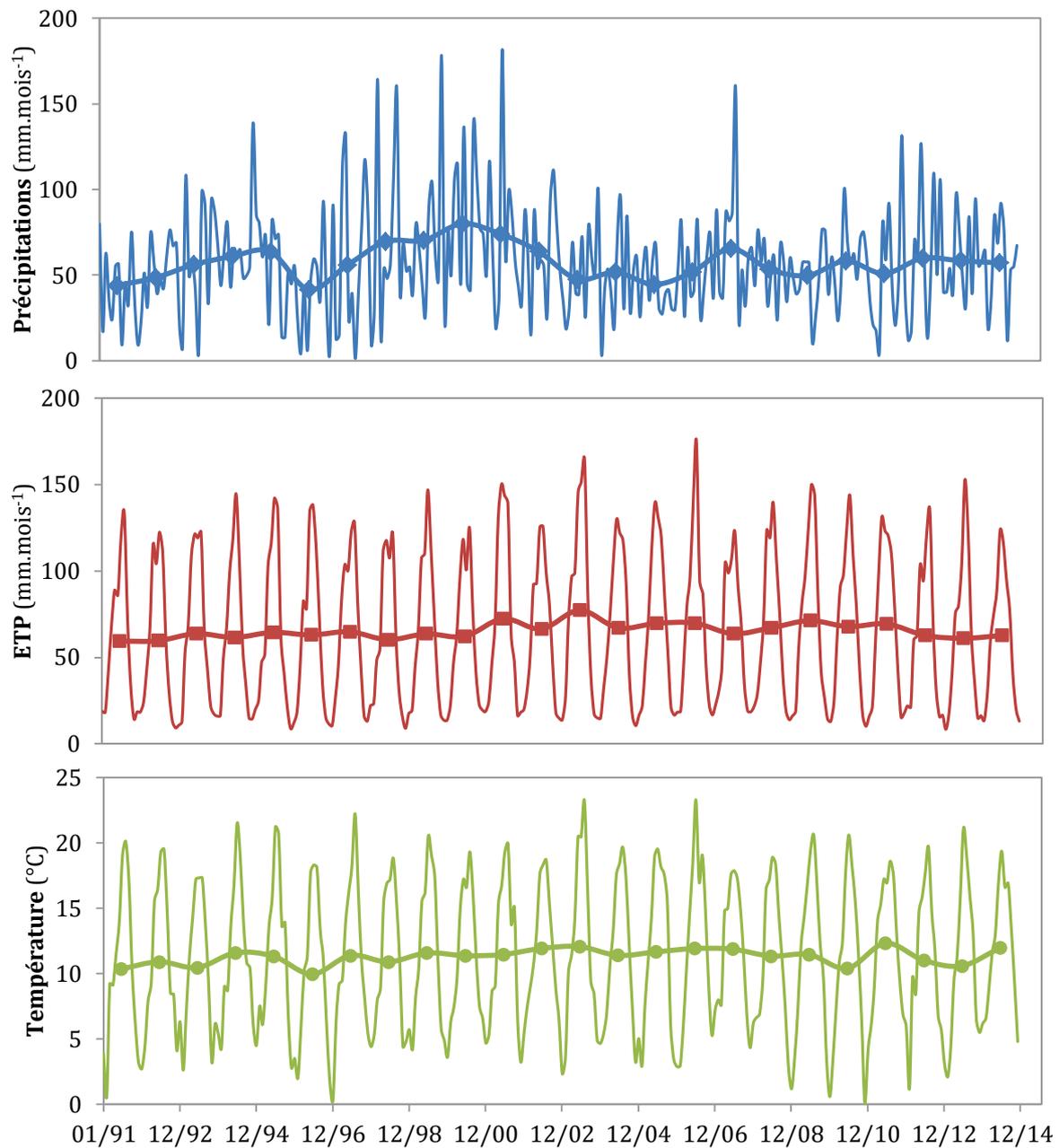


Figure 1-21 : Données mensuelles de précipitation, température moyenne et ETP, et moyennes annuelles sur la période 1991-2014 (données de la Station météo France de Trappes).

1.2.3 Les zones humides

La combinaison des inventaires réalisés par le PNR et la région Ile de France a permis de dresser une carte assez fine de la répartition des zones humides du bassin versant, développées et entretenues grâce au contexte géologique et au climat tempéré décrits précédemment (Inventaire Habitats 2008, PNR HVC et Ecomos 2008, IAURIF ; Figure 1-22). Si certaines se situent sur les plateaux, la grande majorité des zones humides se retrouve dans les fonds de vallée, notamment au niveau des zones riveraines des rivières. Ce sont principalement (i) des prairies humides méso à hygrophiles, (ii) des milieux ouverts avec une assez grande variété de végétation en passant des magnocariçaies aux roselières et au mégaphorbiaies et (iii) des bois humides majoritairement composés d'aulnes glutineux.

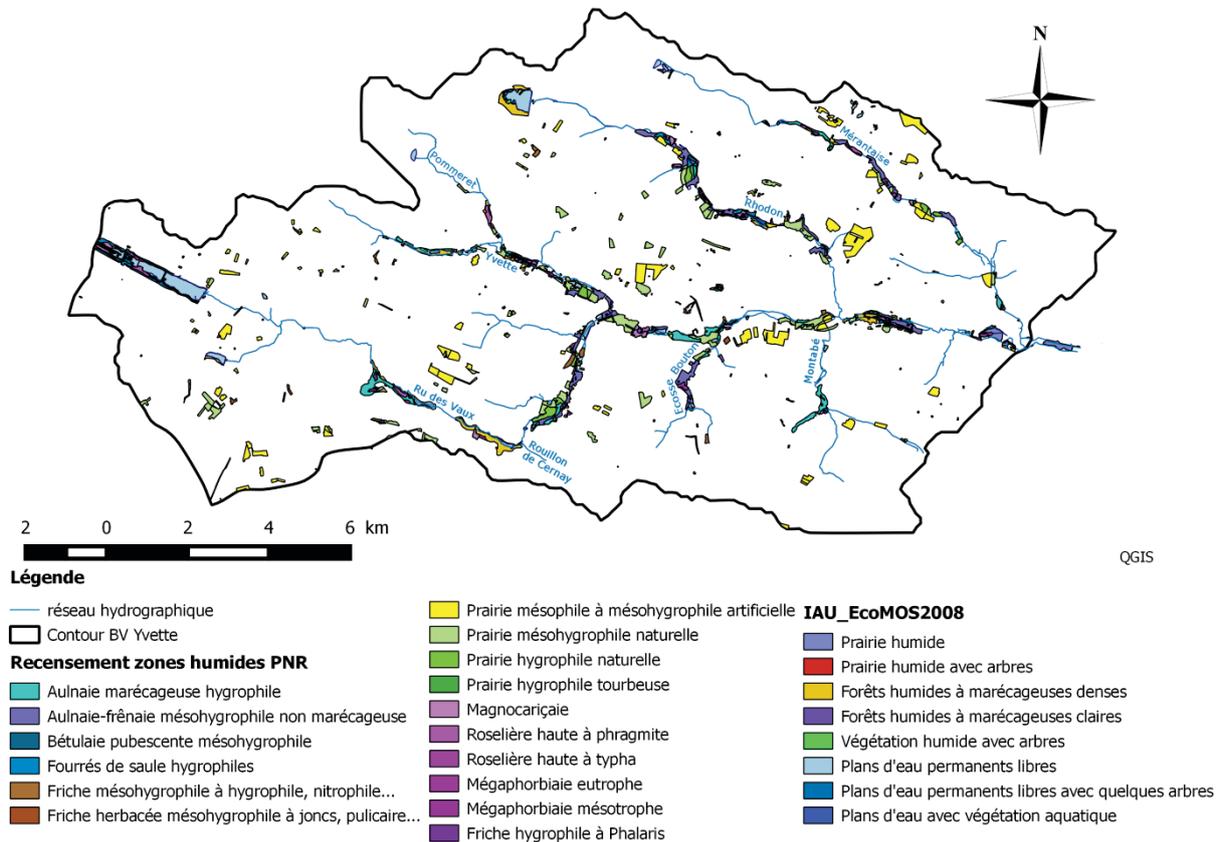


Figure 1-22 : Carte de répartition des zones humides sur le bassin versant (créée à partir des recensements réalisés par l'IAU-IDF et le PNR HVC en 2008)

Que ce soit sur les plateaux ou dans les fonds de vallées, les milieux humides recensés sur le bassin sont de faible étendue (quelques hectares tout au plus), la plupart des zones humides riveraines ayant été drainées artificiellement sur les derniers siècles. Toutefois, les

résurgences de nappe au niveau des ruptures de pente entre versant et vallées ainsi que la faible perméabilité des sols hydromorphes développés ont permis à ces milieux de garder leur caractéristique humide.

1.2.4 Gestion du bassin et qualité des eaux

- *Aménagements hydrauliques*

Le bassin versant de l'Yvette amont garde, encore aujourd'hui, les traces des multiples aménagements qu'il a subit au cours de son histoire. Les témoins les plus marquants n'en sont autres que les nombreux lavoirs et moulins situés le long des cours d'eau. Très longtemps exploités, ils ne sont aujourd'hui que des vestiges du passé toujours inoccupés, mais quelquefois réhabilités. Pourtant, un des bouleversements majeurs, lié à ces infrastructures, encore visible actuellement, est le détournement de nombreux cours d'eau et la création de biefs en surplomb des fonds de vallée naturels. Autre bouleversement de l'hydrologie du secteur : la création d'un grand réseau d'étangs et rigoles au XVII^e siècle, sous le règne de Louis XIV, pour alimenter en eau les bassins des jardins du château de Versailles (Plan du Réseau détaillé en Annexe 3). Présents sur les plateaux de la limite ouest du bassin versant (Figure 1-17), les étangs n'ont pas de connexion directe avec la nappe des sables de Fontainebleau. En revanche, l'infiltration de l'eau au sein des sédiments qui forment leur fond permet une alimentation continue de l'aquifère entraînant une modification de la chimie de la nappe sur un rayon de quelques kilomètres (Schneider, 2005). L'ensemble des étangs est relié ponctuellement au réseau hydrographique du bassin par l'intermédiaire des rigoles afin de réguler les niveaux d'eau après de fortes pluies. Cette gestion est assurée par le Syndicat Mixte d'Aménagement et de Gestion des Etangs et Rigoles (SMAGER). Plus récemment, sur les dernières décennies, de nombreux bassins de rétention ont été créés sur l'Yvette ainsi que sur certains de ses affluents, pour lutter contre les inondations en aval du bassin à partir de Gif-sur-Yvette. Ces constructions, réalisées par le syndicat intercommunal pour l'aménagement hydraulique de la vallée de l'Yvette (SIAHVY), permettent, grâce à des jeux de vannes, de récolter une partie du débit de la rivière et de stocker l'eau temporairement dans de grands bassins laissés en herbe le reste du temps. En parallèle, le parc naturel réalise des projets de restauration des cours d'eau et de leurs milieux humides riverains dans le double objectif de restaurer les écosystèmes et de lutter contre les crues en permettant à nouveau à la

rivière de s'étendre en fond de vallée (e.g. restauration du marais de Maincourt, des prés Vaugien).

- ***Réseaux d'eaux usées et pluviale***

À l'exception des grosses villes de l'aval de la vallée (Chevreuse, Saint-Rémy-les-Chevreuse et Gif-sur-Yvette), les zones urbaines du bassin sont généralement de petits bourgs dont les réseaux d'eaux usées sont non collectifs (SPANC). Les secteurs urbanisés des plateaux internes ou limitrophes au bassin versant de l'Yvette ont pour la plupart un réseau d'assainissement collectif permettant de relier les écoulements d'eaux usées à neuf stations d'épurations situées principalement en tête de bassin (procédé de traitement par boue activée illustré en Annexe 4; Figure 1-23). Sachant que l'indicateur permettant d'évaluer la taille d'une station est son potentiel Equivalent Habitant (EH, 1 EH correspondant à une charge entrante de 60g de DBO5 par jour et par habitant), une limite de classification « petites stations - grosses stations » sur notre bassin a été arbitrairement fixée à 2000 EH. D'un point de vue pratique, cette limite a été fixée par rapport au débit sortant des différentes stations qui est de l'ordre de 3 L.s⁻¹ pour les stations de 2000 EH. Avec nos méthodes de mesure de débits (micro-moulinet) la précision des mesures est généralement de l'ordre de 10 % ce qui correspond à des barres d'erreur souvent supérieures à 5 L.s⁻¹. Ainsi, basée sur la précision des mesures de débits, l'impact des stations d'épuration de taille inférieures à 2000 EH a été considéré comme négligeable d'un point de vue hydraulique. Il est important de noter dès à présent que la décharge des STEP suit une cyclicité journalière avec une décharge minimale en fin de nuit (entre 5h et 6h) et une décharge maximale en fin de matinée (entre 10h et 12h). Malgré cette cyclicité, le débit moyen quotidien reste quasiment constant sur l'année (Barbecot, 2006).

En ce qui concerne les précipitations, chaque commune dispose d'un réseau d'eau pluviale qui achemine la pluie depuis les zones imperméabilisées jusque dans les cours d'eau en fond de vallée. Les sorties de ces réseaux, souvent situées près des ponts routiers, modifient généralement la géométrie des rivières en créant à la fois une zone d'érosion à l'aplomb des sorties de buses, et des zones de sédimentation aux alentours. Plus la zone urbaine drainée par ces infrastructures est étendue, plus les débits de pointes sont élevés car le transit de l'eau y est très rapide comparé aux autres types de surface du bassin versant. Les

zones urbaines, essentiellement sur les plateaux, utilisent des étangs comme bassins de collecte des eaux pluviales qui tamponnent les pics de ruissellement urbains en rejetant au milieu naturel un débit de fuite contrôlé. C'est le cas du Mesnil-Saint-Denis et de la Verrière sur le ru du Rhodon (étang des Noës), de la Communauté d'Agglomération de Saint-Quentin-en-Yvelines (CASQY) sur la Mérantaise (étangs du Manet), ainsi que de la zone industrielle de Coignières sur le ru du Pommeret (étang du Val Favry).

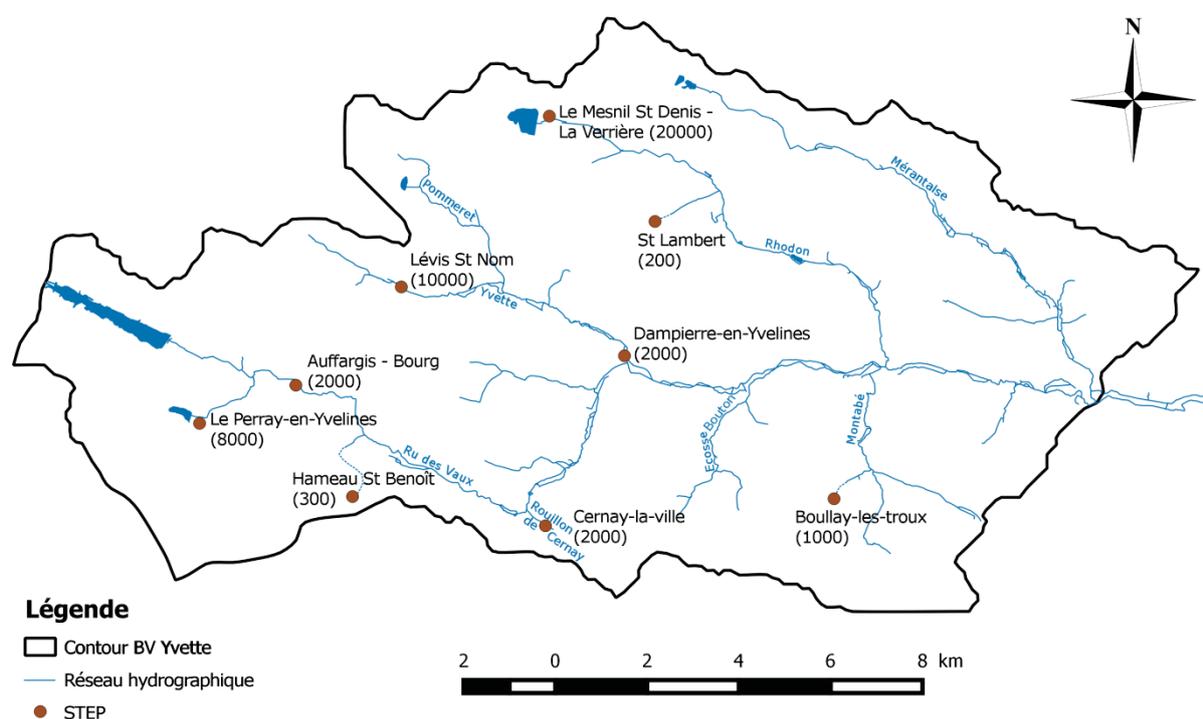


Figure 1-23 : Localisation des stations d'épuration au sein du bassin versant de l'Yvette amont avec leurs capacités respectives en équivalent habitant

- ***Suivis qualitatifs des rivières existants sur le bassin versant***

Sur le territoire français, plusieurs acteurs réalisent des suivis qualitatifs des masses d'eau à différentes échelles. Suivant les directives « eau » qui ont vu le jour à la commission européenne - dont la directive *nitrates* en 1991 - et qui sont depuis 2000 coordonnées par la directive cadre sur l'eau (DCE), l'état se doit de faire un suivi de l'ensemble de ses masses d'eau. Pour cela, deux réseaux de suivi annuels, pilotés par les différentes agences de l'eau, ont vu le jour : le réseau de contrôle de surveillance (RCS) et le réseau de contrôle opérationnel (RCO). Sur le bassin de l'Yvette, une station RCS sur l'Yvette à Chevreuse et

deux stations RCO sur l'Yvette à Saint-Rémy-les-Chevreuse et sur le Rhodon à Milon-la-Chapelle ont été mises en place (Figure 1-24). En complément de ce suivi, le PNR, subventionné par l'Agence de l'Eau Seine Normandie (AESN), a réalisé un suivi de l'évolution spatio-temporelle de la qualité des rivières sur son territoire (1994 : première campagne qualité hydrobiologique ; 1997 : première campagne qualité physico-chimique). En parallèle, le SIAVHY effectuait lui aussi un suivi de la qualité du réseau hydrographique avec des stations communes avec le PNR et des stations complémentaires (Figure 1-24).

Au niveau de la structure du Parc, les stations de suivi, initialement au nombre de 28, ont été réduites à 5 sur le bassin de l'Yvette en 2012 (2 stations sur le Ru des Vaux, 1 sur le Pommeret, 1 sur le Rhodon et 1 en amont de l'Yvette) afin de permettre un suivi plus fréquent de la qualité globale du milieu riverain. En effet, au lieu de campagnes « qualités » à chaque saison tous les quatre ans, le Parc dispose depuis 2012 de six campagnes par an (généralement en janvier, mars, mai, juillet, septembre et novembre).

Plusieurs indices permettent de qualifier le bon état des masses d'eau. Nous avons tout d'abord l'indice biologique global normalisé (IBGN) qui représente la qualité écologique du milieu par la diversité des habitats et la qualité physico-chimique de l'eau. Cet indice est calculé à partir du recensement des invertébrés présents dans les cours d'eau. À cela s'ajoutent les suivis physico-chimiques et phytosanitaires qui étudient la qualité des eaux par rapport aux teneurs en matières organiques (COD, DBO5), en composés azotés (NTK, nitrates, nitrites et ammoniac), en composés phosphatés (orthophosphates et phosphore total) et en certains pesticides connus pour avoir été employés dans le secteur (atrazine et composés, diuron, chlortoluron, isoproturon, simazine, glyphosate et AMPA, etc.). Les bilans effectués entre les campagnes de 2000 et de 2008 montrent une amélioration presque générale de la qualité des cours d'eau avec la nette diminution des teneurs en atrazine et simazine ainsi qu'en matières organiques oxydables (Hydrosphère, 2009). Cependant, l'augmentation des concentrations en nitrates sur le Rhodon, la Mérantaise et l'Yvette amont démontre la fragilité de cette qualité. De plus, de nombreux épisodes de pollutions ponctuelles ont été dénombrés ces dernières années, notamment sur le Rhodon en aval de la station d'épuration du Mesnil-Saint-Denis.

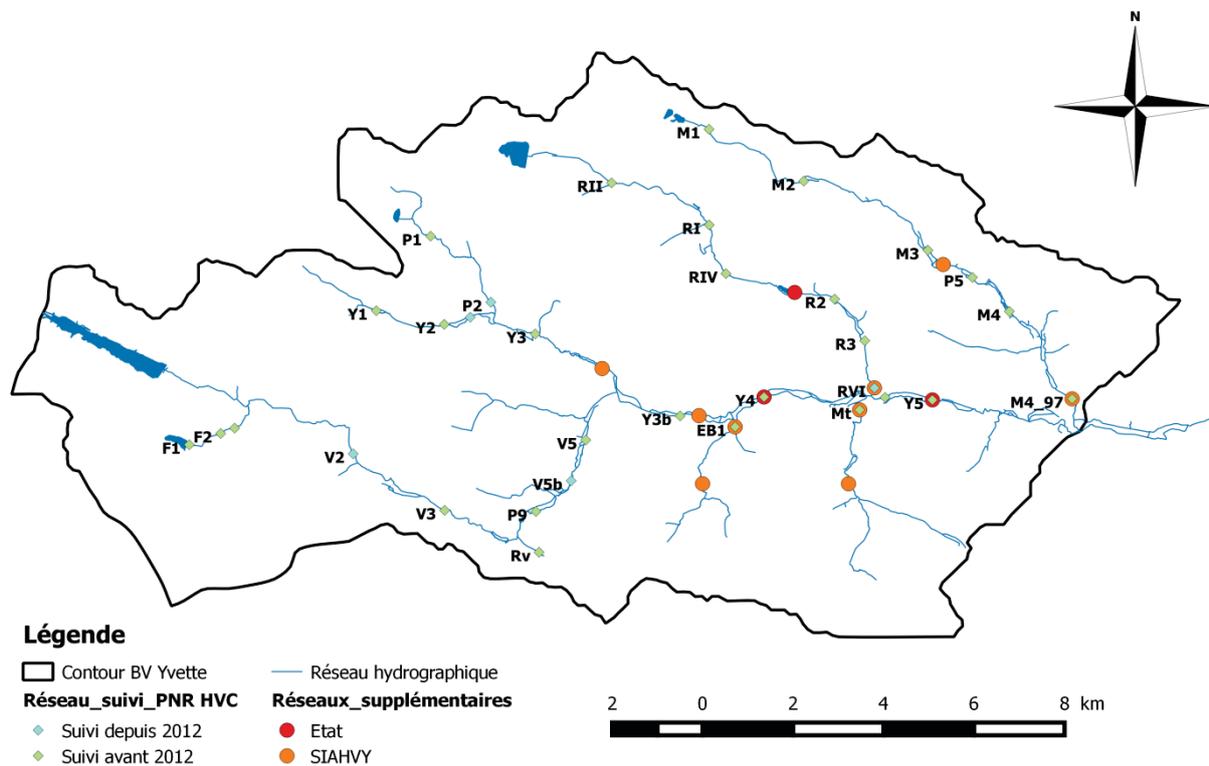


Figure 1-24 : Localisation des stations de mesures des différents suivis qualitatifs effectués sur le bassin de l'Yvette amont (PNRHVC, 2012)

1.2.5 Instrumentation de terrain

- *Suivi quantitatif des flux d'eau*

La première démarche effectuée en termes d'instrumentation dans cette thèse a été d'installer des stations hydrométriques afin de suivre en continu le débit des rivières. Au nombre de 11, elles sont situées le plus possible aux points clés du réseau hydrographique. Seule exception : malheureusement aucune station n'a pu être positionnée à l'exutoire de l'Yvette pour cause d'envasement important du lit de la rivière dans ce secteur (Figure 1-25).

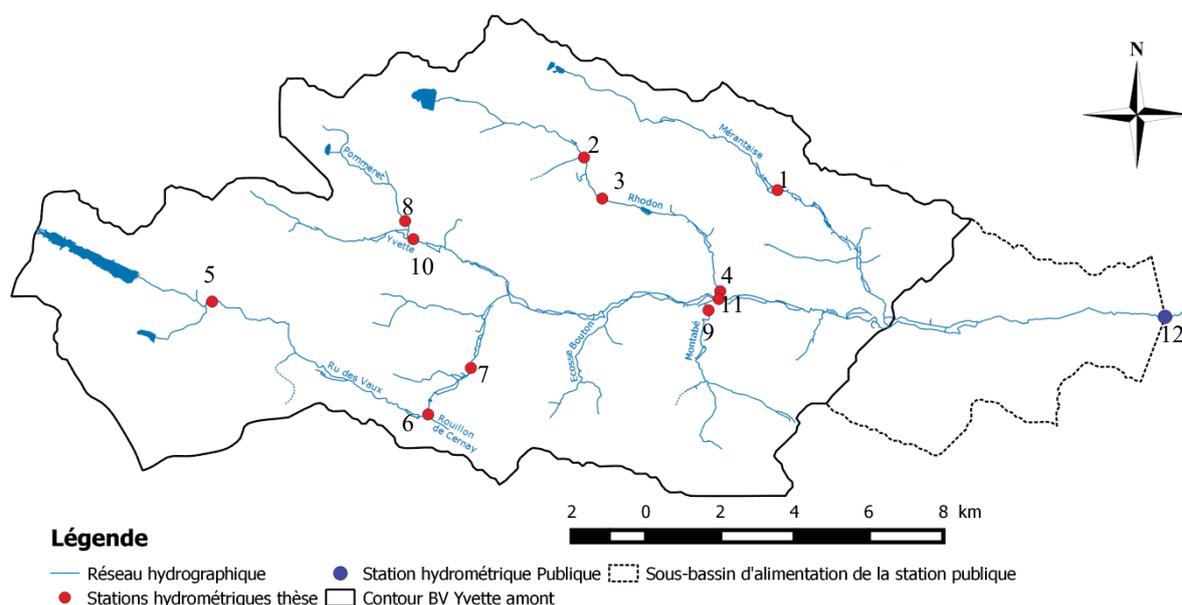


Figure 1-25 : Emplacements des stations hydrométriques sur le bassin versant de l'Yvette amont

Chacune des stations mesure la hauteur d'eau des rivières toutes les minutes et enregistre une moyenne des mesures toutes les dix minutes. Ce suivi haute fréquence a été nécessaire pour avoir une évolution représentative des débits en période de crue, surtout pour les stations en amont du bassin, connu pour avoir un temps de réponse très court aux événements pluvieux. Durant les deux années de suivi, les débits obtenus sur les stations sont à 95 % compris dans les gammes validées par les courbes de tarages réalisées pour chaque site, ce qui signifie que seul 5 % des débits ont été extrapolés (Annexe 5).

Ce suivi, actuellement toujours en cours, a deux objectifs principaux : (i) l'analyse précise de la dynamique du comportement hydrologique du bassin versant étudié, et (ii) l'optimisation des campagnes d'échantillonnage des rivières pour le suivi qualitatif du réseau de surface par la détermination des périodes d'étiage.

Malgré sa mise en place et sa calibration en 2013, la station 3 située sur le Rhodon, en aval du bourg de Saint Lambert-des-Bois (Figure 1-25), ne sera pas prise en compte dans ce projet car en raison de la chute d'un arbre en travers de la rivière, un barrage naturel s'est formé en aval de cette dernière, engendrant une augmentation « artificielle » progressive de la hauteur d'eau sur les mois écoulés entre les deux campagnes de qualité de l'année 2014.

- ***Suivi qualitatif des rivières***

La qualité de l'eau en rivière est intrinsèquement liée à l'origine et au transit de ces eaux depuis leurs sources jusqu'au réseau hydrographique. Pour caractériser et comprendre les évolutions spatio-temporelles de la physico-chimie des rivières, un suivi a été mis en place à différentes échelles afin de (i) définir la signature géochimique et isotopique de chaque pôle source d'eau (STEP et nappe des sables de Fontainebleau principalement), (ii) analyser les processus de décharge de la nappe en rivière, et (iii) caractériser les variations de qualité été/hiver en fonction des variations saisonnières de décharge d'eau souterraine. L'ensemble des campagnes et des analyses réalisées sont répertoriées dans le Tableau 1-4.

La caractérisation chimique des différentes sources d'eau est une étape essentielle pour contraindre tout modèle de mélange appliqué à une rivière. Suivant les différents réservoirs dans lesquels l'eau chemine avant d'atteindre la rivière, celle-ci acquiert des caractéristiques physico-chimiques et isotopiques propres au réservoir traversé. Cette définition doit donc permettre d'identifier chimiquement et isotopiquement les différents types d'eau alimentant la rivière. En première approche, on peut établir que les eaux de la plupart des cours d'eau étudiés sont le résultat du mélange des effluents de STEP et de la nappe des sables de Fontainebleau dont les proportions respectives varient dans l'espace et dans le temps. La caractérisation chimique des STEP a été réalisée par échantillonnage ponctuel, toutes les deux heures sur une journée, à la sortie des deux sites les plus importants (STEP du Mesnil-Saint-Denis et de Lévis-Saint-Nom). De nombreux paramètres ont été analysés : les paramètres physico-chimiques (pH, CE, T°), les ions majeurs, les isotopes stables de la molécule d'eau ($\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$) (voir protocoles en Annexe 6). Dans cette étude, les nitrates sont un important critère de qualité, en tant qu'indicateur d'une contamination diffuse de l'eau souterraine et de contamination ponctuelle venant des STEP. Les isotopes stables de l'eau ont été utilisés pour tenter de distinguer chaque source d'eau en fonction de la signature isotopique qui lui est propre.

En parallèle, des cartographies ont été réalisées en périodes d'étiages estival et hivernal en juillet 2013 ainsi qu'en mars et août 2014. Durant ces campagnes, 22 sites ont été prélevés, principalement entre chaque nœud hydrographique, afin d'établir une relation entre l'évolution des flux et les apports d'eau (Figure 1-26). En complément, une cartographie de

12 points a été réalisée en période de hautes eaux hivernales pour englober au maximum les variations annuelles de la qualité des flux et les relier aux variations de décharge. Pour être représentatives, les campagnes de terrain ont été réalisées sur un temps assez court (entre 1.5 et 3 jours). À chaque campagne, deux STEP essentielles, *i.e.* la STEP la plus importante à la source du Rhodon et la STEP de Cernay-la-ville pour laquelle il y a aussi contrôle du débit, ont été échantillonnées pour avoir une image de la qualité de l'ensemble des structures.

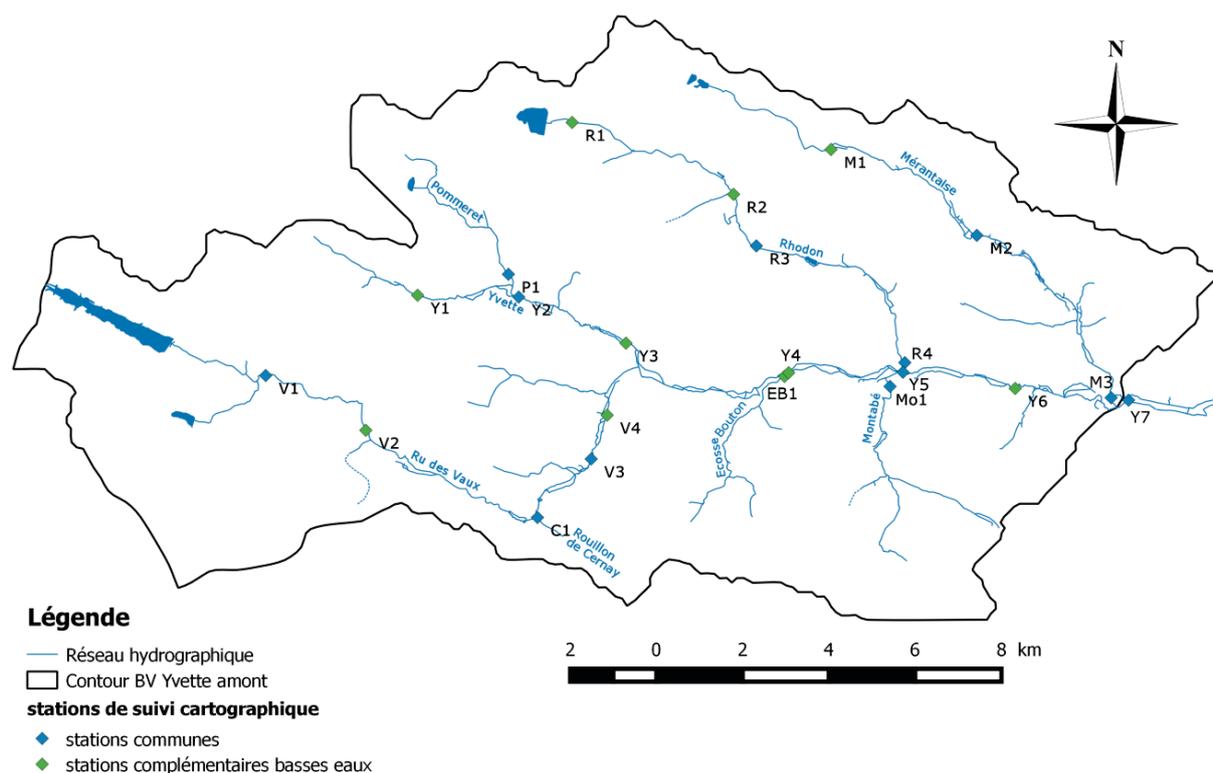


Figure 1-26 : Stations de mesures et de prélèvement des cartographies en période d'étiage et en période de hautes eaux

Les eaux de surface ont été prélevées à l'aide d'une pompe péristaltique en milieu de section à mi-profondeur. Les paramètres physico-chimiques, le débit et le ^{222}Rn ont été mesurés *in situ* et des échantillons ont été prélevés pour les analyses des ions majeurs ainsi que pour détermination des teneurs en isotopes stables de l'eau et en carbone inorganique dissout (cf. méthodes en Annexe 6).

- **Étude des différents modes de décharge de la nappe en rivière**

Bien que l'hypothèse d'un mélange binaire entre STEP et nappe soit réaliste, la contrainte de la chimie de la nappe reste un problème car cette dernière peut être grandement modifiée en fonction du transit effectué par l'eau avant sa décharge en rivière. Sur le bassin, deux types de zones d'interface nappe – rivière peuvent être définis : la zone hyporhéique et les zones humides riveraines (Figure 1-4). Afin de quantifier le partitionnement de cette décharge, un profil en long du Rhodon a été réalisé à l'étiage en septembre 2014 suivant le même protocole de terrain que pour les cartographies citées précédemment. En parallèle, pour la compréhension du rôle de l'interface nappe – rivière sur l'évolution de la qualité des eaux, huit secteurs dont sept incluant des zones humides de type roselière et forêts humides ont été sélectionnés le long du cours du Rhodon. Sur ces secteurs, en rive gauche, des transects instrumentés perpendiculaires à la rivière ont été mis en place (Figure 1-27). Chaque transect comprend un piézomètre au niveau de la ligne de sources à la limite entre versant et vallée et une bougie poreuse dans le lit de la rivière à 1 m de profondeur. Enfin, pour les secteurs où une zone humide était présente en fond de vallée, un drain d'une longueur comprise entre 1 et 2 m y a été placé à 50 cm de profondeur.

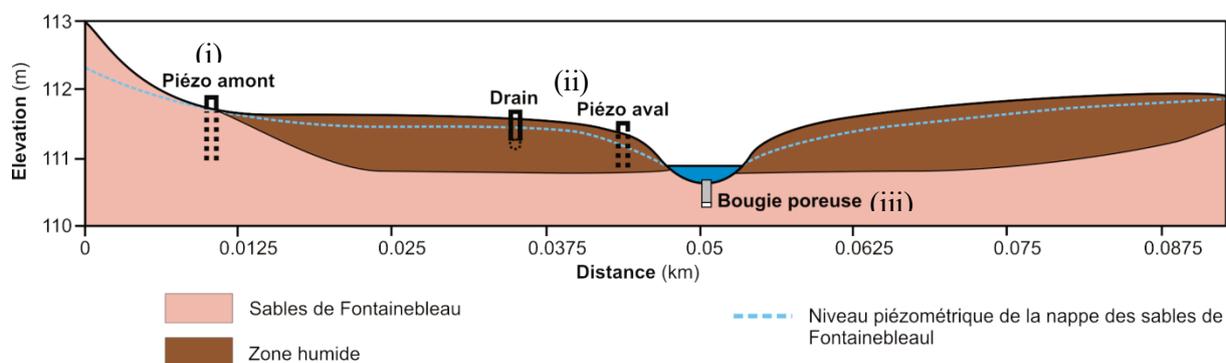


Figure 1-27 : Schéma type d'instrumentation des fonds de vallée avec les instruments de prélèvement d'eau (i) en amont des milieux humides, (ii) dans la partie aval des zones humides et (iii) dans le lit de la rivière.

L'objectif de la mise en place de ces trois instruments était de caractériser l'eau de nappe (i) avant son entrée dans le milieu humide, (ii) dans la partie aval du milieu humide et (iii) dans le lit de la rivière. Le bilan entre les échantillons (i) et (ii) permet de contraindre le rôle épurateur du milieu humide tandis que l'analyse des échantillons (iii) permet de contraindre la chimie de l'eau de nappe qui alimente la rivière sans transiter dans les zones

humides. Deux campagnes d'échantillonnages ont été réalisées en mai et septembre 2014. Les paramètres physico-chimiques ont été mesurés *in situ* et les échantillons prélevés à l'aide d'une pompe péristaltique pour les analyses des ions majeurs, du $\delta^2\text{H}$ et du $\delta^{18}\text{O}$. Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et le ^{222}Rn n'ont été analysés que sur la campagne de septembre qui s'est effectuée en parallèle du profil longitudinal du Rhodon.

Tableau 1-4 : Récapitulatif des mesures effectuées pour chaque campagne de terrain

Date	1/13	7/13	3/14	5/14	7/14	9/14	Méthode analytique
Traceur\Terrain	C	C	C+S	ZH	C	P+ZH	
Q		I	I		I	I	Micromoulinet
pH	I	I	I	I	I	I	pH-mètre (WTW 330i)
CE	I	I	I	I	I	I	Conductimètre (WTW 330i)
T°	I	I	I	I	I	I	Mesurée sur le conductimètre
^{222}Rn	E	I	I		I	I+E	I: Rad7 + RadAqua / E: Compteur à scintillation liquide LS300 (Hydex)
TAC	E	E	E	E	E	E	Titration selon la méthode de Gran
Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}	E	E	E	E	E*	E*	E: Chromatographie ionique E*: Spectro. d'absorption atomique
NH_4^+	E	E	E	E			Chromatographie ionique
F^- , Cl^- , Br^- , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-}	E	E	E	E	E	E	Chromatographie ionique (Dionex ICS-1000)
$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$	E	E	E	E	E	E	Analyseur isotopique laser (OA-ICOS, LGR DLT100)
$\delta^{13}\text{C}$	E	E	E		E	E	Spectromètre de masse (Micromass, modèle Isoprime à triple collecteurs)
pesticides					E		Analyses réalisées en externe par le groupe Eurofins
nombre de points de mesure	12	22	22+10	24	22	23+30	

	traceur non analysé
C	cartographie
S	STEP
ZH	campagne zones humides
P	profil en long Rhodon
I	mesure <i>in situ</i>
E	mesure <i>ex situ</i>

Chapitre 2

**Dynamique du bassin versant –
approche hydrologique**

La compréhension de la dynamique du bassin versant de l'Yvette amont passe par l'étude approfondie de l'évolution spatio-temporelle du débit des rivières. Ce chapitre a pour objectif de poser les bases du fonctionnement du système par une approche couplant l'étude fine des chroniques temporelles de débit et la mise en équation de la dynamique du système. Pour cela, nous disposons de six chroniques de deux ans sur les stations de la Mérantaise à Châteaufort (1), du Rhodon à Saint-Rémy-les-Chevreuse (4), du Ru des Vaux à Senlisse (7), du Pommeret à la Recette (8), du Montabé à Saint-Rémy-les-Chevreuse (9), et de l'Yvette à Saint-Rémy-les-Chevreuse (11), ainsi que de quatre chroniques d'un an et demi sur les stations du Rhodon à Saint-Lambert-des-Bois (2), du Ru des Vaux à Auffargis (5), du Rouillon de Cernay à Cernay-la-Ville (6), et de l'Yvette à Maincourt (10). En complément de ces données provenant des stations implémentées lors de ce projet, il y a une chronique de plus de quarante ans à quelques kilomètres de l'exutoire de notre bassin versant au niveau de Villebon-sur-Yvette (cf. emplacement des stations dans le chap. 1, Figure 1-25). Sur cette station équipée depuis 1969, les premières décennies sont marquées par de nombreux trous dans les données, sans doute dus à des pannes de la sonde automatique de mesures. Par ailleurs, le suivi des débits sortant des stations d'épuration qui ont un impact sur le débit total des cours d'eau est quasiment inexistant avant 2001. C'est pour ces raisons que l'étude faite ici se base uniquement sur les quatorze dernières années, c'est-à-dire depuis le 1^{er} janvier 2001.

Dans ce chapitre, nous étudierons dans un premier temps les variations temporelles des différents paramètres du cycle hydrologique du bassin versant. Puis un filtre numérique sera appliqué sur les chroniques de débit afin d'obtenir une première décomposition des débits en deux composantes : un écoulement rapide et un écoulement lent. Le modèle conceptuel global MOHYSE (Arsenault *et al.*, 2015 ; Fortin et Turcotte, 2007) sera ensuite appliqué sur l'ensemble des stations pour approfondir cette décomposition des flux en distinguant notamment les écoulements retardés des écoulements de base. Enfin, les résultats des deux méthodes permettront de mettre en avant la relation entre les variations contextuelles des sous-bassins versants en termes d'occupation du sol et de géomorphologie et les variations de leurs dynamiques hydrologiques.

2.1 Analyse des paramètres hydrologiques du bassin

La première étape de cette approche est de décrire précisément les principales sources d'eau des rivières que sont la pluie, la nappe des sables de Fontainebleau et les stations d'épuration. Les données météorologiques de la station Météo France de Trappes sont disponibles sur un pas de temps journalier sur la période qui nous intéresse soit depuis janvier 2001. Les données piézométriques de Coignières, de St-Hubert et de Saclay proviennent de la base d'Accès aux Données sur les Eaux Souterraines (ADES) et les données débitométriques des neuf principales stations d'épuration ont été obtenues auprès de leurs gestionnaires respectifs. Enfin, les données débitométriques des rivières ont été régulièrement récoltées sur le terrain, excepté pour la station de Villebon-sur-Yvette qui est gérée par la Direction Régionale et Interdépartementale de l'Environnement et de l'Energie d'île de France (DRIEE), et dont les mesures sont en libre accès sur le site hydro-eaufrance.fr.

2.1.1 Climatologie et sources d'eau (Pluie, Nappe, STEP)

- ***Analyse du signal pluie et du bilan P-ETP au cours des 14 dernières années***

Avec son climat océanique tempéré dégradé, la région parisienne est connue pour avoir des saisons peu marquées et une pluviométrie mensuelle assez constante sur l'année (Joly *et al.*, 2010). Depuis 2001, le bassin de l'Yvette a subi des années plus sèches (moins de 600 mm.an⁻¹ : 2003, 2005, 2009) et des années plus humides (plus de 750 mm.an⁻¹ : 2001, 2002, 2007), les cinq dernières années ayant reçu des précipitations similaires à la moyenne de 684 mm.an⁻¹. Malgré une période de recharge hivernale entre novembre et mars, deux des mois les plus pluvieux de ce début de XXI^e siècle ont été les mois de juillet et août, avec des cumuls mensuels dépassant souvent les 100 mm (Annexe 7). Cette répartition est principalement due aux orages estivaux dont la forte intensité peut provoquer des crues importantes. Cependant, l'ETP étant très élevée en période estivale, la recharge de la nappe est alors quasiment nulle (Figure 2-1).

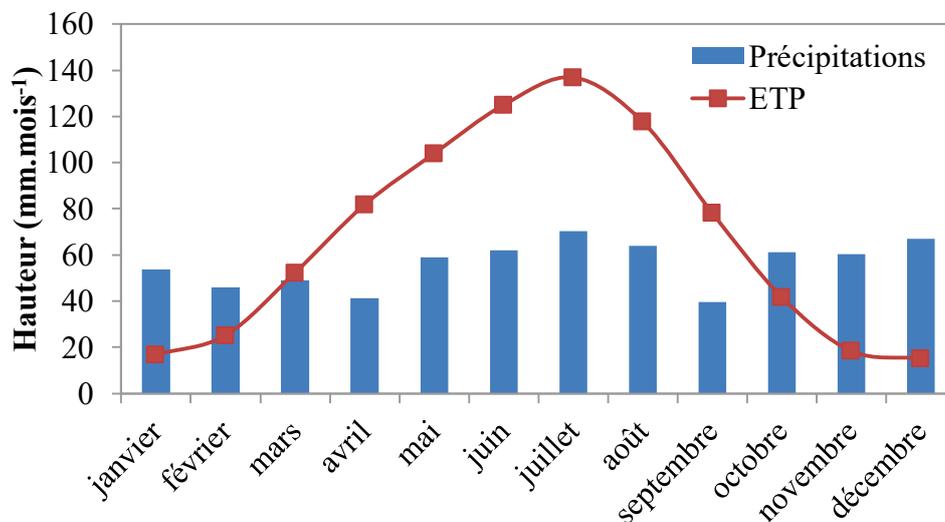


Figure 2-1 : Bilan annuel des mesures de précipitations et d'ETP, calculées par la formule de Penman-Monteith, réalisées à la station Météo France de Trappes (réalisé à partir des moyennes mensuelles entre 2001 et 2014).

Le bilan P-ETP annuel montre qu'en moyenne 75 % des précipitations repartent à l'atmosphère par évapotranspiration (résultat moyenné sur les données des 15 dernières années). Ce taux d'évapotranspiration important engendre une lame d'eau assez faible dans les rivières de 186 mm (moyenne calculée sur 48 années de données à la station de Villebon-sur-Yvette ; DRIEE-IDF 2015), ce qui correspond aux pluies efficaces déterminées dans les études antérieures par des méthodes de modèles inverses effectués à partir de mesures d'argon-39 (Corcho Alvarado *et al.*, 2007) et de bilans hydrologiques (Schneider, 2005).

- ***Chroniques piézométriques de la nappe des sables de Fontainebleau***

Dans la seconde moitié du XX^e siècle, les forages d'exploitation et de suivi de la nappe des sables de Fontainebleau étaient nombreux. Aujourd'hui sur le secteur du bassin versant de l'Yvette amont, il n'en reste que cinq dont deux sont exploités par l'usine d'embouteillage de Saint Lambert des Bois, et un troisième exploité par le CEA de Saclay (Figure 2-2). Le suivi piézométrique est donc très limité dans la région. Cependant les chroniques récupérées pour les piézomètres de Saclay et de Coignières montrent une certaine constance dans les niveaux piézométriques de la nappe au niveau des plateaux : niveau piézométrique à 120 m sur le forage de Saclay (mesures sur la période 2001 – 2014) et à 132 m sur le forage de Coignières (mesures sur la période 2008 – 2015). Le niveau

topographique des différents sites de suivi étant compris entre 150 et 170 m, le niveau piézométrique de la nappe se situe entre 30 et 40 m de profondeur.

- ***Connexions entre la nappe des sables de Fontainebleau et le réseau hydrographique de surface***

Puisque les niveaux piézométriques semblent constants sur les plateaux sur les dernières décennies, il est plausible que les lignes d'écoulement visibles sur la carte piézométrique de Rampon (1965) soient toujours vraies. En recoupant les isopièzes de la carte piézométrique aux niveaux topographiques des cours d'eau du bassin, les sections de rivières alimentées en continu par la nappe ont pu être délimitées (Figure 2-2). Avec ce résultat, il apparaît clairement l'importance de la position des stations d'épuration et des étangs au niveau de la plupart des têtes de bassin et qui constituent ainsi la seule source d'eau en tête des rivières.

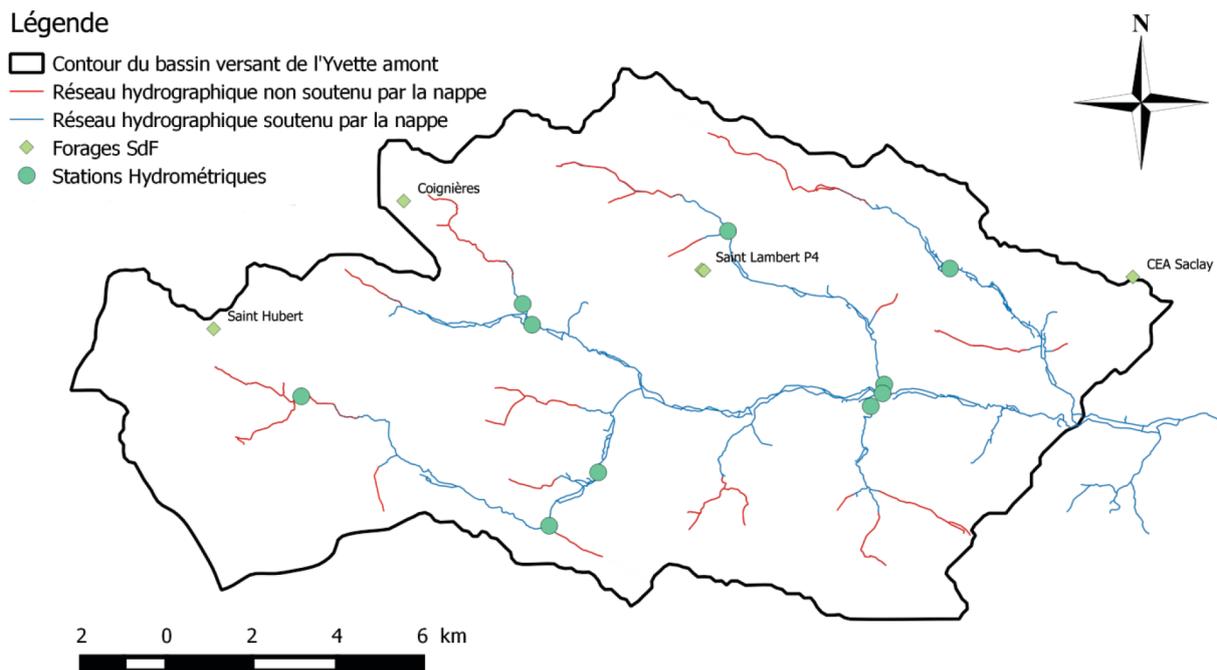


Figure 2-2 : Distinction entre le réseau hydrographique théoriquement alimenté en continu par la nappe des sables de Fontainebleau (en bleu) et le réseau alimenté par des sources externes (en rouge) ; Position des forages encore en activité sur le bassin versant

Si les STEP contribuent de manière continue aux débits des rivières, les étangs sont au contraire équipés de vannes qui permettent de réguler leur niveau. En hiver, les vannes sont en général ouvertes pour laisser s'écouler l'eau et éviter des débordements au niveau des

étangs. En été, les étangs sont souvent coupés du réseau hydrographique pour conserver des niveaux suffisant à la survie des populations piscicoles. Cependant le peu de données à disposition sur les débits issus des décharges des étangs ne nous permet pas de traiter leur impact de manière approfondie dans cette étude.

Une incertitude existe sur la limite entre les sections alimentées par la nappe et les têtes de rivières non alimentées par la nappe, due principalement à la faible résolution de la carte piézométrique.

- ***Chroniques débitométriques des stations d'épuration***

Le débit de sortie des stations d'épurations varie sur le bassin entre 1 et 60 L.s⁻¹. Si la plupart des stations ont des amplitudes de variation faibles, la station du Mesnil-Saint-Denis possède une grande variation temporelle (Figure 2-3). Cette variation s'explique en grande partie par les variations saisonnières de la consommation d'eau dans les communes et par le régime pluvieux. La gestion de ces stations nécessite donc un suivi continu des débits entrants et sortants de ces infrastructures. Le suivi continu des débits est relativement récent pour les plus importantes stations d'épuration (2002 : Auffargis ; 2004 : le Perray-en-Yvelines ; 2001 : le Mesnil-Saint-Denis ; 2012 : Dampierre-en-Yvelines ; 2013 : Cernay-la-Ville) et il est encore inexistant pour les stations les plus petites de moins de 2000 EH. Ce décalage dans l'absence de développement de l'auto-surveillance est certainement imputable au fait que les stations de moins de 2000 EH reçoivent très peu d'eau (moins de 2 L.s⁻¹ en général). Le déversement des eaux épurées dans le milieu naturel est alors souvent considéré comme trop faible pour justifier de cet investissement supplémentaire.

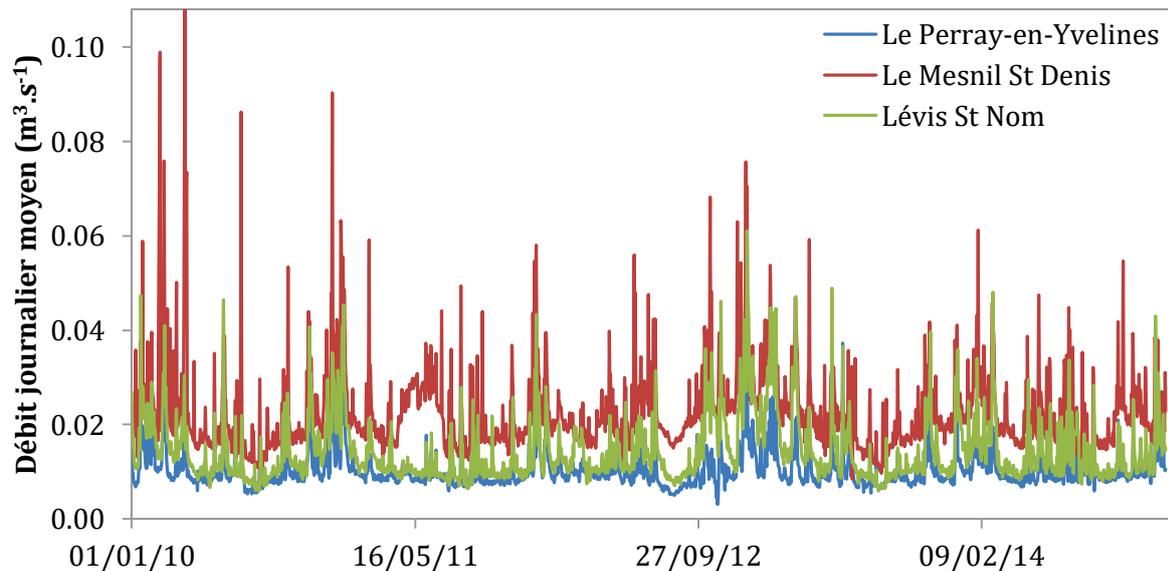


Figure 2-3 : Chroniques de débit des trois plus grosses STEP (> 8000 EH) du bassin versant depuis janvier 2010

2.1.2 Chroniques temporelles de débit des cours d'eau

- **Occupation des sols**

En relation avec les conditions climatiques détaillées en début de chapitre, le débit de base des rivières suit une cyclicité annuelle avec des débits importants en hiver (janvier-février) et des étiages prononcés en fin d'été (août-septembre). Cependant, la petite taille du système étudié et sa situation en tête en bassin rend les rivières très sensibles aux périodes sèches. De ce fait, des étiages peuvent se produire à la fin des hivers secs ou lors des printemps plus secs que la normale. En plus des conditions climatiques, la dynamique hydrologique des différents cours d'eau peut dépendre des connexions ou déconnexions avec la nappe ainsi que de la répartition des réseaux de drainage urbains et agricoles sur le territoire.

Pour étudier cette dynamique, le bassin a été découpé en autant de sous-bassins qu'il y a de stations hydrométriques (Figure 2-4). À partir de ce découpage, l'occupation des sols a été répartie en quatre grandes catégories : zones urbaines, terres agricoles, forêts et prairies. Les aires de ces quatre types d'occupation des sols ont été calculées pour chaque sous-bassin versant à l'aide du logiciel de traitement des informations géographiques QuantumGis (QGis).

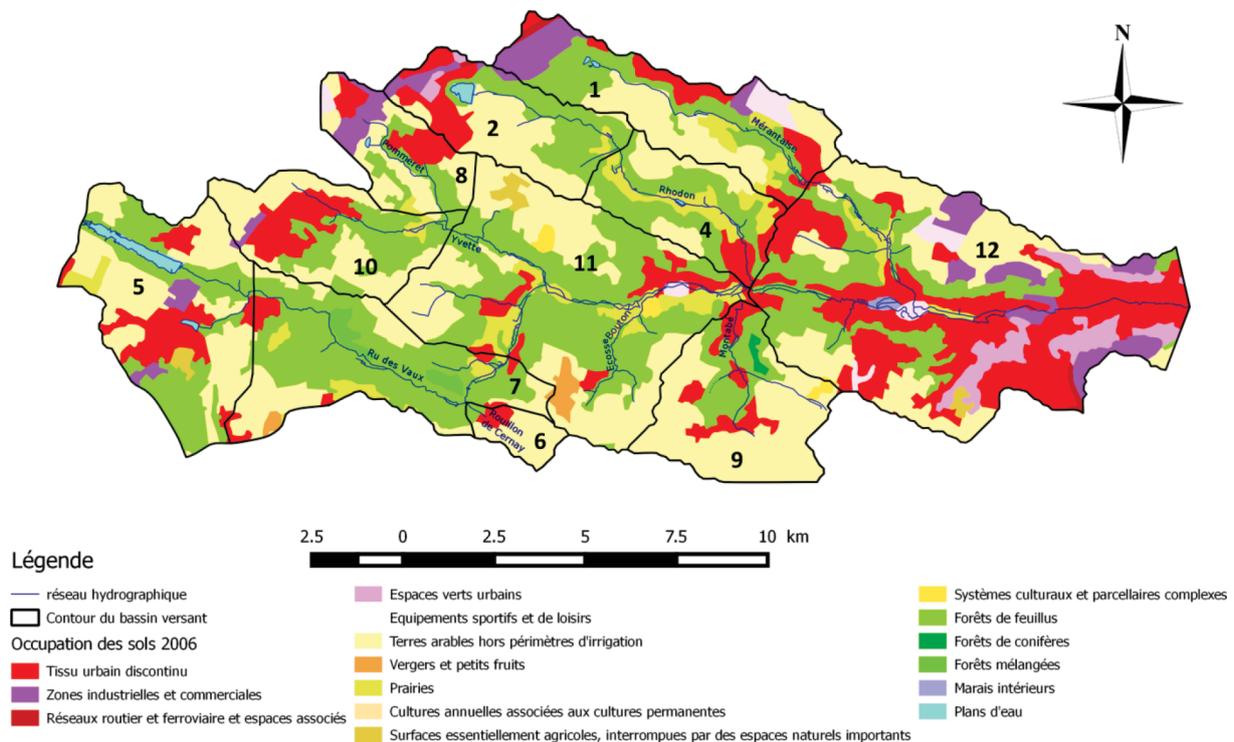


Figure 2-4 : Découpage des aires d'alimentation de chaque station hydrométrique et de leur occupation des sols associée

L'étude de l'occupation des sols montre une certaine homogénéité (Tableau 2-1). En effet, l'ensemble du territoire comporte une proportion de forêts et de terres agricoles à peu près constante (entre 30 et 35 % pour chaque catégorie), avec environ 25 % de la surface occupées par les zones urbaines. Certaines exceptions sont quand même à noter. Au niveau des terres agricoles, les bassins du Rouillon de Cernay et du Montabé se démarquent avec une prédominance marquée de l'agriculture (> 64 %). Dans le cas des zones urbaines, la Mérantaise et le Pommeret se démarquent avec une proportion de ces zones supérieure à 30 %. L'urbanisation plus importante dans ces zones s'explique par le développement de la zone industrielle des Marais et de Pariwest ainsi que de l'agglomération de Saint Quentin en Yvelines aux limites du Parc naturel, chevauchant en partie les bassins versants du Pommeret du Rhodon et principalement celui de la Mérantaise. Dans la partie avale du bassin de l'Yvette, on observe une autre augmentation de l'urbanisation passant de 15 à 25 % du territoire entre les stations 11 et 12, due aux zones urbaines développées principalement en fond de vallée de Saint-Rémy-les-Chevreuse à Villebon-sur-Yvette. Sur cette partie du bassin, force est de constater un contraste important entre le territoire du parc naturel qui préserve au

maximum les espaces naturels de l'urbanisation et les villes alentours, où la population et l'urbanisation ont augmenté de manière importante dans les années 1980-1990. Tout ceci amène à percevoir des secteurs où le ruissellement va être plus important que d'autres. En fonction de l'étendue des surfaces imperméabilisées et de leur proximité avec les stations hydrométriques, les débits en rivière vont donc répondre plus ou moins intensément aux événements pluvieux.

À l'inverse, les zones humides ne représentent que quelques pourcents de la surface totale des différents sous bassins. Les zones humides rencontrées ont été classifiées en fonction de leur localisation sur le territoire. La zone riveraine comprend toutes les zones humides de fond de vallée qui entourent les cours d'eau et qui se sont développées le long des berges. Si on ajoute à cette première catégorie les zones humides de fond de vallée et de versant plus éloignées des cours d'eau on obtient la seconde catégorie « vallée + versant ». Enfin la troisième catégorie et non la moindre regroupe toutes les zones humides de plateau. Ce découpage a été réalisé selon les différences de fonctionnement hydrologique des zones humides en fonction de leur position sur le bassin (cf. chapitre 1 partie 1.3). Contrairement à l'occupation générale des sols décrite précédemment, la répartition des zones humides sur le territoire est très hétérogène. Le Ru des Vaux se distingue des autres cours d'eau par l'importance de ces zones humides de plateau (71 %) qui est plus grande que celle des zones humides riveraines (29 %). À l'inverse, le Pommeret et le Rhodon amont ont une grande majorité de leurs zones humides le long de leur lit (86 et 72 % respectivement). Sur le cours principal de l'Yvette, 54 % des zones humides sont localisées en milieu riverain contre 38 % sur les plateaux. Sur le bassin, la surface totale recouverte par les zones humides est proportionnelle à la taille du bassin versant considéré. Les variations topographiques ne peuvent expliquer la répartition des zones humides puisque, sur le bassin du Rhodon par exemple, entre le sous-bassin amont et le bassin entier, une augmentation de la proportion de zones humides de plateaux est observée, alors que la proportion des surfaces de plateaux diminue. L'hypothèse la plus plausible pour expliquer cette répartition est la localisation des zones urbaines sur le bassin. En effet, sur les sous-bassins où les zones urbaines se sont développées loin des cours d'eau tel que sur le Pommeret ou sur le Rhodon amont, les zones humides riveraines sont majoritaires. En revanche, sur les bassins où les zones urbaines se

sont développées le long des rivières, la proportion de zones humides riveraines diminue, ce qui est le cas du Ru des Vaux et du cours principal de l'Yvette.

Tableau 2-1 : Répartition de l'occupation du sol et des zones humides sur les sous-bassins de l'Yvette amont. Les valeurs en gras correspondent aux valeurs extrêmes de cette répartition.

N° Station	Rivière	Répartition des types d'occupation du sol					Répartition des zones humides			
		Zone urbaine	Terre agricole	Forêt	Prairie	Stot	Zone riveraine	Vallée + versant	Plateau	Stot
		%	%	%	%	km ²	%	%	%	km ²
1	Mérantaise	32	32	29	7	19.4	60	73	27	0.7
2	Rhodon	25	41	32	2	13.9	72	74	26	0.5
4	Rhodon	19	31	40	10	26.0	62	65	35	1.8
5	Ru des Vaux	20	42	31	4	24.5	1	2	98	1.3
6	Rouil. de Cernay	15	78	7	0	2.9	0	0	0	0.0
7	Ru des Vaux	13	36	45	4	49.0	27	29	71	2.4
8	Pommeret	34	42	22	2	9.9	86	86	14	0.1
9	Montabé	13	64	24	0	17.4	56	56	44	0.3
10	Yvette	27	41	30	2	24.5	54	71	29	0.3
11	Yvette	15	40	39	5	156.8	53	60	40	8.5
12	Yvette	25	36	34	5	233.4	54	62	38	10.5

- **Débits des cours d'eau**

De par leur position, la taille des bassins versants, et le développement du réseau hydrographique, les cours d'eau du bassin de l'Yvette amont peuvent être considérés comme des rivières de tête de bassin. Le suivi des débits sur les dix stations instrumentées pour ce projet ainsi que sur la station de Villebon-sur-Yvette nous a permis d'observer l'évolution des débits au sein du bassin (Figure 2-5). Avec un débit moyen de $1.25 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, l'Yvette tombe aisément sous la barre des $0.7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ correspondant au 1^{er} quartile, en période d'étiage. Parmi les affluents, la Mérantaise (station 1), le Ru des Vaux (stations 5 et 7) et le Rhodon (stations 2 et 4) sont les principaux tributaires du cours principal de l'Yvette. L'évolution des quantiles des débits des stations montre une grande amplitude de variation, indice d'une très forte réactivité des sous-bassins aux épisodes pluvieux.

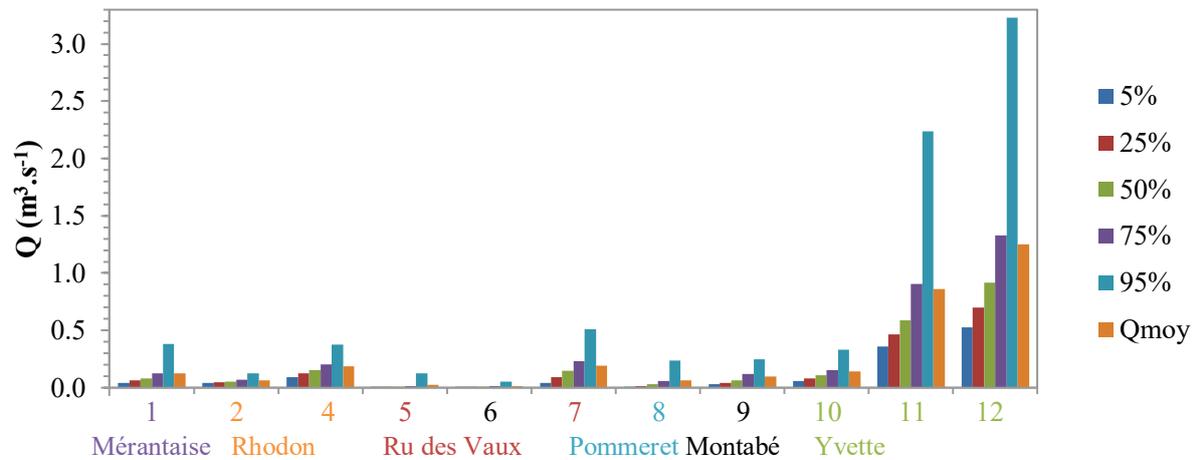


Figure 2-5 : Représentation des percentiles 5, 25, 50, 75, 95 et de la moyenne des débits des cours d'eau sur les onze stations issues du traitement statistique des chroniques

Pour comparer différents bassins entre eux, il existe plusieurs indices de développement du réseau hydrographique et de formes communément utilisés tels que la densité de drainage (Dd) et l'indice de compacité de Gravelius (I_c ; Roche, 1963). Même si des incertitudes persistent sur la validité de ces paramètres (Bendjoudi et Hubert, 2002), ils permettent de donner une première image des hétérogénéités présentes entre les bassins étudiés. La densité de drainage est définie comme le rapport entre la longueur totale du linéaire des cours d'eau (L) et la surface du bassin versant (S), exprimée en km^{-1} . L'indice de compacité met en relation la surface du bassin versant (S) et son périmètre (P) selon l'équation ci-dessous :

$$I_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi \cdot S}} \quad \text{Équation 4}$$

À l'échelle du bassin versant de l'Yvette amont, les paramètres de caractérisation hydromorphologique sont assez homogènes avec une densité de drainage (Dd) autour de 0.4-0.5 et un indice de compacité (I_c) de 1.5 (Tableau 2-2). Cette homogénéité est renforcée par la très bonne corrélation entre les débits moyens des cours d'eau au niveau des stations et la surface de leurs sous-bassins d'alimentation (Figure 2-6). Néanmoins, la station 5, qui recueille les eaux du bassin versant du Ru des Vaux en amont d'Auffargis, se démarque par un débit spécifique en moyenne deux fois plus faible que les autres, ce qui apparaît très bien sur la figure 2-5 par un débit moyen en dessous de la droite. Ceci s'explique par l'absence quasi-totale d'alimentation du Ru des Vaux par la nappe dans sa partie amont, en lien avec la

différence topographique entre le lit de la rivière et le niveau piézométrique présumé de la nappe.

Tableau 2-2 : Caractérisation des stations hydrométriques et de leur sous-bassin ; $Q_{s_{moy}}$ = débit spécifique moyen ; Dd = densité de drainage ; Ic = indice de compacité

Stations	1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>Caractéristiques des bassins versants</i>											
Surface (km ²)	19.4	13.9	26.0	24.5	2.9	49.0	9.9	17.4	24.5	156.8	233.4
Périmètre (km)	25.4	17.9	28.9	20.3	7.7	38.8	14.0	19.5	26.1	68.2	105.6
Longueur Rivière (km)	8.3	6.3	13.2	7.2	1.0	21.6	4.3	7.9	9.8	72.1	84.7
<i>Paramètres hydrologiques</i>											
$Q_{s_{moy}}$ (m ³ .s ⁻¹ .m ⁻²)	6.3E-3	4.6E-3	7.2E-3	9.8E-4	5.0E-3	3.9E-3	6.2E-3	5.7E-3	5.7E-3	5.5E-3	5.4E-3
Dd (km ⁻¹)	0.4	0.5	0.5	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4
Ic	1.6	1.4	1.6	1.2	1.3	1.6	1.3	1.3	1.5	1.5	1.9

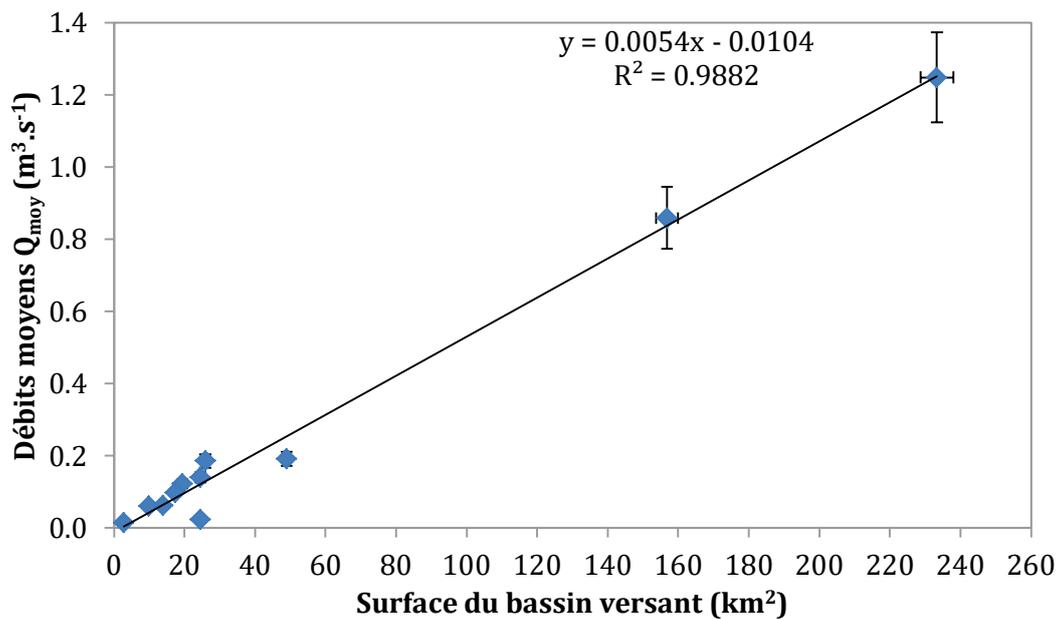


Figure 2-6 : Relation entre le débit moyen des cours d'eau et la surface de leur bassin d'alimentation. Les barres d'erreur verticales correspondent au pourcentage moyen d'erreur sur les mesures (soit 10 %). Les barres d'erreur horizontales correspondent à l'erreur estimée sur les calculs d'aires liées aux incertitudes des limites de bassins sur les plateaux (en moyenne 2 %).

- **Décomposition des hydrogrammes**

Malgré un bassin qui semble homogène, l'étude des événements pluvieux apporte des informations essentielles sur le comportement des sous-bassins et, sur la période 2013-2014,

nous a permis de constater que toutes les précipitations supérieures à 4 mm dans un laps de temps de quelques heures (de 1 à 8 h) engendrent un épisode de crue sur l'ensemble des stations du bassin (l'ensemble des chroniques est reporté dans les fiches stations en Annexe 5). Les temps de réponse sont généralement très courts et ne dépassent pas les 6 h pour les stations les plus en aval. L'intensité de la réaction dépend de l'évènement et de la station concernée. Par exemple, pour l'évènement de type orage estival du 20 juillet 2014, une pluie de 15 mm s'est abattue sur la zone d'étude en l'espace d'une heure. La réactivité des sous-bassins a été illustrée par le rapport entre le débit mesuré aux stations et le débit minimum de la période de 5 jours autour de l'évènement (Figure 2-7). Cette période a été choisie de manière à avoir un débit minimal proche du débit de base, le bassin étant impacté par l'évènement pluvieux durant seulement un à trois jours. L'intensité de la réaction des sous-bassins est très hétérogène avec, par exemple, la station 2 dont le débit maximum est à peine 400 % au-dessus du débit de base et la station 5 dont le débit maximum dépasse 4500 %. Ces différences sont à la fois dues à l'hétérogénéité du soutien des rivières par la nappe surtout pour les stations les plus en amont, mais aussi à la répartition des zones urbaines sur les sous-bassins. Sur le cours principal de l'Yvette, une légère diminution de l'intensité est observée de l'amont vers l'aval, avec l'atténuation de la variabilité du signal hydrologique au niveau de la station de Villebon-sur-Yvette. Pourtant, sur le bassin du Rhodon, il se produit une augmentation d'un facteur 10 de l'intensité du pic de crue entre l'amont et l'aval. Cette différence peut être associée à la présence de zones urbaines drainées proches des stations de mesures.

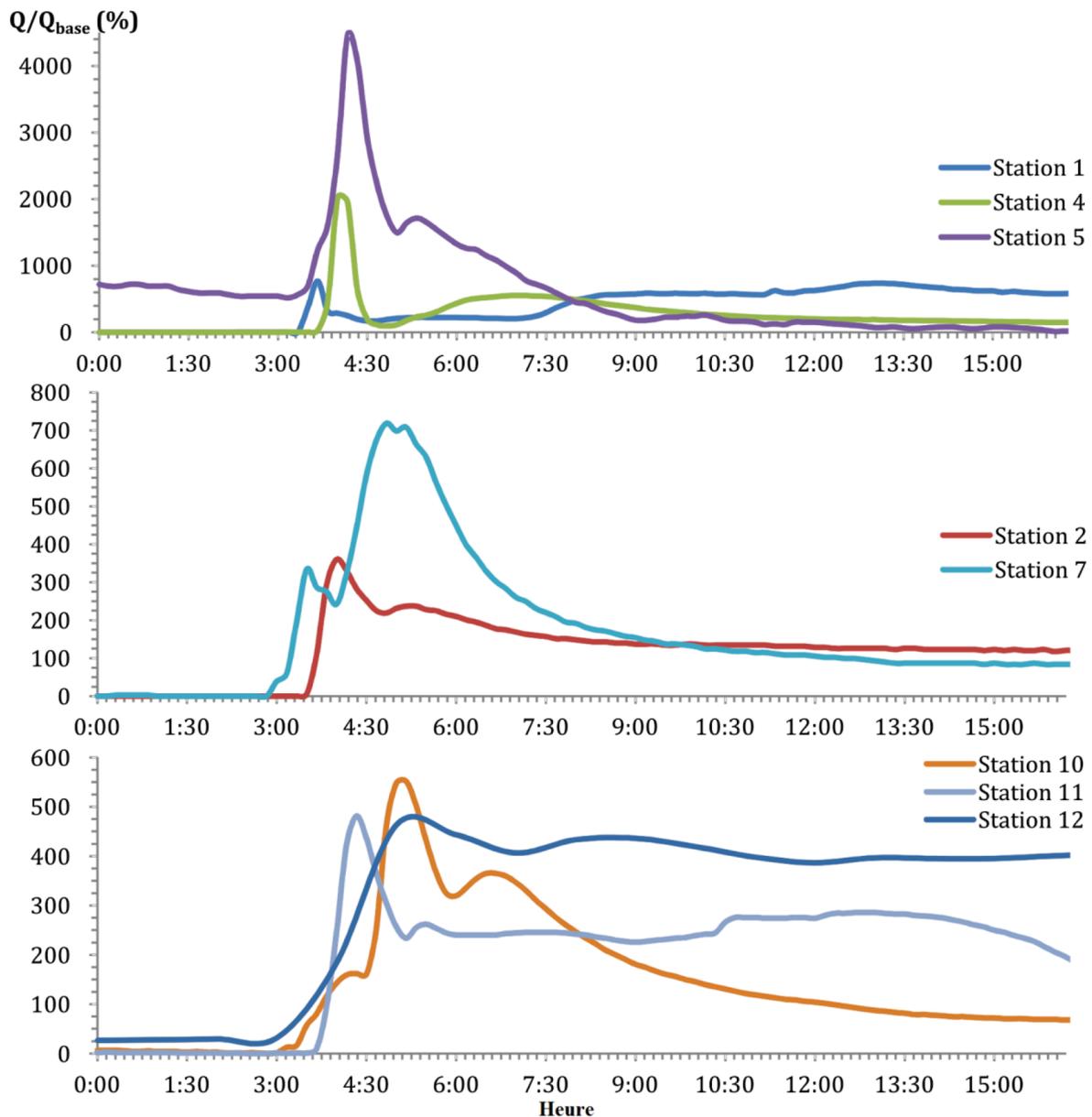


Figure 2-7 : Hydrogrammes de crue des rivières du bassin de l'Yvette amont suite à un orage estival le 20 juillet 2014.

Cet épisode de crue est d'autant plus intéressant qu'il illustre l'évolution des débits des rivières faisant suite à la plupart des précipitations de moyenne et forte intensité (*i.e.* pluies dont au moins 4 mm tombent en quelques heures). Sur ce type d'évènement, les stations situées à proximité de zones urbaines ont généralement une dynamique bimodale suite à une pluie composée d'un premier pic très intense et très rapide et d'un second pic beaucoup plus aplati et étendu dans le temps. La première réponse est assimilable aux réseaux d'eau pluviale qui canalisent toute l'eau tombée sur les aires urbaines et l'achemine directement à la rivière.

La seconde réponse quant à elle donne l'image de la dynamique des flux plus lents sur l'ensemble du bassin d'alimentation de la station, ce qui correspond aux réseaux de drains agricoles, aux écoulements retardés issus des milieux humides et de la décharge des eaux souterraines. En première approximation nous estimons que le rapport entre les volumes d'eau issus des deux réponses correspond à la proportion de ruissellement à l'échelle du bassin.

Afin d'établir un bilan entre ruissellement et débit de base, un filtre numérique a été appliqué sur l'ensemble des chroniques de débits disponibles. Cette méthode est basée sur l'équation de Lyne et Hollick (1979), en suivant l'approche décrite par Ladson et al. (2013) :

$$\left\{ \begin{array}{l} \mathbf{q}_f(i) = \alpha * \mathbf{q}_f(i - 1) + \frac{(1+\alpha)}{2} * [\mathbf{q}(i) - \mathbf{q}(i - 1)] \text{ pour } \mathbf{q}_f(i) > \mathbf{0} \\ \mathbf{q}_f(i) = \mathbf{0} \text{ pour } \alpha * \mathbf{q}_f(i - 1) + \frac{(1+\alpha)}{2} * [\mathbf{q}(i) - \mathbf{q}(i - 1)] \leq \mathbf{0} \\ \mathbf{q}_b(i) = \mathbf{q}(i) - \mathbf{q}_f(i) \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} \text{Équation 5} \\ \text{Équation 6} \\ \text{Équation 7} \end{array}$$

où :

$q_f(i)$ la part de ruissellement au temps i ($m^3.s^{-1}$), α le paramètre de filtre = 0.98, $q(i)$ le débit total au temps i ($m^3.s^{-1}$) et $q_b(i)$ le débit de base au temps i .

À chaque pas de temps (*i.e.* pas de temps journalier dans cette étude), le ruissellement est donc calculé comme la somme d'une partie du ruissellement du pas précédent $i-1$ et une quantité définie en fonction de la pente décrite par l'évolution du débit de la rivière entre le pas de temps précédent $i-1$ et le pas actuel i . Ces proportions sont obtenues par l'optimisation du paramètre α , qui est lié à la capacité de stockage du bassin versant étudié. Cette capacité impacte la forme des pics de crue en particulier au niveau de la décrue et donc en modifiant la valeur du paramètre α on peut optimiser le taux d'atténuation de la pente de la courbe calculée par le filtre. Afin d'obtenir une séparation optimale des chroniques au pas de temps journalier, il est nécessaire de faire trois passages de filtre : prograde, rétrograde et prograde à nouveau. Les équations ci-dessus sont donc appliquées trois fois en utilisant le débit mesuré pour le premier passage, le débit de ruissellement calculé lors du premier passage pour le second passage et le débit de ruissellement calculé lors du second passage pour le troisième passage. À la fin, l'indice d'écoulement de base (IEB = rapport entre débit de base obtenu au troisième passage et le débit total mesuré à la station hydrométrique) est calculé annuellement. La

valeur absolue de ce rapport est intrinsèquement liée à la valeur du paramètre α . Des études comparatives à travers le monde ont montré la difficulté de calibrer correctement ce paramètre et de la nécessiter de réaliser des traçages géochimiques pour le contraindre (CSIRO et SKM, 2010 ; Eckhardt, 2008 ; Nathan et McMahon, 1990). Quelles que soient les valeurs attribuées à α , entre 0.85 et 0.98, il est ressorti de ces études qu'il existe toujours une différence entre les IEB calculés par cette méthode de filtre et les autres méthodes telles que les filtres de Chapman (Chapman, 1963) ou les méthodes de traçages. La méthode filtre sous-estime d'ailleurs souvent l'IEB en comparaison des méthodes de traçage. L'étude de Partington *et al.* (2012) a d'ailleurs montré la forte hétérogénéité des IEB obtenus pour un même bassin versant dont les chroniques de débit ont été filtrées par de nombreuses méthodes communément utilisées (*i.e.* pourcentages de différences des valeurs du IEB entre les méthodes allant de - 28 % à + 74 %). Si les valeurs absolues du IEB dépendent de la méthode employée pour le calculer, elles ne sont à priori pas interprétables en tant que telles. Cependant, leurs variations relatives dans l'espace et dans le temps sont des indicateurs fonctionnels de la dynamique hydrologique du bassin. N'ayant pas de traçages pour contraindre le paramètre du filtre, nous avons testé plusieurs valeurs et choisi arbitrairement la valeur 0.98, qui permettait d'obtenir les IEB les plus élevés. L'intérêt de ce traitement mathématique est de mettre en avant les variabilités spatio-temporelles existantes entre les bassins.

Les résultats obtenus sur l'ensemble des stations montrent plusieurs éléments importants (Figure 2-8). Tout d'abord, la majorité des stations ont un IEB moyen sur la période étudiée de 0.7. Les stations 5 et 6 se distinguent très fortement des autres stations avec une variabilité temporelle marquée entre 2013 et 2014 et des valeurs moyennes d'IEB bien inférieures aux autres : autour de 0.3 pour la station 5 et de 0.2 pour la station 6. La station 8 se démarque aussi un peu avec un IEB proche de 0.6. À l'inverse les stations 2 et 4 situées sur le Rhodon ont tendance à avoir une proportion de débit de base plus importante que les autres.

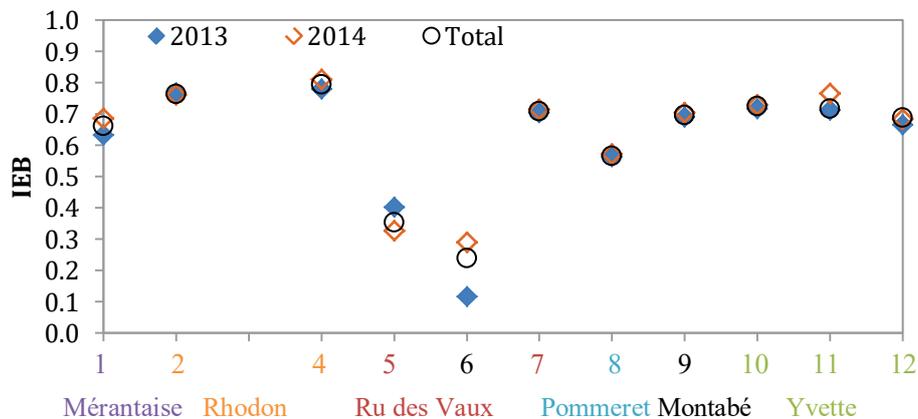


Figure 2-8 : Indices d'écoulement de base (IEB) obtenus par le filtre de Lyne et Hollick (1979) pour la période 2013-2014.

L'ensemble de ces premiers résultats est cohérent avec le contexte géomorphologique et hydrogéologique du site d'étude. Dans les cours d'eau de tête de bassin développés dans un contexte sédimentaire relativement perméable, l'eau de pluie est soit stockée temporairement dans les milieux humides, soit transférée rapidement dans le sol au niveau des versants pour ensuite alimenter la nappe, principale source d'eau des rivières. Pour les stations 5 et 6 qui récoltent les eaux d'un bassin en majorité topographiquement plus haut que le niveau piézométrique de la nappe, il est tout à fait plausible d'avoir un indice de débit de base très faible. À l'échelle de l'Yvette amont, nous pouvons considérer que les plateaux peuvent amplifier le ruissellement mais à la condition que la rivière soit alimentée en partie par la nappe. Dans le cas contraire, l'apport d'eau souterraine à la rivière est naturellement limité.

N'ayant à notre disposition qu'une seule chronique supérieure à 2 ans (station 12 à Villebon-sur-Yvette), nous avons appliqué la méthode sur cette station pour tester la variabilité temporelle de l'IEB (Figure 2-9a). Il apparaît au premier abord que la variabilité temporelle à l'échelle du bassin est faible, entre 0.6 et 0.8 autour d'une moyenne à 0.7 correspondant à la moyenne spatiale trouvée sur l'ensemble des autres stations. La constance de ce résultat moyen, que ce soit d'un point de vue spatial ou temporel, montre que l'ensemble du bassin versant de l'Yvette amont est un système globalement stable et homogène. D'autre part, il semblerait que la chronique puisse être divisée en deux parties, avec une période entre 2001 et 2007 durant laquelle les variations sont plus importantes que celles observées sur la période 2008 – 2014. Plutôt qu'invoquer une cause cyclique, il faut regarder attentivement les conditions climatiques des quatre années exceptionnelles de cette

période, toutes situées entre 2001 et 2007 : (i) les années 2003 et 2005 qui ont compté pour les années les plus sèches des depuis 1976 avec moins de 600 mm de précipitations totales sur l'année, et (ii) les années 2001 et 2007 comptant pour des années humides avec plus de 750 mm de pluie cumulée sur l'année. Il faut donc plutôt s'appuyer sur la corrélation inverse entre les précipitations brutes et l'IEB calculé (Figure 2-9b). Ainsi, les années 2013 et 2014 ayant récolté des précipitations à l'image de la pluviométrie moyenne des quinze dernières années (700 et 685 mm respectivement), les valeurs d'IEB rencontrées sont proches de la valeur moyenne de 0.7. L'ensemble des traitements réalisés sur les petites chroniques peut donc en première approche être considéré comme satisfaisant.

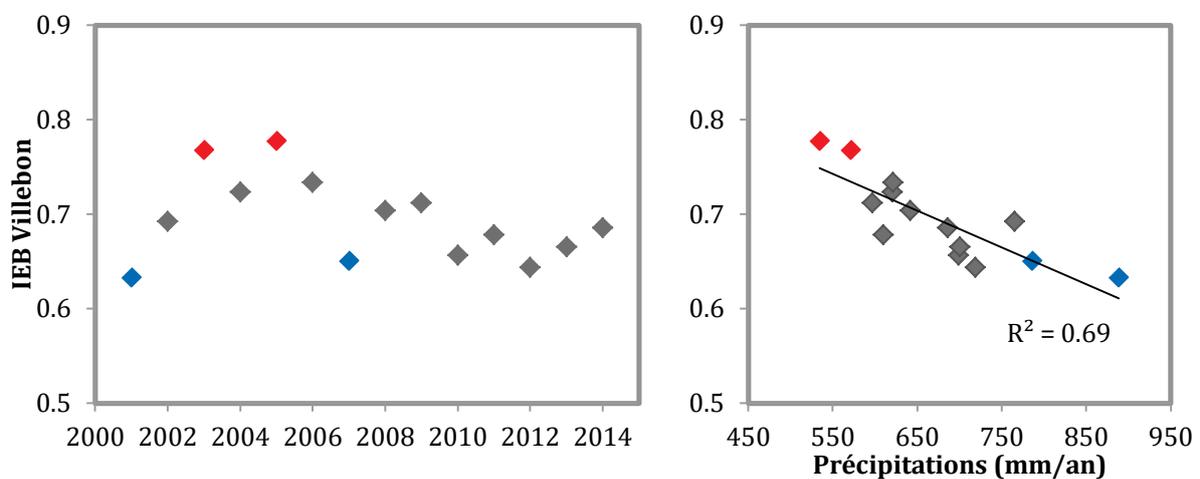


Figure 2-9 : Évolution temporelle de l'IEB annuel calculé sur la station de Villebon-sur-Yvette (12) (a) et relation entre l'IEB annuel calculé et les précipitations annuelles (b). Les figurés bleus correspondent aux années humides et les figurés rouges aux années sèches.

- ***Interprétation de l'indice d'écoulement de base (IEB) en fonction des propriétés géomorphologiques et géographiques des sous-bassins***

L'hypothèse de départ étant que la dynamique de chaque sous-bassin est liée à son occupation du sol et à sa répartition des zones humides, une analyse en composantes principales (ACP) a été réalisée sous le logiciel R, pour étudier les relations entre l'IEB calculé pour chaque station et les données géographiques décrites précédemment (cf. chapitre 1 partie 2.2 et Tableau 2-1). L'ACP est une analyse factorielle couramment utilisée pour des études statistiques car elle permet de regrouper dans un même graphique les relations entre de nombreux paramètres qui seraient difficilement exploitables par d'autres méthodes. L'analyse en composantes principales permet de réduire le nombre de dimensions pour l'exploration de

données quantitatives complexes. Le principal intérêt de ce type de méthode est de pouvoir regrouper dans un même graphique un grand nombre de variables (paramètres) ou d'individus (stations). Pour ce faire, les axes de représentation graphique sont déterminés comme des combinaisons linéaires des différentes variables dont les poids respectifs sont calibrés de manière à représenter le mieux possible la variance entre les individus. Le premier axe est donc construit pour représenter le maximum de la variance des individus, le second axe se construit pour représenter le maximum de la variance qui n'est pas incluse dans le premier axe et ainsi de suite. Pour réaliser cette analyse la première étape fondamentale est de transformer les données brutes recueillies en données centrées réduites afin qu'aucune variable ne prédomine sur les autres. La moyenne des données de chaque variable est donc calculée et les données centrées réduites sont obtenues pour chaque individu grâce à l'équation 8.

$$X_{DCR} = \frac{(X - \bar{X})}{\sigma} \quad \text{Équation 8}$$

où :

X la donnée brute de départ, \bar{X} la moyenne des données pour la variable considérée, σ l'écart-type des données pour la variable considérée et X_{DCR} la donnée centrée réduite.

Bien que généralement employée pour traiter un grand nombre d'individus, cette méthode reste statistiquement interprétable tant que le nombre de paramètres ne dépasse pas le nombre d'individus (Baccini, 2010). Dans ce cas-ci, nous avons exactement le même nombre d'individus et de variables (*i.e.* 11). Les variables étudiées sont les quatre types d'occupation du sol (zones urbaines : ZU, zones agricoles : Cultures, Forêts et Prairies), les trois classes de zones humides (zones humides de plateau : ZHplateau, zones humides de fond de vallée au sens large : ZHvallée_versant et zones humides riveraines : ZHriveraine), le contexte géomorphologique des sous-bassins (surfaces de plateaux, surfaces de versants et surfaces de vallée) et l'IEB obtenu par la méthode de filtre.

Sur la représentation des variables, l'IEB est à l'opposé des plateaux (Figure 2-10). Cette première information caractérise l'impact des plateaux sur le ruissellement, *i.e.* plus un sous-bassin est composé de plateaux, plus sa composante ruissellement va être importante. Ce constat est cohérent avec les stations 5 et 6 qui ont des bassins avec les plus grandes proportions de plateaux et les plus faibles IEB.

À l'inverse, la corrélation forte entre l'IEB et les proportions de vallée et versants est caractéristique des flux de nappe qui alimentent la rivière. En effet, en tête de bassin, les rus s'écoulent dans des vallées très peu incisées au milieu des grandes zones de plateau. Sur ces secteurs, la nappe n'alimente pas ou très peu les rus, ce qui rend leur débit de base presque nul en période d'étiage. Vers l'aval, les proportions de vallées et de versants augmentent et la nappe commence à alimenter les rivières soit par les lignes de sources au niveau des ruptures de pentes, soit par le lit des cours d'eau. Les milieux humides riverains se font aussi plus nombreux permettant un soutien du débit de base plus important. Pourtant, la relation entre ces milieux humides riverains et l'IEB n'est pas clairement établie sur l'ACP. De plus, il apparaît ici qu'avec les informations disponibles, les répartitions des zones humides de vallée et de versants et des zones humides de plateau soient indépendantes de la valeur de l'IEB. Les zones humides de plateau peuvent jouer le rôle de stockage d'eau temporaire lors des épisodes pluvieux, et alimenter la nappe sous-jacente de manière diffuse. Au vu de la faible expansion générale de ces milieux humides sur les plateaux, leur impact direct sur la dynamique des rivières est certainement trop faible pour être visible sur l'ACP. Par ailleurs, l'occupation des sols (cultures, prairies, forêts et zones urbaines) semble être peu liée à l'IEB, ce qui laisse croire que ce découpage du territoire pourrait cacher une grande hétérogénéité des capacités d'infiltration et des coefficients de ruissellement au sein de chaque type d'occupation du sol.

Il existe clairement une séparation de dynamique hydrique entre les stations 5 et 6 avec l'ensemble des autres stations (Figure 2-10b). La station 12, qui se situe le plus en aval du bassin est au milieu du groupe formé par la moitié des stations hydrométriques, donnant ainsi une image de la dynamique moyenne du bassin. Les stations 7, 8 et 9 représentant les dynamiques des sous-bassins du Ru des Vaux, du Pommeret et du Montabé encadrent ce groupe, montrant ainsi des différences de dynamiques entre eux et celle du cours principal de l'Yvette. Le ru des Vaux traversant plusieurs étangs le long de son parcours entre les stations 5 et 7, la dynamique hydrologique du cours d'eau au niveau de la station est peut être modélisée par ces étangs qui doivent diminuer l'impact des crues et des étiages. Le Pommeret et le Montabé, à l'inverse, sont deux cours d'eau très réactifs dont les débits moyens sont assez faibles. Les bordures du Montabé étant complètement bétonnées sur plusieurs centaines de mètres en amont de la station 9, il est possible que cette canalisation soit la cause de la position de la station 9 sur l'ACP entre les stations 5 et 6 à fort taux de ruissellement et les

autres stations. Le Pommeret quant à lui est naturellement enclavé dans un lit mineur par endroits sur-creusé avec néanmoins des zones humides riveraines le long de son cours qui peuvent jouer partiellement le rôle de tampon hydrique alors que l'allure du cours d'eau tendrait plutôt à augmenter l'impact des crues.

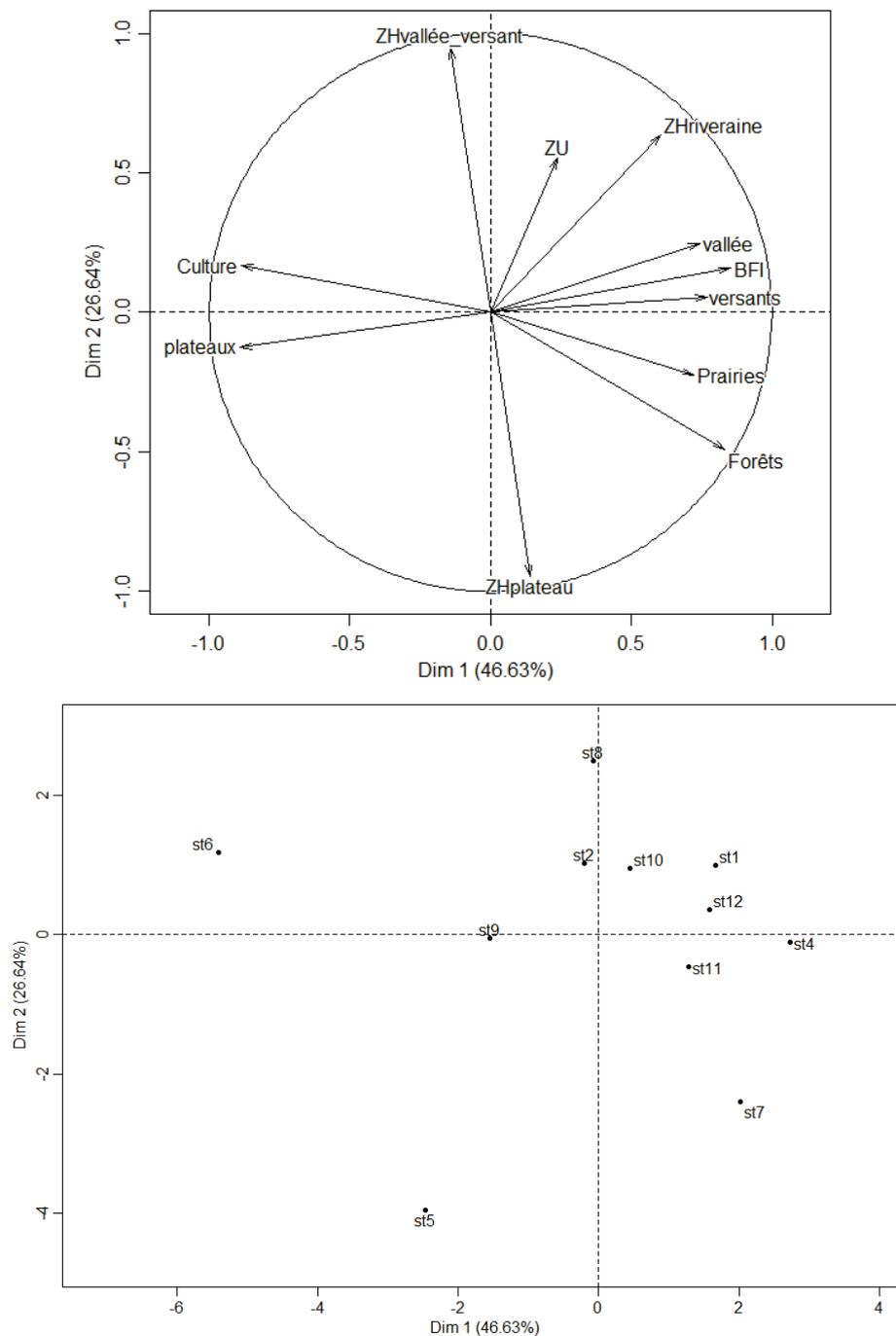


Figure 2-10 : Représentation des variables (a) et des stations (b) en fonction des dimensions 1 et 2 issues de l'ACP. Variabilité des paramètres représentée par ces deux dimensions à 73 % (détail des dimensions en Annexe 8)

2.2 Schémas conceptuels du bassin versant

La géomorphologie joue un rôle essentiel dans la dynamique hydrologique des rivières de l'Yvette amont. Cependant, plusieurs paramètres importants demeurent encore inconnus comme par exemple le taux de recharge des eaux souterraines et la localisation des aires de recharge, ou encore le rôle précis des zones humides sur la dynamique des cours d'eau. Pour répondre à ces questions, il est nécessaire de se pencher sur une approche plus conceptuelle pour la compréhension de l'évolution du bassin versant. L'objectif de cette partie est donc d'aborder les différentes conceptions plausibles pour l'ensemble du bassin versant de l'Yvette amont et de discuter de leur validité au vu des hétérogénéités présentes au sein du bassin (*e.g.* répartition des zones urbaines, connexions et déconnexions avec la nappe d'eau souterraine).

2.2.1 Schéma 1 – concept simple

La première approche ou « schéma conceptuel simple », va suivre le schéma ci-dessous. Lors d'un évènement pluvieux, la pluie va soit ruisseler, soit s'infiltrer. Sur le bassin versant, deux zones sont propices au ruissellement : les zones urbaines imperméabilisées et les zones humides lorsque ces dernières sont déjà saturées en eau (chemins A ; Figure 2-11). Ces surfaces, dont les proportions varient énormément dans l'espace, contribuent donc à la réponse rapide de la crue. En ce qui concerne l'infiltration, l'eau va s'écouler dans la zone non saturée, en partie verticalement par action de gravité jusqu'à atteindre la zone saturée de l'aquifère, tandis que l'autre partie va prendre un chemin plus rapide que le précédent vers le réseau de surface. Ce chemin d'écoulement retardé mais néanmoins rapide est attribuable sur le bassin à deux phénomènes : (i) la mise en pression des drains agricoles dont le surplus s'écoule directement dans les rivières, et (ii) l'infiltration sur les versants qui ressort au niveau des lignes de sources (chemins B ; Figure 2-11). C'est spécifiquement ce dernier processus qui permet aux crues de prendre de l'ampleur et de perdurer sur plusieurs jours. Enfin, la part de précipitation qui va venir alimenter la nappe et ainsi soutenir le débit de base des rivières est visible au niveau des plateaux et des versants (chemins C ; Figure 2-11). Ce dernier type de transfert, plus lent mais plus tamponné que les deux premiers, possède cependant deux exutoires distincts : la rivière en elle-même et les sources naissant à la rupture de pente entre versants et vallée.

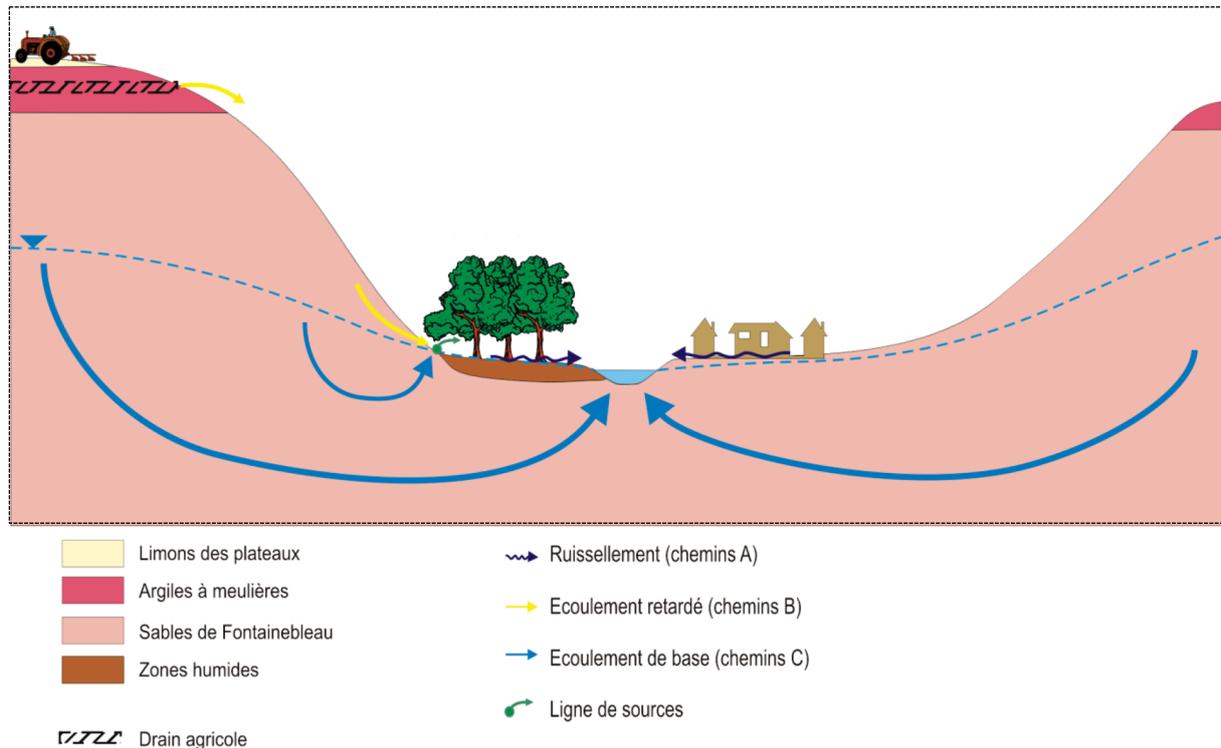


Figure 2-11 : Schéma conceptuel du fonctionnement du bassin n°1 où bassin topographique et bassin hydrogéologique sont confondus. La nappe alimentée sur l'ensemble du bassin soutient les rivières mais aussi les zones humides de fond de vallée et les lignes de sources au niveau des ruptures de pente.

Ces trois catégories d'écoulement ont déjà été perçues dans la première partie de ce chapitre. Néanmoins sans mesure complémentaire il reste difficile de distinguer l'impact des drains agricoles de celui des lignes de sources ainsi que la répartition entre décharge de la nappe par les sources et décharge de la nappe par le lit de la rivière. La robustesse de cette approche est que le système est clos, c'est-à-dire que toute l'eau qui entre dans le bassin ressort dans la rivière à un moment donné.

2.2.2 Schéma 2 – différence entre bassin topographique et bassin hydrogéologique

La vision conceptuelle du schéma 1 est valable pour toute rivière drainant la même surface de bassin versant en surface et en souterrain. Cependant, l'étude détaillée de la carte piézométrique décrite précédemment montre bien qu'en fonction du sous-bassin, cette similitude entre bassin topographique et bassin souterrain n'est pas respectée (Figure 2-12).

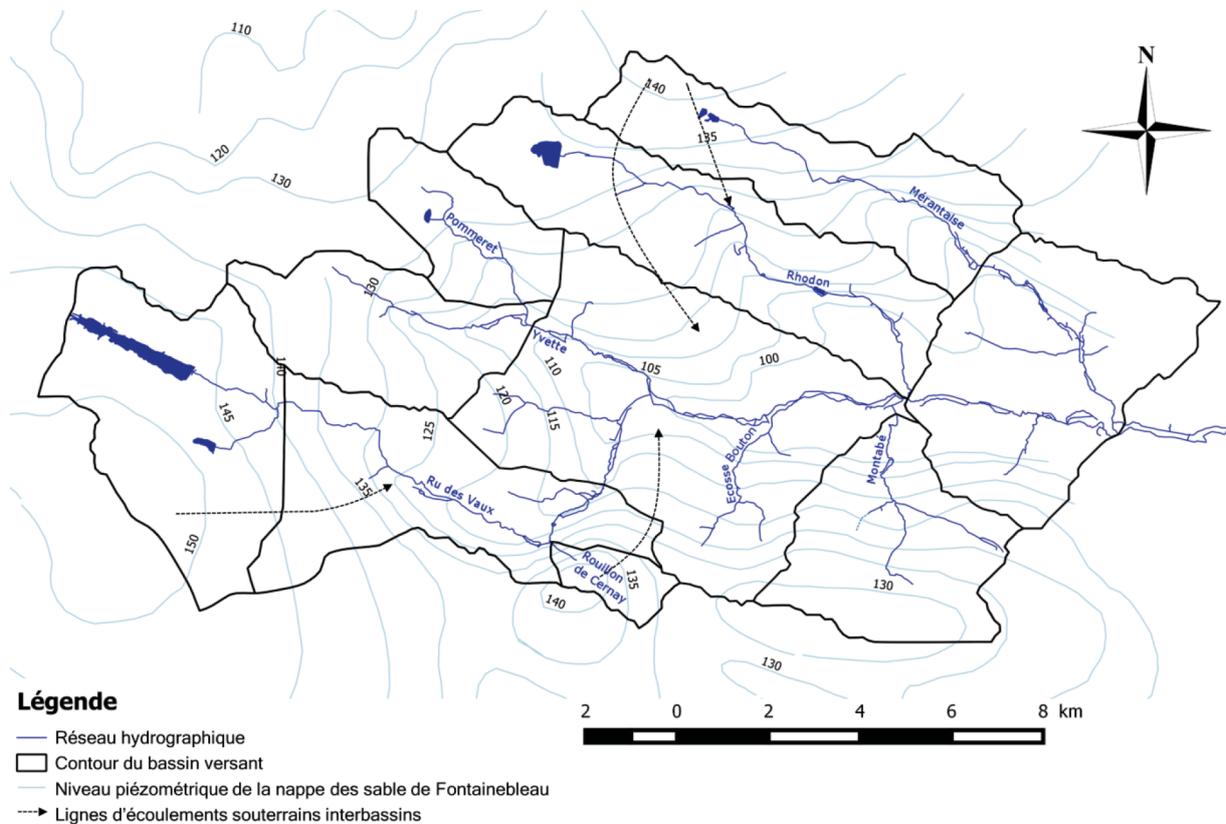


Figure 2-12 : Comparaison entre les limites topographiques des sous-bassins de l'Yvette amont et certaines directions d'écoulements souterrains interbassins

Il faut alors considérer un écoulement « régional », alimenté par un sous-bassin et se déchargeant dans un autre sous-bassin (Figure 2-13). Cela revient à prendre en compte un deuxième exutoire pour l'écoulement de base, extérieur au bassin étudié. Toute la difficulté de cette approche est de réussir à caractériser assez finement les contours des bassins versants souterrains pour pouvoir répartir convenablement les écoulements souterrains plus régionaux. Au vu de la faible résolution des données piézométriques à disposition pour cette étude, cette caractérisation ne peut être réalisée uniquement de manière approximative.

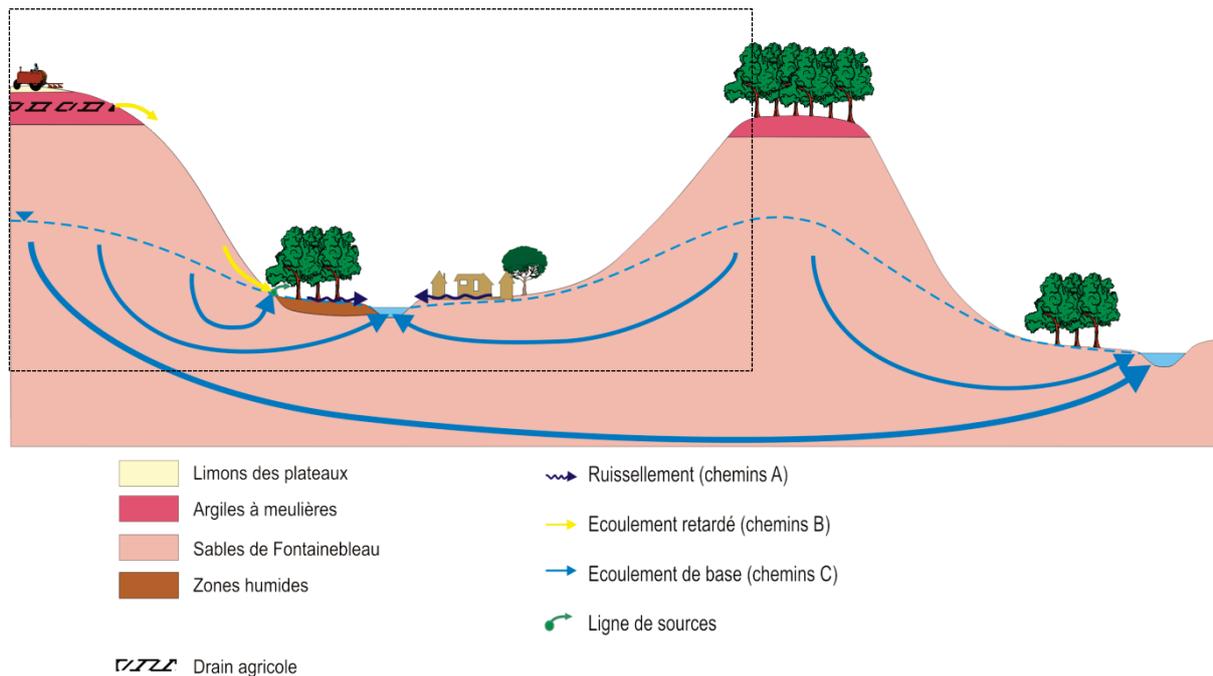


Figure 2-13 : Schéma conceptuel du fonctionnement du bassin n°2 : contrairement au schéma n°1 délimité par l'encadré noir, celui-ci prend en compte des flux souterrains plus profonds qui transite d'un sous-bassin versant à l'autre

2.2.3 Schéma 3 – alimentation continue de l'aquifère par les réservoirs de plateaux

Au niveau des plateaux se trouvent bon nombre d'étangs qui induisent une recharge de la nappe des sables de Fontainebleau par percolation de leurs eaux vers les sables sous-jacents. En effet, au niveau de ces étangs, souvent situés sur des dépressions, les argiles à Meulières sont d'épaisseur plus faible ce qui favorise la percolation des eaux. De plus, leur caractère très hétérogène augmente la possibilité pour l'eau de pluie de transiter directement vers les sables de Fontainebleau, et d'autre part, d'alimenter les étangs ainsi que les lentilles de sable dans lesquelles se forme une nappe superficielle qui, à leur tour, vont alimenter les sables à une vitesse beaucoup plus lente (Figure 2-14). L'alimentation continue et quasi constante de la nappe est ainsi soutenue, même en période sèche, dans un périmètre de 3 km de rayon maximum autour du réservoir d'eau (Schneider, 2005). Bien que l'alimentation de l'aquifère régional par les étangs ait bien été démontrée (Schneider, 2005), la méconnaissance de la répartition exacte et l'étendue des lentilles de nappe superficielle rend la prise en compte de ce phénomène difficile pour la modélisation dans une approche plus physique de la dynamique du bassin.

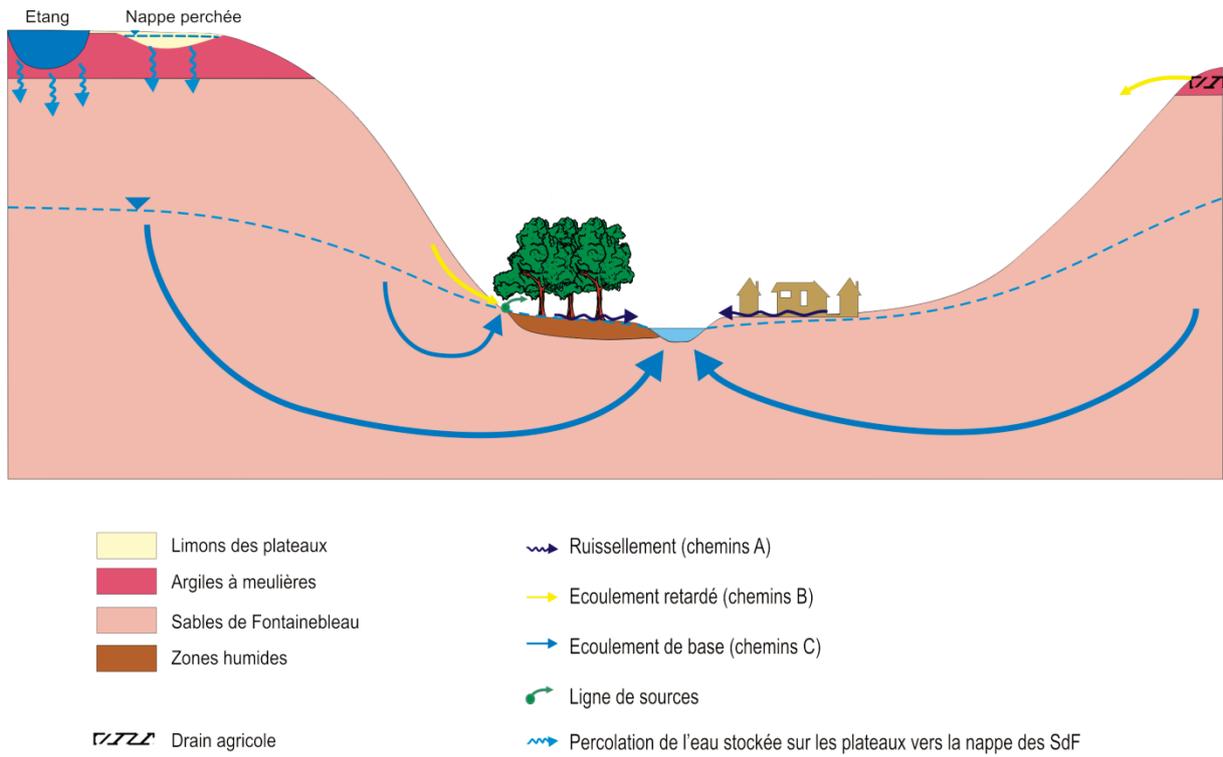


Figure 2-14 : Schéma conceptuel du fonctionnement du bassin n°3 : ce schéma prend en compte un stockage de l'eau au niveau des plateaux qui constituent une source pérenne d'alimentation pour la nappe des sables de Fontainebleau, même en période sèche

2.3 Modélisation du signal hydrologique du bassin

Les données disponibles sur le bassin permettent de mettre en œuvre un modèle conceptuel d'écoulements superficiels dans le but de répartir les flux d'eau au sein du bassin dans différents réservoirs et d'associer chaque réservoir à un type de transfert (superficiel, de sub-surface ou souterrain). Pour cela, la structure du modèle conceptuel utilisé suit les principes du schéma conceptuel numéro 1. Les variantes de ce schéma décrites précédemment seront néanmoins discutées dans un second temps.

2.3.1 Présentation du modèle

- ***Structure du modèle***

Le modèle conceptuel global utilisé pour cette approche s'appelle MOHYSE (MOdèle HYdrologique Simplifié à l'Extrême), modèle conçu sous Excel, ayant été développé pour simuler l'hydrologie des bassins versants en climat nordique (Fortin et Turcotte, 2007). Proche dans sa logique des modèles globaux tels que le GR4J (Perrin *et al.*, 2003), MOHYSE a pour but de reproduire les débits des rivières en se basant sur un minimum de caractéristiques du bassin versant et de paramètres climatiques ainsi que de paramètres de calage. Dans notre projet, les processus faisant intervenir l'accumulation et la fonte de neige n'ont pas été utilisés puisque dans la région parisienne, les précipitations neigeuses et la durée du couvert neigeux sont généralement négligeables. Ce modèle comporte des réservoirs dans lesquels l'eau circule à différentes vitesses afin de recréer les écoulements superficiels et les écoulements souterrains au sein d'un bassin (Figure 2-15).

Le modèle est basé sur cinq types de variables d'entrées : pluie (mm.j^{-1}), ETP (mm.j^{-1}), $Q_{\text{rivière}}$ ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$), Q_{STEP} ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$), S_{BV} (m^2). Ces données ont été soit récupérées sur les banques de données publique (Eau-France : débit de l'Yvette sur la station de Villebon-sur-Yvette ; Météo France : Précipitations, ETP), soit mesurées *in situ* (débits des rivières des stations hydrométriques implantées pour ce projet), soit calculées via le logiciel de traitement de données géographique Qgis (surfaces de bassin versant). Dans le cas des stations d'épuration, les différents gestionnaires ont fourni des chroniques de débit journalières pour les plus grosses stations et des données mensuelles ou annuelles pour les plus petites. Dans le cas des

petites stations d'épuration, des estimations ont été réalisées pour obtenir des chroniques moyennes journalières à partir de données mensuelles ou annuelles. Pour cela, un débit moyen a été calculé pour chaque station à partir de quelques données disponibles et cette moyenne a été utilisée comme débit constant sur toutes les périodes où les données journalières sont inexistantes. Bien que l'incertitude soit grande sur ces estimations, les débits moyens de ces stations sont suffisamment faibles pour que l'impact sur les résultats de la modélisation soit limité. Toutes les données ont été homogénéisées au pas de temps journalier pour coïncider avec le pas de temps de calcul du modèle, c'est-à-dire que les données climatiques et les débits utilisés sont des moyennes journalières compilées à partir de données horaires (ou aux 10 minutes dans le cas des débits).

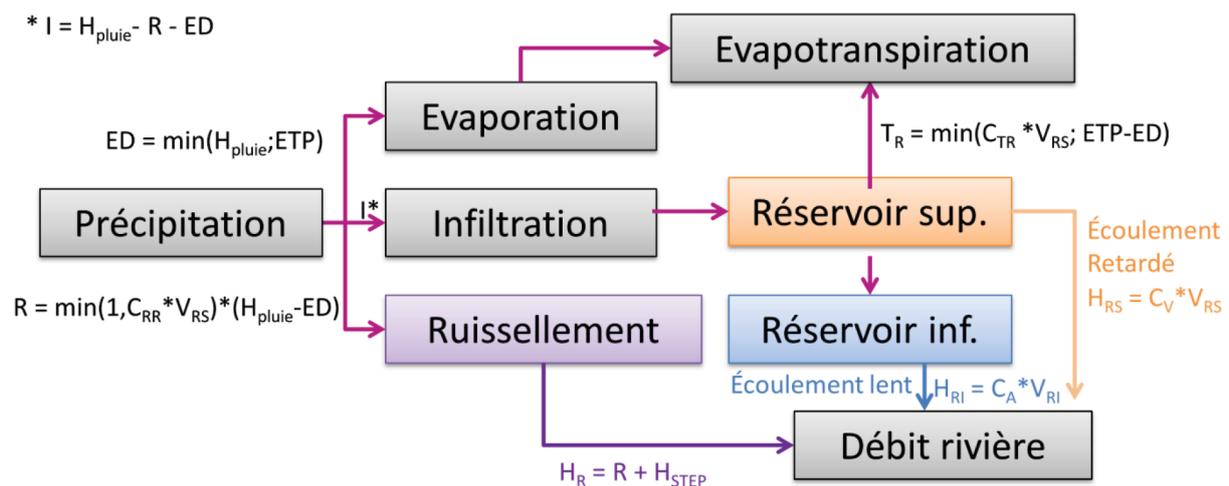


Figure 2-15 : Schéma de la structure du modèle MOHYSE appliqué au bassin versant de l'Yvette amont

Les paramètres du modèle sont destinés à répartir l'eau de pluie dans différents réservoirs à savoir l'atmosphère, le réservoir supérieur (RS), le réservoir inférieur (RI) et la rivière. À chaque pas de temps, la pluie qui tombe sur le bassin se répartit en trois types de transfert : l'évaporation, l'infiltration et le ruissellement (Équations 9 – 11) :

$$ED = \min(H_{pluie}; ETP) \quad \text{Équation 9}$$

$$R = \min(1; c_{RR} * V_{RS}) * (H_{pluie} - ED) \quad \text{Équation 10}$$

$$I = H_{pluie} - R - ED \quad \text{Équation 11}$$

où :

ED la quantité d'eau qui part en évaporation directe (mm.j^{-1}), H_{pluie} la hauteur de précipitation (mm.j^{-1}), ETP l'évapotranspiration potentielle calculée avec l'équation de Penman-Monteith (mm.j^{-1}), R la quantité d'eau qui part en ruissellement (mm.j^{-1}), c_{RR} le paramètre de ruissellement calibré par le modèle, V_{RS} le volume d'eau contenu dans le réservoir supérieur (mm), I la quantité d'eau qui s'infiltré dans le sol (mm.j^{-1}).

Dans cette première étape, le seul paramètre de calibration qui intervient est le coefficient de ruissellement (c_{RR}), qui gère la quantité d'eau qui ruisselle sur le bassin et arrive à la rivière le plus rapidement lors d'un évènement pluvieux. Particularité du site d'étude, les débits des stations d'épuration ont été ajoutés au ruissellement issu des pluies R, pour former un flux total H_{R} (Équation 12).

$$H_{\text{R}} = R + H_{\text{STEP}} \quad \text{Équation 12}$$

où :

H_{STEP} le débit journalier des stations d'épurations (mm.j^{-1})

Le volume d'eau précipité restant à la fin de la première étape s'infiltré dans le réservoir supérieur (RS). À partir de ce réservoir, l'eau va transiter (i) vers la rivière par l'intermédiaire du paramètre de décharge du RS en rivière (c_{V}), (ii) vers le réservoir inférieur (RI) grâce au paramètre de décharge (c_{VA}), et (iii) vers l'atmosphère grâce au coefficient de transpiration (c_{TR}), qui permet de calibrer la proportion d'eau infiltrée dans le sol qui va repartir à l'atmosphère au travers des plantes (Équations 13 – 15).

$$H_{\text{RS}} = c_{\text{V}} * V_{\text{RS}} \quad \text{Équation 13}$$

$$I_{\text{RS-RI}} = c_{\text{VA}} * V_{\text{RS}} \quad \text{Équation 14}$$

$$Tr = \min(c_{\text{TR}} * V_{\text{RS}}; ETP - ED) \quad \text{Équation 15}$$

où :

H_{RS} la quantité d'eau déchargée par le RS dans la rivière (mm.j^{-1}), V_{RS} le volume d'eau contenu dans le réservoir supérieur (mm), $I_{\text{RS-RI}}$ la quantité d'eau qui s'infiltré dans le réservoir inférieur (mm.j^{-1}), et Tr la quantité d'eau qui part vers l'atmosphère par transpiration (mm.j^{-1}).

La somme des flux de ces trois types de transfert n'étant pas forcément égale à la quantité d'eau qui entre dans le RS, une partie des précipitations peut être stockée temporairement dans le RS. Par convention, le volume initial du RS est posé égal à 0.

Finalement, le RI se décharge en rivière selon un taux défini par son coefficient de décharge (c_A), mais son volume ne peut être nul (Équation 16). Le volume initial d'eau du RI a été ajouté comme huitième paramètre de calage (V_{i_RI}). Ce dernier paramètre permet de calibrer le modèle dès les premiers mois de la chronique, même si celle-ci débute pendant la période de hautes eaux, puisqu'il permet d'avoir une décharge du RI correspondant au régime hydrique du début de la chronique étudiée. Ce paramètre est donc important lorsque la modélisation s'effectue sur de courtes chroniques de débits, mais devient négligeable sur des modélisations pluriannuelles.

$$H_{RI} = c_A * V_{RI} \quad \text{Équation 16}$$

où :

H_{RI} la quantité d'eau déchargée par le RI dans la rivière (mm.j^{-1}), V_{RI} le volume d'eau contenu dans le réservoir inférieur (mm).

Les équations 9 à 16 permettent de faire transiter la pluie dans les différents réservoirs à l'instant t . Afin de recréer une dynamique temporelle, les trois quantités d'eau H_R , H_{RI} et H_{RS} se déchargent en rivière en suivant un hydrogramme unitaire *i.e.* la variation temporelle de l'intensité de la réponse du système à une pluie. Cet hydrogramme est défini par une fonction de densité de probabilité (Fdp), calibrée à l'aide de deux paramètres, α et β (Équation 17). Par souci de simplicité, un seul hydrogramme unitaire a été ainsi défini pour répartir dans le temps le flux total et ainsi produire les débits en rivière à l'exutoire (Équations 18 et 19).

$$Fdp = k^{(\alpha-1)} * \exp\left(\frac{-k}{\beta}\right) \quad \text{Équation 17}$$

$$U_k = \frac{Fdp(k)}{\sum_{k=1}^K Fdp(k)} \quad \text{Équation 18}$$

$$Q_R(t) = \frac{S_{BV}}{24*3600} * \sum_{k=1}^K H_R(t - k + 1) * U(k) \quad \text{Équation 19}$$

où :

K le nombre de jours qu'il faut pour que toute l'eau tombée sur le bassin atteigne l'exutoire, *i.e.* pour que la Fdp soit égale à 0, U_k l'hydrogramme unitaire évoluant de $k = 1$ à $k=K$, $Q_R(t)$ le débit de ruissellement arrivant à la rivière au jour t .

L'équation 19 est appliquée aux flux de décharge des réservoirs supérieurs et inférieur en remplaçant H_R par H_{RS} et H_{RI} respectivement. Au total, les équations 9 à 19 montrent que

MOHYSE utilise huit paramètres permettant de définir les flux d'eau transitant dans les différents réservoirs du modèle.

En sortie, le modèle produit un bilan hydrologique composé de sept variables que sont la recharge du réservoir inférieur, l'écoulement lent, l'écoulement retardé, le débit de base, le ruissellement le débit de STEP et l'IEB. La recharge et l'écoulement lent permettent de quantifier le volume d'eau qui transite par l'aquifère avant d'alimenter la rivière. L'écoulement retardé permet de quantifier le volume d'eau qui alimente la rivière par l'intermédiaire du réservoir supérieur. Le débit de base correspond à la somme de l'écoulement retardé et de l'écoulement lent. À l'échelle du bassin, le débit de base correspond à la recharge totale de l'aquifère. Le ruissellement et les débits provenant des STEP correspondent aux deux alimentations rapides de la rivière en surface. Finalement l'IEB est calculé comme étant le rapport entre le débit de base et la somme du ruissellement et des STEP.

- ***Procédure de calibration et optimisation des paramètres du modèle***

Au total, 11 modèles ont été développés, chacun devant représenter les débits d'une station hydrométrique pour la période du 1^{er} janvier 2001 au 31 décembre 2014. Le calage des modèles a été réalisé sur la période regroupant l'ensemble des débits disponibles, allant de 1.3 an pour la station du Rouillon de Cernay (Station 6) à 14 ans pour celle de Villebon-sur-Yvette (Station 12). Chaque modèle a été calibré sur la totalité des débits de rivière disponibles jusqu'au 31 décembre 2014.

L'optimisation des huit paramètres, précédemment définis, a été réalisée par combinaison de tests essais/erreurs effectués manuellement et de la procédure automatisée du solveur d'Excel basée sur l'algorithme du « non linear generalized reduced gradient » (GRG non linéaire <http://www.emse.fr/~beaune/solveur/Algo.html>). Chaque paramètre a été contraint dans une gamme de valeurs dont les limites ont été fixées de manière à respecter les lois physiques et les hypothèses liées à la structure du modèle, telles que les volumes d'eau des réservoirs toujours positifs ou nuls, ou l'équilibre du bilan hydrologique sur la période simulée (Annexe 9.1). Afin de tester la robustesse de l'optimisation et de chercher d'éventuels minima secondaires, plusieurs essais ont été réalisés à partir de valeurs de paramètres

initiales différentes. Pour chaque modèle, les résultats obtenus ont été concordants avec un optimum unique.

Pour les deux sous-bassins de tête du Ru des Vaux (stations 5 et 6) où les connexions entre la nappe et le réseau de surface sont quasiment nulles, la borne minimale du calage de c_A ont été posées à 0, de manière à ce que l'eau infiltrée dans le sol puisse se stocker dans le RI, ce qui a engendré une décharge presque nulle de ce réservoir ($c_A \approx 0$). Cette modification de la procédure de calage a été réalisée en émettant l'hypothèse que la décharge de cette eau ne se fait pas au niveau de la station de mesure mais dans la partie plus en aval Ru des Vaux. Ainsi l'eau stockée dans le RI s'écoule en majorité en souterrain jusqu'à atteindre le Ru des Vaux en aval hydraulique de ces deux stations. L'objectif de ce calage était d'optimiser la valeur des huit paramètres cités plus haut de manière à maximiser la valeur du critère de Nash-Sutcliffe. Ce critère (équation 20) a été choisi pour évaluer la qualité du calage :

$$E = \frac{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - Q_m^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - \bar{Q}_o)^2} \quad \text{Équation 20}$$

où :

Q_o^t le débit observé au temps t ($m^3 \cdot s^{-1}$), Q_m^t le débit modélisé au temps t ($m^3 \cdot s^{-1}$), \bar{Q}_o la moyenne des débits observés sur la période de temps modélisée ($m^3 \cdot s^{-1}$).

Ce critère est reconnu pour être plus sensible aux forts débits (Kim et Lee, 2014b). L'approche visant à reproduire aussi bien les périodes de basses eaux que les crues, une variante du critère de Nash qui prend en compte les logarithmes des débits a aussi été utilisée ($Nash_{ln}$) (Oudin *et al.*, 2006). Celui-ci est plus sensible aux débits de basses eaux puisqu'il atténue les amplitudes des différences entre débits modélisés et débits mesurés. Les deux critères permettant de vérifier la qualité du modèle pour des gammes de débits différentes, un troisième critère de calage correspondant à la somme de ces deux critères, Nash et $Nash_{ln}$, a été utilisé ($\Sigma Nash$).

Pour la majorité des sous-bassins simulés, les différences entre les valeurs du critère Nash et les valeurs du critère $Nash_{ln}$ sont assez faibles, avec une légère amélioration pour le $Nash_{ln}$, ce qui tendrait à montrer un impact plus important des débits de base sur l'ensemble des chroniques (Tableau 2-3). Toutefois, la station située sur le Ru des Vaux (7) est mieux

simulée avec le critère de Nash. Ceci pourrait résulter de la proportion en écoulement de surface plus importante sur ce bassin mais les différences sont trop faibles pour confirmer cette hypothèse. Le troisième critère, mis à l'échelle des deux premiers, correspond bien à un intermédiaire entre les critères 1 et 2 (Tableau 2-3, ligne 6). Dans le but d'obtenir une estimation de la qualité globale des simulations, ce sont les résultats obtenus par le troisième type de calibration qui seront discutés dans la suite de ce chapitre.

Tableau 2-3 : Valeurs des critères d'optimisation pour chacune des stations

Critère d'optimisation	Station	1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Nash	0.71	0.61	0.71	0.41	0.58	0.67	0.64	0.58	0.73	0.73	0.71
2	Nash _{ln}	0.75	0.67	0.77	0.48	0.75	0.64	0.76	0.75	0.77	0.83	0.78
3	ΣNash	1.45	1.24	1.48	0.83	1.28	1.30	1.38	1.32	1.49	1.55	1.48
décomposition du 3	Nash	0.71	0.58	0.71	0.38	0.57	0.66	0.63	0.58	0.73	0.72	0.72
	Nash _{ln}	0.75	0.67	0.77	0.45	0.71	0.64	0.75	0.74	0.76	0.82	0.77
	ΣNash/2	0.73	0.62	0.74	0.41	0.64	0.65	0.69	0.66	0.75	0.77	0.74

2.3.2 Qualité des simulations et test de sensibilité du modèle

- ***Indépendance des paramètres optimisés***

Les valeurs des paramètres optimisés par la méthode de la somme des Nashs, pour chaque simulation, sont présentées dans le Tableau 2-4 (les paramètres issus des calibrations avec le Nash et le Nash_{ln} étant regroupés en Annexe 9.1).

Tableau 2-4 : Paramètres calés pour les 11 stations hydrométriques

Paramètre	1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12
c_TR	1.4E-2	3.9E-2	3.5E-2	9.9E-1	1.0E0	2.0E-1	5.6E-2	1.0E0	4.8E-2	1.1E-1	3.0E-2
c_RR	4.9E-4	8.2E-4	1.4E-3	8.0E-4	2.6E-3	1.6E-3	3.5E-3	2.4E-3	1.8E-3	2.2E-3	1.6E-3
c_VA	6.9E-4	2.8E-3	3.4E-3	5.0E-3	2.4E-3	1.9E-3	1.3E-3	2.7E-3	3.1E-3	3.3E-3	2.4E-3
c_V	2.8E-4	4.9E-4	2.6E-3	1.0E-4	6.2E-4	6.6E-4	1.7E-3	2.1E-3	1.8E-3	1.3E-3	1.5E-3
c_A	1.5E-3	1.5E-3	1.5E-3	1.2E-5	9.3E-5	1.5E-3	1.5E-3	1.5E-3	1.5E-3	1.5E-3	2.5E-3
Alpha1	7.6	3.7	5.3	2.4	5.1	2.0	4.7	5.8	7.3	4.8	5.6
Beta1	2.8E-1	9.1E-1	4.3E-1	1.9E0	4.5E-1	2.5E0	4.6E-1	3.7E-1	2.9E-1	5.8E-1	4.4E-1
Vi_RI	70	145	140	0	0	75	50	75	120	105	70

Il est important de rappeler ici que les valeurs de ces paramètres ne font pas directement référence à des pourcentages de précipitation passant d'un réservoir à l'autre mais sont à multiplier par le volume d'eau présent dans chacun des réservoirs (cf. équations 9 à 16).

Pour qu'un modèle soit valide il faut que ses paramètres soient indépendants les uns des autres pour qu'il y ait le moins de combinaisons possibles pouvant donner les mêmes résultats. Une fois les paramètres optimisés, afin de tester les relations entre les paramètres de calage du modèle, une matrice des corrélations entre les paramètres a été réalisée sur Excel (Tableau 2-5). Pour cela les onze valeurs de chaque paramètre ont été regroupées en séries correspondant à un paramètre et une analyse de corrélation entre les paramètres pris deux par deux a été effectuée suivant l'équation 21.

$$Cr_{P_1, P_2} = \frac{cov(P_1, P_2)}{\sigma_{P_1} * \sigma_{P_2}} \quad \text{Équation 21}$$

où :

Cr_{P_1, P_2} le coefficient de corrélation entre les séries des paramètres 1 et 2, nombre sans unité compris entre -1 et +1, $cov(P_1, P_2)$ la covariance entre les séries des paramètres 1 et 2, σ_{P_1} et σ_{P_2} les écart-types des séries P_1 et P_2 . Sachant que la covariance est exprimée selon l'équation 22 :

$$cov(P_1, P_2) = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (P_{1,i} - \bar{P}_1) * (P_{2,i} - \bar{P}_2) \quad \text{Équation 22}$$

Sachant que nous disposons de 11 échantillons, suivant la méthodologie de test asymptotique, la valeur seuil pour définir s'il y a corrélation/anti-corrélation est de ± 0.55 (Jayaraman, 1999).

Cette analyse met tout d'abord en avant l'indépendance de la plupart des paramètres puisque très peu de corrélations sont visibles. Il existe néanmoins deux exceptions : (i) l'anti-corrélation très forte entre les deux paramètres composant les hydrogrammes unitaires α et β et (ii) l'anti-corrélation entre le paramètre de ruissellement c_{TR} , le paramètre de vidange du réservoir inférieur c_A et le paramètre de volume initial de ce dernier Vi_{RI} . Par voie de conséquence, une forte corrélation est observée entre c_A et Vi_{RI} .

Ainsi, sur les huit paramètres que comptent le modèle, trois sont complètement indépendants (c_{RR} , c_{VA} et c_V), et les paramètres de l'hydrogramme unitaires sont indépendants des paramètres de répartition de l'eau dans les réservoirs. La relation entre Vi_{RI} , c_{TR} et c_A peut indiquer une surparamétrisation du modèle. En effet, le paramètre

Vi_RI peut être considéré ici comme paramètre d'appoint permettant simplement d'ajuster les modélisations sur les premiers mois de chroniques, il n'est donc pas essentiel dans la structure initiale du modèle. En revanche la corrélation inverse entre les paramètres c_TR et c_A met en évidence un lien entre les processus de décharge du réservoir inférieur et de transpiration par les végétaux sur le débit en rivière produit. En effet, le débit de base des cours d'eau est principalement lié dans le modèle à la décharge du réservoir inférieur. Pour que le débit de base soit important il faut que la décharge soit importante, ce qui nécessite un approvisionnement important de ce réservoir, ce qui induit une baisse du coefficient de transpiration. Ainsi pour affiner les modélisations de la ligne de base, il faut influencer sur le rapport entre le c_TR et le c_A. Malgré ces réserves, la structure du modèle semble adéquate pour les modélisations réalisées ici à l'échelle pluriannuelle.

Tableau 2-5 : Corrélations entre les paramètres du modèle

	c_TR	c_RR	c_VA	c_V	c_A	α	β	Vi_RI
c_TR	1							
c_RR	0.17	1						
c_VA	0.41	-0.23	1					
c_V	-0.22	0.45	0.04	1				
c_A	-0.74	-0.01	-0.44	0.47	1			
α	-0.26	0.03	-0.39	0.38	0.35	1		
β	0.20	-0.27	0.28	-0.51	-0.30	-0.87	1	
Vi_RI	-0.69	-0.25	-0.03	0.47	0.63	0.24	-0.25	1

- **Comparaison chroniques mesurées – chroniques modélisées**

De manière générale, le modèle a permis de simuler le débit des rivières de manière satisfaisante (Annexe 9.2). Les débits des stations situées en aval de bassins sont généralement mieux reproduits que les débits des stations situées en amont (*e.g.* débits de la station 4 mieux reproduits que les débits de la station 2 sur le Rhodon). Les limites de l'approche se situent surtout au niveau des débits extrêmes que ce soit lors des forts pics de crues ou lors des longues périodes d'étiages. En effet, le modèle reproduit mal les fortes amplitudes de débit, *i.e.* il a tendance à sous-estimer les débits de pointe et à surestimer les débits de basses eaux. Ce problème d'amplitude est lié à la difficulté du modèle de reproduire les montées de crues très rapides et très fortes sur le bassin et de ce fait, les débits de base sont souvent légèrement surestimés pour « anticiper » les crues suivantes. De manière aussi

brutale, les décrues se font généralement beaucoup plus rapidement dans la réalité que dans la modélisation (e.g. juillet 2001 et mars 2003 sur la Figure 2-16). Ces disparités entre mesures et modèle semblent être dues à (i) un impact important des zones de ruissellement à proximité des stations de mesure, (ii) un stockage temporaire de l'eau de pluie qui évite une décharge trop rapide lors de la crue et permet le soutien des débits d'étiages en périodes sèches et (iii) à la structure même du modèle. En effet, les pics de crues sont souvent aussi intenses que courts, ce qui démontre un apport très bref d'un gros volume d'eau qui n'est pas soutenu dans le temps. Ce type d'apport pourrait correspondre typiquement aux zones urbanisées du bassin qui sont drainées par des réseaux d'eau pluviales dont les sorties se trouvent généralement proches des stations de mesures de débit. De l'autre côté, le stockage peut correspondre au schéma conceptuel n°3 décrit précédemment, où les zones humides riveraines et de plateaux et la nappe perchée des plateaux peuvent stocker l'eau de pluie avant de la redistribuer de manière diffuse dans le bassin. Ces deux processus, non inclus dans la structure volontairement simple du modèle ne sont pas pris en compte mais se constatent très bien par les « défauts » de modélisation.

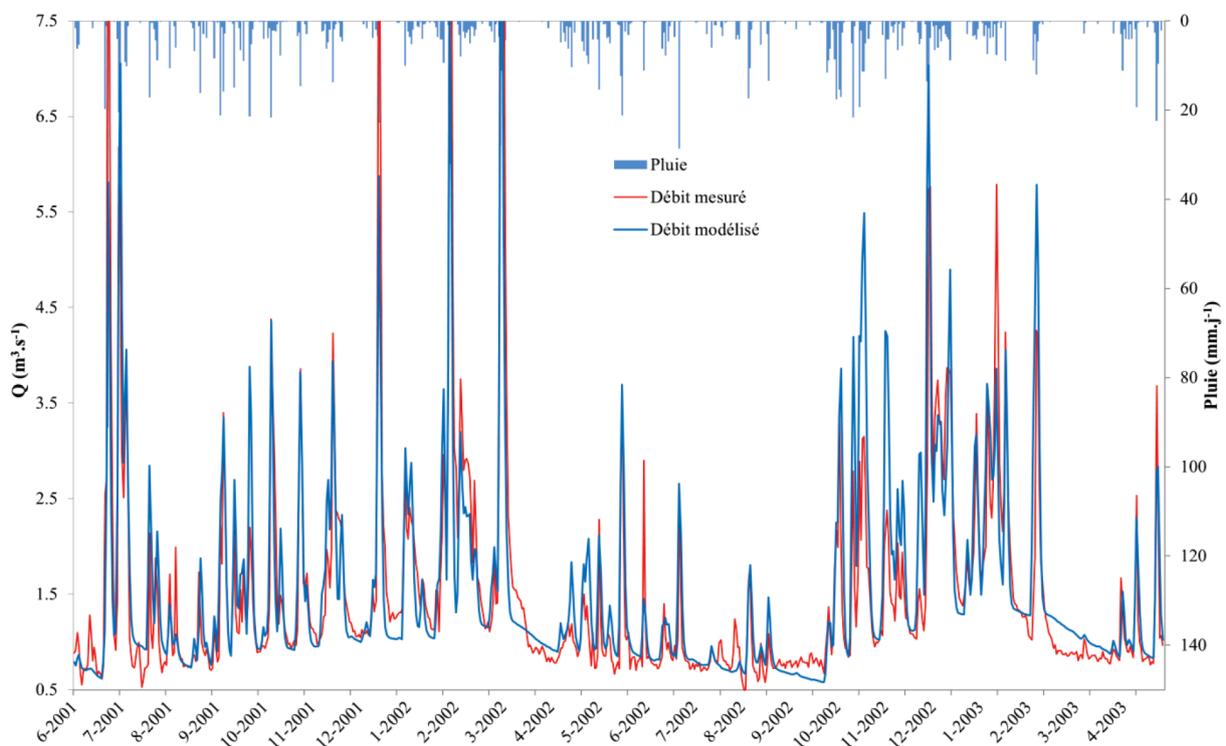


Figure 2-16 : Exemple de décalage entre débit mesuré et débit modélisé sur la station n°12 de l'Yvette à Villebon-sur-Yvette

Parmi les onze stations modélisées, les stations 5 et 6 sont situées au niveau de deux têtes de bassin où les apports de nappe sont négligeables voire inexistantes d'après les données hydrogéologiques dont nous disposons. La qualité de la modélisation est pourtant très différente entre les deux. En effet, malgré des débits très faibles, la chronique de la station 6 est en moyenne assez bien reproduite (Annexe 9.2). En revanche le modèle de la station 5 reproduit très mal les débits mesurés notamment sur la période du 20 avril 2014 au 20 août 2014. Plus précisément sur le mois de juillet alors que le débit mesuré ne descend pas en dessous de $0.02 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, le modèle ne produit qu'un petit pic de crue en accord cependant avec la pluviométrie qui est faible en intensité. Ce type de disparité est cette fois due à la gestion des étangs et rigoles du SMAGER qui organisent de nombreux lâchers d'eau vers le cours du ru des Vaux pour réguler le niveau des étangs de St Hubert et de Hollande. Cependant, les données quantitatives relatives à ces lâchers étant très imprécises à l'échelle journalière, nous n'avons pas pu les inclure dans le modèle.

- ***Test de sensibilité du modèle***

Bien que les 11 modèles aient pu être calés pour reproduire de manière satisfaisante des débits des rivières en période de basses eaux comme en période de crue, plusieurs variables n'ont pas pu être vérifiées par des données de terrain telles que l'IEB, et la part d'écoulement retardé. Pour discuter de la robustesse de notre approche, un test de sensibilité du modèle a été réalisé sur le bassin versant englobant l'ensemble du site d'étude, correspondant au sous-bassin d'alimentation de la station de l'Yvette à Villebon-sur-Yvette. En partant du jeu de paramètres calé dans le modèle pour la station 12, chaque paramètre a été modifié quarante fois dans une gamme de valeur de plusieurs ordres de grandeurs autour de la valeur optimale, dont vingt fois dans une gamme de valeur de $\pm 100\%$ de cette valeur optimale. L'analyse de sensibilité a été réalisée de manière à comprendre la sensibilité du débit de base et de l'IEB aux variations de paramètres. Ces deux critères ont été représentés en fonction des variations de chaque paramètre (Figure 2-17). Dans les deux cas, l'ensemble des valeurs obtenues convergent vers une valeur centrale qui correspond aux résultats obtenus avec le jeu de paramètres optimisés. Ce constat permet de soutenir la solidité de notre calage malgré le grand nombre de paramètres inclus dans le modèle.

D'autre part, ces graphiques montrent la sensibilité du modèle aux variations des paramètres. Le modèle est très sensible aux variations du paramètre c_{RR} , puisqu'une variation de $\pm 20\%$ de ce paramètre modifie de ± 0.5 l'IEB. La sensibilité du modèle est aussi importante vis-à-vis du c_{VA} puisqu'une variation de 20% de la valeur de ce paramètre engendre 10% de variation sur le débit de base. Le coefficient de transpiration a aussi un impact sur le débit de base, bien que plus faible (7% de variation en moyenne du débit de base pour 20% de variation du c_{TR}). Le paramètre de décharge du RS (c_V) impacte le débit de base à hauteur de 6% et l'IEB à hauteur de 3% tous les 20% de variation. Enfin, le modèle est presque insensible aux paramètres c_A , α et β avec moins de 1% de variations du débit de base et de l'IEB pour 50% de variation de ces paramètres.

En d'autres termes, cela signifie que le modèle est très sensible à la quantité d'eau qui ruisselle sur le bassin et au taux d'infiltration vers le RI. Il reste sensible à la répartition de l'eau entre les réservoirs notamment avec l'atmosphère pour le calage du débit de base et à la décharge du RS. Mais il est très peu sensible aux flux de décharge du RI et des paramètres de constitution de l'hydrogramme unitaire

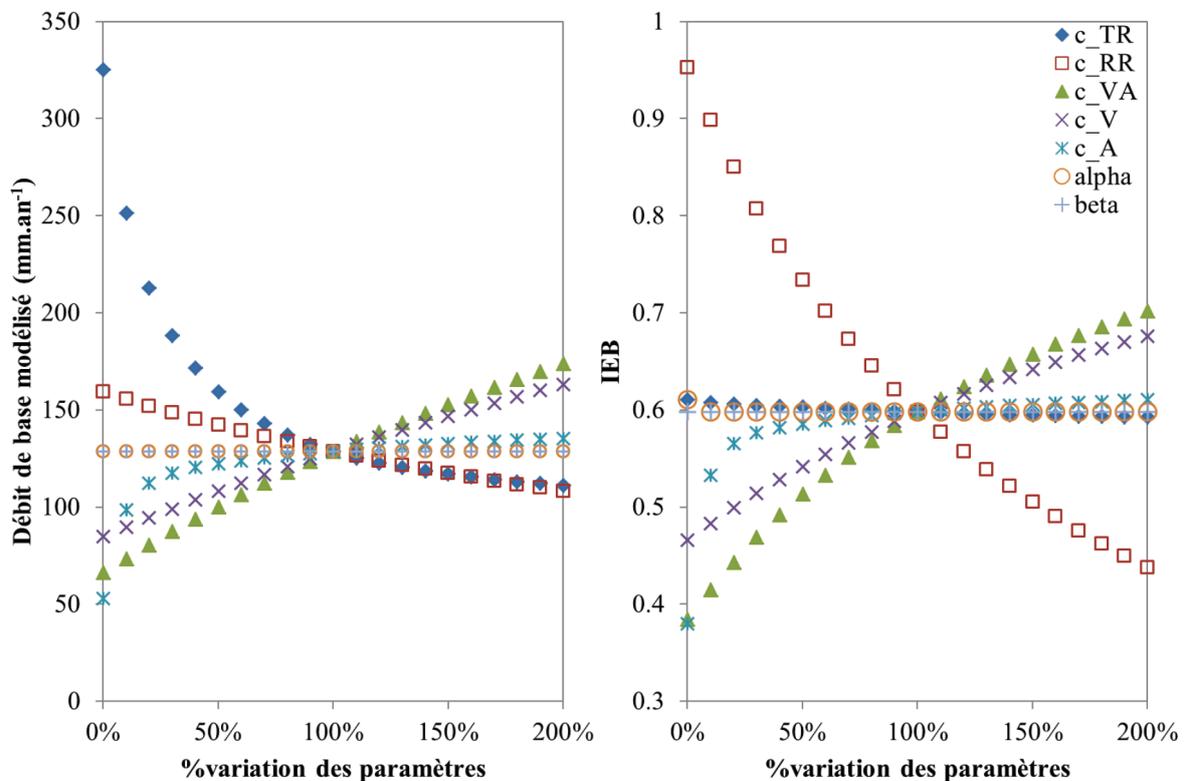


Figure 2-17 : Test de sensibilité du modèle effectué sur le bassin versant de l'Yvette amont : variations du débit de base (à gauche) et de l'IEB (à droite) obtenus en sortie de modèle pour l'année 2013 en fonction de la variation des paramètres

Les IEB simulés ont été comparés aux IEB calculés avec la méthode de filtre. La comparaison a été effectuée pour chaque station pour le bilan 2013, le bilan 2014 et le bilan des deux années combinées (Figure 2-18). La similitude entre les IEB mesurés et simulés reflète la qualité du calage pour l'ensemble des stations. Cependant, le décalage presque constant entre la droite de pente 1:1 et nos points indiquent une légère surestimation de l'IEB par la méthode de filtre. Cette surestimation reste négligeable par rapport aux incertitudes de la méthode de filtre employée liée à la valeur de son paramètre α .

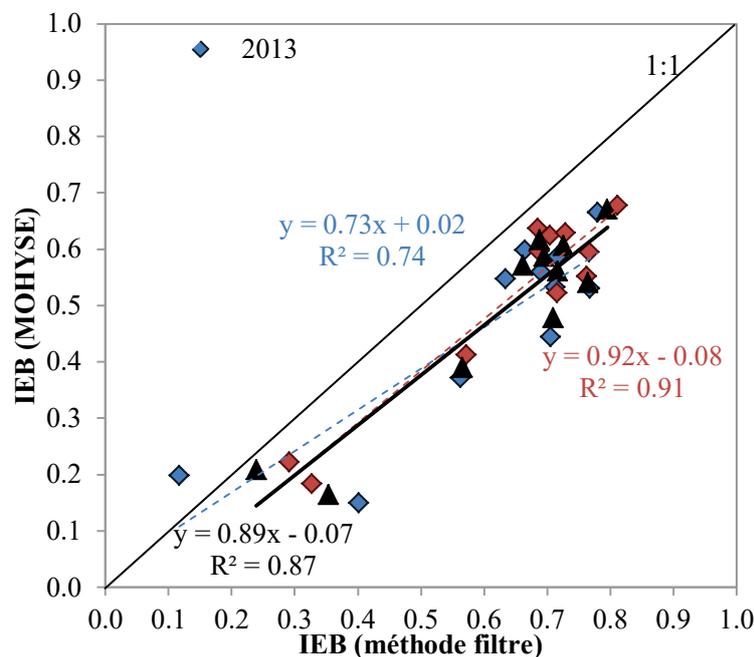


Figure 2-18 : Relation entre les IEB obtenus par la méthode du filtre numérique et les IEB obtenus avec MOHYSE pour les années 2013 et 2014

2.3.3 Variations spatio-temporelles des bilans hydrologiques sur le bassin versant de l'Yvette amont

Le détail des résultats de la modélisation réalisée sur les onze stations pendant la période 2001 – 2014 est présenté dans les tableaux de l'Annexe 9.3.

- ***Variations temporelles des flux sur la période 2001 - 2014***

Pour étudier les variations temporelles du bilan hydrologique au sein des onze sous bassins versants modélisés, les valeurs des termes principaux du bilan ont été moyennées pour chaque station. Les variations relatives de chaque paramètre par rapport à ces moyennes sont représentées, et comparées aux variations de précipitations dans la Figure 2-19. La recharge et

la décharge du réservoir inférieur ont une dynamique similaire à toutes les stations et suivent globalement les variations de précipitations, allant de - 20 % à + 20 %. Néanmoins, deux années se distinguent : 2006 par son taux extrêmement bas de - 40 % et 2013 par son taux extrêmement haut de 60 %. Ces différences significatives de ces deux années par rapport aux autres ne sont pourtant pas reliées à la pluviométrie très proche de la moyenne des quinze dernières années dans les deux cas. Au niveau du débit de base, et du ruissellement ces deux années se démarquent aussi. Si l'explication ne provient pas du taux de précipitation annuel, il provient certainement de la répartition des pluies sur l'année. En effet, 2006 a été marquée par un été exceptionnellement pluvieux, cumulant plus de 300 mm de pluie sur les mois de juillet et d'août. Or, c'est à cette période que l'ETP est la plus importante et cette année-là a été particulièrement chaude ($T_{\text{moyenne}} = 12 \text{ }^{\circ}\text{C}$), ce qui a provoqué une augmentation de l'ETP. À la fin de l'année, le déficit entre pluie et ETP a atteint 271 mm. À l'inverse en 2013, la majorité des pluies est tombée de janvier à mai et d'octobre à décembre. Avec une température moyenne sur l'année de seulement 10.6 °C, l'ETP a été moins élevée ce qui a permis de n'avoir que 33 mm de déficit sur le bilan P-ETP annuel. Les précipitations ne sont donc pas la cause unique des années exceptionnelles, leur répartition et le taux d'évapotranspiration étroitement lié à la température sont les deux paramètres principaux qui permettent d'expliquer ces phénomènes.

Pour l'écoulement de base (Figure 2-19d), et ses deux composantes (écoulement lent : Figure 2-19b et écoulement retardé : Figure 2-19c), l'ensemble des stations suit les mêmes tendances interannuelles, laissant voir que les variations d'alimentation des rivières par la nappe se font de manière similaire sur tous les sous-bassins. Il faut néanmoins faire l'exception des stations 5 et 6, dont la variabilité temporelle de l'écoulement lent est biaisée par la modification des hypothèses incluses dans le modèle (*i.e.* stockage de l'eau dans le RI pour permettre une décharge de la nappe en rivière presque nulle). Par voie de conséquence, le débit de base et l'IEB sont eux aussi faussés pour ces deux stations. La dynamique des autres stations semble tout à fait similaire et aucune tendance interannuelle n'est visible sur ces paramètres. Néanmoins, la station de Villebon a des variations temporelles de son IEB plus importantes pouvant mettre en avant une sensibilité plus importante au ruissellement de la partie aval du bassin versant de l'Yvette. L'urbanisation peut être la source de cette sensibilité, car très développée en fond de vallée à partir de Saint-Rémy-les-Chevreuse.

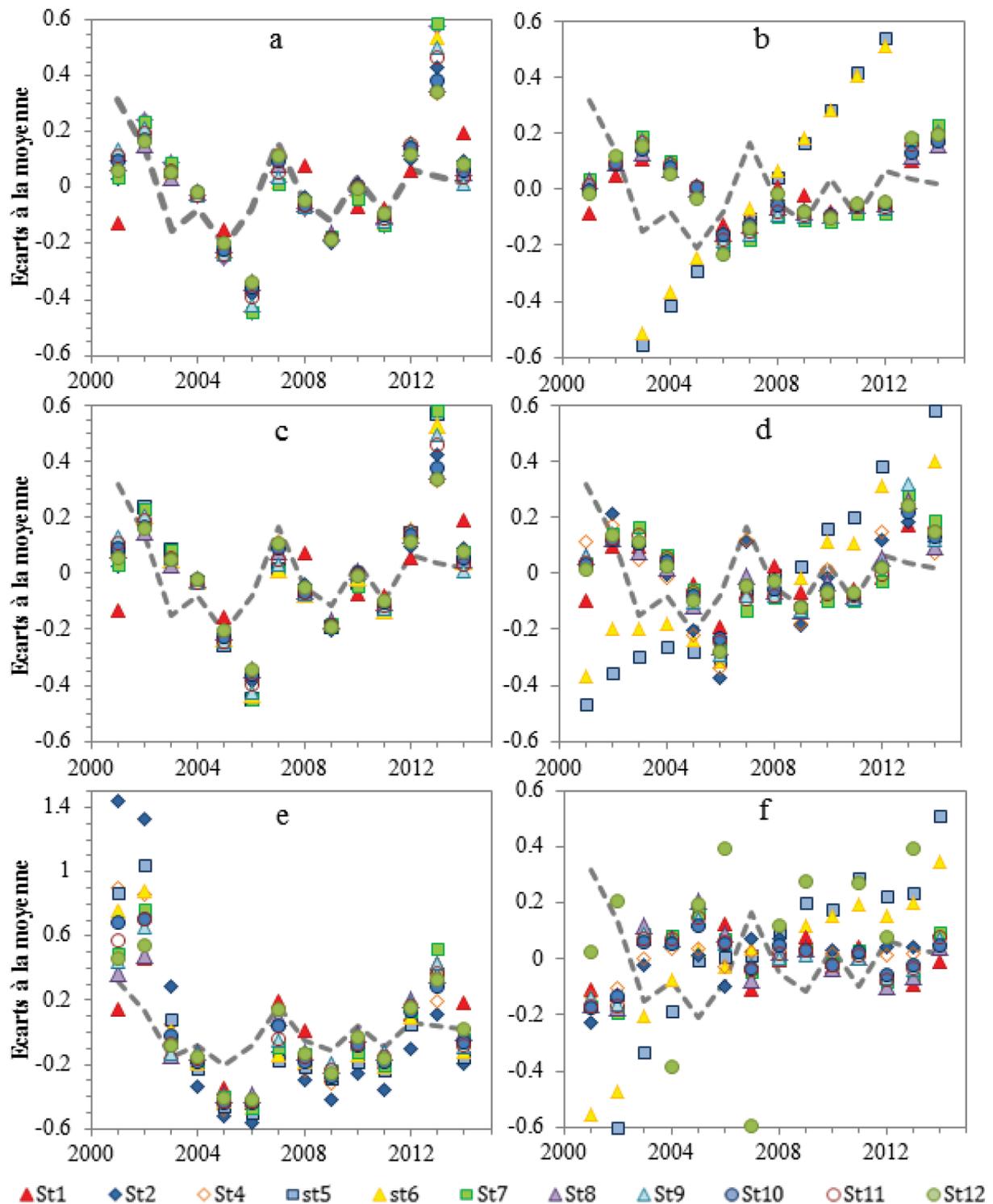


Figure 2-19 : Représentation des variabilités temporelles des composantes des bilans hydrologiques sous forme d'écart à la moyenne des 14 années de simulation : recharge RI (a), écoulement lent (b), écoulement retardé (c), débit de base (d), ruissellement (e), IEB (f). La ligne en pointillé gris correspond aux variations des précipitations totales annuelles.

Les résultats présentés ici corroborent bien les premières interprétations faites avec la méthode de filtre en montrant à la fois l'homogénéité hydrologique du système entier de l'Yvette amont, et l'absence d'impact climatique significatif à l'échelle des quatorze dernières années.

Bien que 2013 soit une année exceptionnelle par sa recharge importante, son écoulement de base est assez proche de la moyenne et son IEB ne s'écarte pas des IEB obtenus sur les autres années. En 2014, l'ensemble des paramètres du bilan est représentatif de la dynamique moyenne des sous-bassins de l'Yvette amont sur la période 2001 – 2014. Si les variations temporelles semblent similaires sur le bassin, les valeurs absolues des termes du bilan hydrologique sont très variables d'une station à l'autre. Afin de comprendre ces variabilités spatiales, une comparaison des sorties du modèle avec les connaissances acquises du territoire a été réalisée sur la période 2013-2014. Seules ces deux années ont été moyennées afin de pouvoir inclure dans l'étude spatiale les stations 5 et 6 dont les bilans hydrologiques ne sont exploitables que sur ces deux dernières années.

- ***Variations spatiales des flux sur la période 2013 - 2014***

L'ensemble des bilans 2013 – 2014 montrent un contraste assez grand des différents paramètres du bilan hydrologique (Tableau 2-6). D'un point de vue spatial, les bilans sont assez contrastés. Comme avec la méthode filtre, les stations 5 et 6 se distinguent par un écoulement de base presque nul tandis que l'ensemble des autres stations ont un IEB d'environ 0.6. À l'exception du bassin du Pommeret, l'écoulement lent contribue toujours plus que l'écoulement retardé au débit de base. Tandis qu'à l'échelle du bassin entier, l'écoulement de base provient à 61 % de l'écoulement lent et 39 % de l'écoulement retardé, le Pommeret inverse la tendance avec 42 % provenant de l'écoulement lent et 58 % de l'écoulement retardé. D'autre part certains bassins comme celui du Rhodon ou du Montabé ont presque autant d'écoulement retardé que d'écoulement lent (rapport 55 % /45 %). Ces évolutions s'incluent dans un taux de recharge global (*i.e.* somme des écoulements lents et retardés) très variable, allant de 66 à 157 mm.an⁻¹ avec une moyenne à l'échelle du bassin entier de 124 mm.an⁻¹. Tandis que l'ensemble des affluents de l'Yvette se cantonnent à des recharges inférieures à 100 mm.an⁻¹, le Rhodon est le bassin possédant la recharge la plus élevée, soit 157 mm.an⁻¹. Les taux de recharge de l'aquifère des sables de Fontainebleau

établis dans de précédentes études varient sur une large gamme, allant de 80 mm.an^{-1} à 210 mm.an^{-1} (Bariteau, 1996 ; Mercier, 1981 ; Schneider, 2005). Ces valeurs sont cohérentes avec celles de l'étude de Corcho et al. (2007) basées sur la détermination des taux de recharge à partir de modèles d'âges ($100\text{-}150 \text{ mm.an}^{-1}$). Pourtant, les méthodes de calculs sont très différentes, notamment par la période de temps étudiée (*i.e.* plusieurs siècles avec les traceurs géochimiques contre quatorze ans avec la modélisation MOHYSE). Ces modèles d'âges ont été réalisés à partir d'analyses effectuées sur des échantillons d'eau datés notamment à l'argon-39, de quelques décennies à plusieurs centaines d'années. Ainsi la valeur de recharge obtenue par cette méthode est représentative de la recharge moyenne sur les trois derniers siècles. En revanche, l'analyse hydrologique réalisée ici ne fait état que des conditions climatiques et hydrologiques des quatorze dernières années. Si le changement climatique a impacté la recharge de la ressource en eau souterraine sur le dernier siècle, cet impact est compris dans les barres d'erreur conjuguées des deux méthodes d'estimation. Les variations spatiales peuvent donc être principalement reliées aux flux régionaux de la nappe des sables de Fontainebleau qui, suivant les lignes d'écoulements de la carte piézométrique, se déchargent sur plusieurs sous-bassins. Ainsi, une partie des précipitations tombant sur l'amont du bassin de la Mérantaise, s'infiltrer jusque dans la nappe des sables de Fontainebleau qui va se décharger au niveau du Rhodon. Le même constat peut être fait pour les précipitations tombant sur le bassin du Pommeret et qui vont alimenter la nappe qui se décharge dans le cours principal de l'Yvette. Plutôt qu'une variation spatiale de la recharge il est possible que les résultats traduisent donc une différence entre le bassin topographique et le bassin hydrogéologique à l'échelle locale (Figure 2-13).

Par ailleurs, la part des STEP à l'écoulement annuel est ici bien illustrée et très hétérogène en fonction de la taille des STEP alimentant les différents sous-bassins. Cette proportion, quasiment négligeable à l'échelle de la station de Villebon-sur-Yvette, est largement significative au niveau des sous-bassins du Rhodon et du Rouillon. L'ensemble de ces résultats prouve qu'il existe bien une différence de comportement des différents sous-bassins de l'Yvette amont.

Tableau 2-6 : Sorties du modèle moyennées sur les années 2013 – 2014.

Flux (mm.an⁻¹)	1	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Recharge réservoir inférieur	51	100	94	121	55	52	32	54	82	73	78
Écoulement lent	45	91	88	5	15	47	30	50	76	68	76
Écoulement retardé	21	17	72	2	14	18	41	42	47	29	48
Débit de base	66	105	157	8	29	66	71	92	124	97	124
Ruissellement	49	39	50	25	79	61	112	63	61	65	69
STEP	0	51	27	13	32	11	0	2	19	12	8
IEB	0.6	0.5	0.7	0.2	0.2	0.5	0.4	0.6	0.6	0.6	0.6

2.3.4 Bilan du rôle de la géomorphologie et de l'occupation des sols sur les dynamiques hydrologiques des sous-bassins

Pour relier les différents termes du bilan hydrologique au contexte géomorphologique des sous-bassins, certains éléments des bilans des années 2013-2014 combinées pour chaque station ont été analysés dans une ACP, en prenant en compte les parts de ruissellement, de recharge, d'écoulements lent et retardé, ainsi que la géomorphologie et la répartition des zones humides sur le bassin (Figure 2-20). Une fois encore, les nombres de variables et d'individus sont identiques. Cette analyse montre d'une part l'étroite relation entre le ruissellement et les zones humides de vallées et versants, et d'autre part, la corrélation entre la recharge et les zones humides de plateau. Ces deux éléments nous donnent une information sur le rôle possible des zones humides au niveau des flux d'eau dans le bassin de l'Yvette. Les zones humides de vallées qui se sont développées grâce aux débordements de nappe sont des terrains propices au ruissellement, ce qui est en lien direct avec l'engorgement de ces milieux qui se produit à chaque période plus humide. Une fois le sol saturé en eau, les précipitations ne peuvent donc que ruisseler. À l'inverse, la corrélation entre la recharge et les zones humides de plateaux soutient le rôle de source d'alimentation de la nappe pour ces milieux humides. Sur les plateaux, les zones humides se sont implantées au niveau des dépressions locales où le mélange entre les dépôts d'argiles à meulière et de limons ont permis un stockage d'eau important. De ce fait, l'hétérogénéité des sédiments couplée à l'épaisseur d'argiles -qui doit être plus faible au niveau de ces dépressions- favorisent la percolation de l'eau jusque dans l'aquifère sous-jacent. Ces zones humides pourraient donc être des aires de recharge importantes à l'échelle du bassin entier.

D'autre part, l'indépendance de la superficie des plateaux pour chaque sous-bassin aux phénomènes de recharge et de ruissellement peut présumer d'un impact, si non négligeable, très hétérogène des parcelles agricoles et des zones urbaines développées sur ces étendues. Pour les écoulements de base, la distinction entre écoulement lent et écoulement retardé est assez difficile à percevoir avec cette représentation puisque les deux paramètres sont corrélés entre eux. Tous deux sont proches des proportions de vallée, versants et zones humides riveraines, ce qui pourrait porter à croire que ces deux types d'écoulement sont impactés par les mêmes facteurs. Néanmoins, on peut émettre l'hypothèse que l'écoulement retardé a une corrélation plus forte avec les zones humides riveraines donnant à ces milieux une caractéristique de zone « éponge » permettant de ralentir l'écoulement de l'eau et de la stocker très temporairement avant de la rendre à la rivière. L'écoulement lent serait, quant à lui, plus en relation avec les proportions de vallée et versants, laissant apparaître un écoulement local. L'absence de corrélation visible entre la recharge de plateaux et les écoulements de base met en évidence les disparités des relations entre bassin d'alimentation topographique et bassin d'alimentation souterrain. Sur la plupart des stations situées en tête de bassin, la recharge varie énormément pour s'accorder avec les débits des rivières tandis que les proportions de plateau sont globalement homogènes. Les différences de débit des rivières s'expliquent principalement par des écoulements souterrains qui prennent leur source sur une tête de bassin et se déchargent dans une rivière d'une autre tête de bassin (*i.e.* tête de bassin de la Mérantaise, station 1 qui est connectée au Rhodon par les écoulements souterrains d'après la carte de Rampon, 1965).

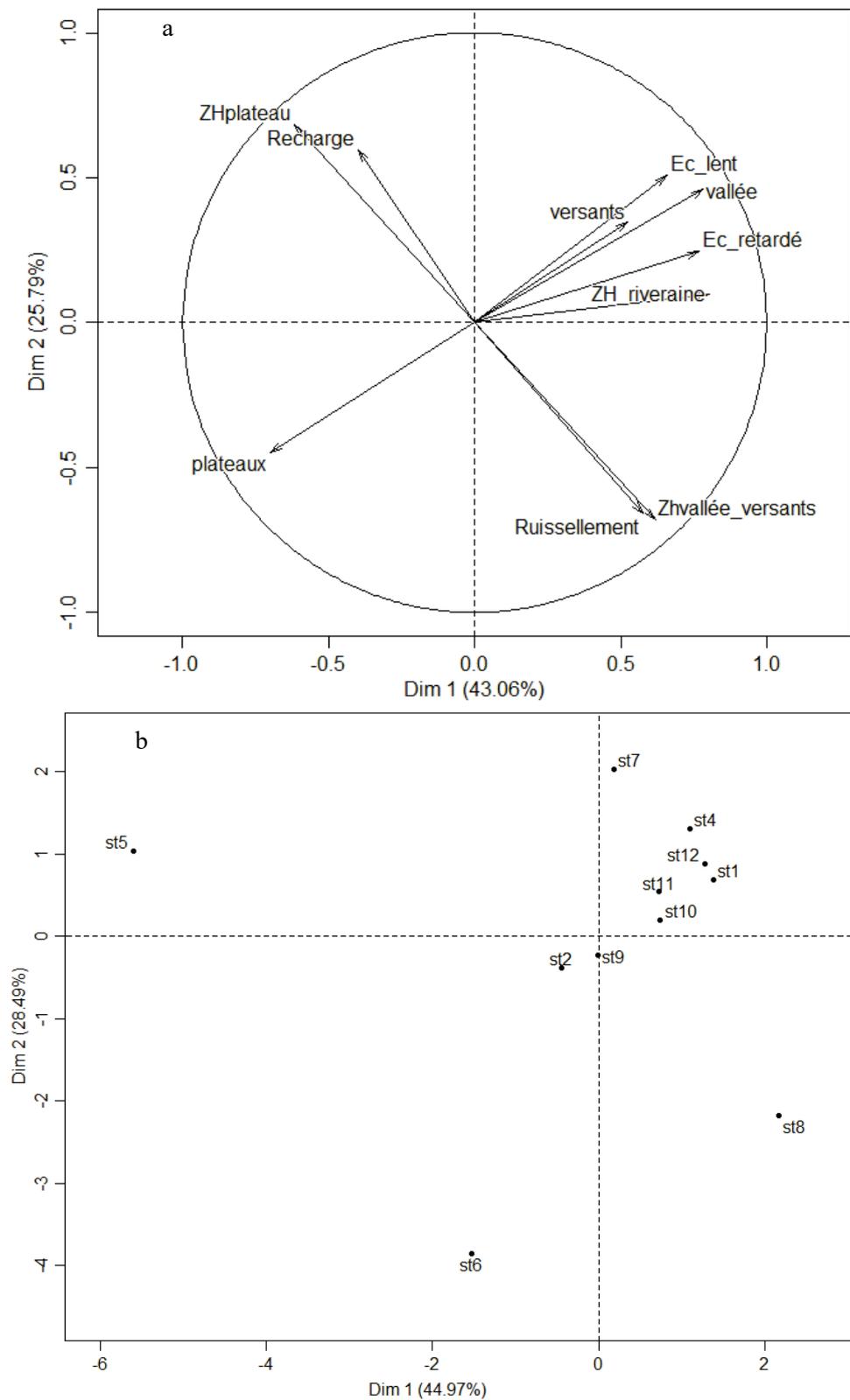


Figure 2-20 : Représentation des variables (a) et des stations (b) en fonction des dimensions 1 et 2. Variabilité des paramètres retrouvée dans cette représentation à 69 %.

2.4 Synthèse

Ce premier chapitre centré sur l'étude du comportement hydrologique des différents sous-bassins composant le bassin versant de l'Yvette amont nous a permis d'établir et de confirmer un certain nombre de caractéristiques hydrodynamiques. Dans un premier temps, en lien avec un contexte géologique et morphologique relativement constant, le bassin versant de l'Yvette possède une dynamique hydrologique assez homogène. Cependant, la position relative des zones urbaines par rapport aux stations hydrométriques implantées lors de notre étude semble impacter l'intensité de la réaction des rivières au droit des stations lors des pics de crue.

L'ensemble du bassin est majoritairement tributaire des écoulements lents et retardés qui constituent en moyenne 70 % du débit annuel des rivières. Les STEP dont les écoulements sont très importants en particulier sur les têtes des sous-bassins deviennent négligeable sur les stations situées en aval du bassin de l'Yvette.

La variabilité temporelle du bilan hydrologique obtenu grâce au modèle MOHYSE, bien que significative, est similaire pour l'ensemble des stations et ne montre aucun impact climatique sur les quatorze années modélisées. L'ensemble des variabilités temporelles suit globalement les variations de précipitations annuelles mais les facteurs climatiques prédominants sont en réalité la température de l'air et la répartition mensuelle des précipitations. Cependant, les valeurs absolues des variations spatiales des différents termes du bilan ont permis de mettre en évidence une disparité dans le régime hydrologique des sous-bassins. Le Rhodon se distingue d'ailleurs de l'ensemble des affluents par sa quantité de recharge 30 % plus importante et son IEB plus élevé. Ces différences semblent être liées à des différences entre bassins versants topographiques et bassins versants souterrains qui ne se rejoignent majoritairement qu'au niveau des stations situées sur le cours principal de l'Yvette. Pour les autres stations, en particulier pour les stations 5 et 6 situées sur les têtes de bassin du Ru des Vaux, le schéma conceptuel n°2 où un même bassin topographique peut alimenter deux rivières est aussi la plus plausible. Dans tous les cas, la difficulté rencontrée par le modèle à simuler les décrues et à maintenir les débits d'étiage semble soutenir la vision conceptuelle n°3, qui prend en compte un stockage temporaire de l'eau sur les plateaux (*i.e.* dans les étangs et la nappe perchée) et une alimentation continue de la nappe par des

réservoirs de plateau. La réalité du territoire doit sans aucun doute correspondre à un mélange de ces trois modèles mais les résultats obtenus ici avec MOHYSE, lui-même calé selon les schémas conceptuels 1 ou 2, restent satisfaisants dans l'ensemble.

La comparaison des flux d'eau annuels avec l'occupation du sol a montré l'incapacité de relier les grands groupes d'occupation du sol aux éléments hydrologiques, chaque groupe étant en soi trop hétérogène pour n'engendrer qu'un seul type de réponse aux conditions climatiques. D'autre part, la comparaison des résultats des bilans hydrologiques avec la répartition des zones humides semble impliquer ces milieux à la dynamique hydrologique du bassin avec (i) les zones humides de plateaux en tant qu'aires de recharge privilégiées et (ii) les zones humides de vallée dans le soutien des débits de base et l'atténuation des crues par le stockage temporel des eaux de pluie.

Chapitre 3

**Décharge de la nappe en rivière
à petite échelle – approche géochimique**

L'approche hydrologique développée dans le chapitre précédent a permis de mettre en avant les disparités entre les sous-bassins de l'Yvette amont tout en constatant l'importance du type de transit de l'eau (*i.e.* par les lignes de sources et par le lit de la rivière) qui alimente les rivières. Cependant, la résolution de cette approche est trop faible pour caractériser de façon précise les proportions relatives des deux types de décharge de la nappe en rivière. De plus, les zones humides présentes le long des cours d'eau peuvent avoir un impact sur la qualité de l'eau souterraine. Pour approfondir notre compréhension des relations nappe – rivière, nous nous sommes centrés sur le Rhodon, affluent de l'Yvette qui a été étudié en période d'étiage estival à l'aide de traceurs géochimiques et isotopiques (^{222}Rn , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$ et ions majeurs). Cette étude a été réalisée en période d'étiage estivale pour avoir un signal de nappe le plus distinctif possible en évitant toute dilution des traceurs par la pluie et donc permettre une localisation et une quantification des apports les plus précises possibles.

Le Rhodon a été choisi pour plusieurs raisons : (i) sa forte contribution au cours principal de l'Yvette autant en termes d'eau que de nutriments (ii) les connaissances déjà acquises sur le système grâce aux études antérieures (Barbecot, 2006) (iii) l'apparente simplicité de son système sans affluent majeur, où la STEP située à la source de la rivière est facilement contraignable autant d'un point de vue physique que chimique et (iv) sa mauvaise qualité générale dans tous les suivis qualitatifs réalisés depuis 1997.

Dans ce chapitre, nous verrons donc dans un premier temps comment la distinction des deux types de décharge de la nappe (*i.e.* par voie souterraine au niveau du lit de la rivière et par voie de surface au travers des zones humides) a été réalisée et quelles proportions ont été attribuées à chacun d'eux. Ces résultats sont présentés sous forme d'un article scientifique qui est actuellement soumis dans la revue internationale « Journal of Hydrology ». Puis seront discutés les facteurs qui peuvent impacter la qualité des flux de nappe et donc par conséquence la qualité des rivières, notamment le rôle joué par les zones humides riveraines.

3.1 Déconvolution du signal de la nappe dans le Rhodon

Using ^{222}Rn to quantify interflow discharging to headwater streams

K. Lefebvre^{1,2,3}, F. Barbecot², M. Larocque², M. Gillon⁴, E. Gibert-Brunet¹, A. Noret¹

¹UMR 8148 GEOPS, Université Paris Sud, Bât. 504, 91400 Orsay, France

²GEOTOP Research Center, Université du Québec à Montréal, C.P. 8888 succursale centre-ville, Montréal, H3C 3P8, Canada

³Syndicat Mixte du Parc Naturel Régional de la Haute Vallée de Chevreuse, Chemin Jean Racine, 78640 Chevreuse, France

⁴UMR 1114 UAPV-INRA EMMAH– Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse, France

Abstract:

Headwater streams are highly dependent on groundwater discharge to maintain low flows during dry periods and to dilute pollutants. Groundwater discharge to rivers has two major flow paths, groundwater inflow directly from the aquifer and interflow, or shallow circulating groundwater inflow, which may travel through the riparian zone. The groundwater volumes flowing through the riparian zone are difficult to quantify, especially when wetlands are present. The objective of this research was to determine the proportion of groundwater, which discharges to the stream as interflow after transiting through riparian wetlands. A model based on ^{222}Rn mass balance and on stream flow measurements was combined with measurements of phosphate (PO_4^{3-}) and nitrate (NO_3^-) concentrations to quantify interflows in a small headwater catchment (26 km²), located in the southwest of the Paris Basin (France). This watershed is characterized by a waste water treatment plant (WWTP) at the spring of the stream and many small riparian wetlands along the stream. The large discrepancy in ^{222}Rn activity between groundwater inflow and interflow renders the model sensitive to the separation of these two types of groundwater flow paths. The results show that 83 % of the river baseflow is derived from riparian wetlands. At the head of the stream, river water is characterized by high concentrations of PO_4^{3-} and NO_3^- due to the WWTP effluent into the stream (13 and 21 mg.L⁻¹ respectively). All groundwater paths are PO_4^{3-} free and contribute to the improvement of stream water quality. The NO_3^- cycle is more difficult to constrain because of the spatial heterogeneity in concentrations in direct groundwater flows and in interflows. The results show that direct groundwater inflows are not sufficient to dilute stream

NO_3^- concentrations. Interflows sampled in wetlands have NO_3^- concentrations that cannot contribute to improving stream water quality. The reduction of NO_3^- concentrations along the river could be due to diffuse water flow through the wetlands. The method developed here is a first step to better understanding factors that influence stream water quality; groundwater flow paths. The proposed approach could be applied in all headwater streams where riparian wetlands are well established.

3.1.1 Introduction

Large rivers have been the focus of numerous studies, largely because many human activities depend heavily on these water resources (Billen *et al.*, 2007a ; Smerdon *et al.*, 2012 ; Wang *et al.*, 2015). In comparison, small rivers in headwater catchments have received less attention, even though they can have an important impact on the quality of downstream rivers (Alexander *et al.*, 2007 ; Wipfli *et al.*, 2007). Different criteria are used to define a river catchment as a headwater catchment: the width of the channel (<1 m wide, Wipfli *et al.*, 2007), the catchment area (< 2 km²; Horton, 1945 in Adams et Spotila, 2005), the hydromorphological context (area that is higher than the area where debris flows are deposited; Uchida *et al.*, 2005), and the Strahler stream order (<3; Meyer *et al.*, 2007). Using this last criterion, more than 75 % of linear of rivers in France correspond to headwater streams, and their watersheds occupy more than 70 % of the country (Grivel et Caessteker, 2015). Due to their small size, the vulnerability of headwater streams to pollution events is generally high, especially where human activities are intensive (*e.g.* agricultural and urban areas, etc.). Because of the landscape position of headwater streams, their stream flows can be highly dependent on groundwater discharge (Molenat *et al.*, 2008), and they thus play a key role in diluting pollutants. Better understanding of groundwater inflow to headwater streams is essential to manage water resources and to constrain pathways of nutrients and pollutants (Atkinson *et al.*, 2015).

The connections between surface water and groundwater can vary significantly in both space and time (Sophocleous, 2002). Along the course of any given stream, they can vary from the stream feeding the aquifer to the stream receiving water from groundwater inflow (Atkinson *et al.*, 2015). In temperate climates, groundwater is often the only source of stream water

during low flow periods, and thus controls the quality of stream water. It is therefore important to quantify the spatiotemporal distribution of groundwater inflows to a river. Over the past decades, many experiments have been carried out to quantify flows between groundwater and surface water, using physical, chemical, and isotopic methods. Physical methods based on Darcy's law (Landon *et al.*, 2001) provide information on local flows in the vicinity of piezometers and take into account the longitudinal heterogeneity of groundwater inflows only in highly instrumented watersheds. In contrast, methods using tracers are integrative of all fluxes entering a stream section. A wide array of tracers has been developed to quantify groundwater inflows, including streambed water temperature (Becker *et al.*, 2004 ; Briggs *et al.*, 2012 ; Constantz, 2008), artificial tracers such as fluorescein or salt (Moore, 2004b, 2004a), and isotopic tracers, such as ^{222}Rn (Batlle-Aguilar *et al.*, 2014 ; Cartwright et Gilfedder, 2015 ; Cartwright *et al.*, 2011 ; Cook *et al.*, 2003 ; Lefebvre *et al.*, 2015 ; Martinez *et al.*, 2015), $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ (Meredith *et al.*, 2009), $\delta^{13}\text{C}$ (Meredith et Kuzara, 2012), and SF_6 (Cook *et al.*, 2006). ^{222}Rn is often used to investigate groundwater – surface water interactions because it is inert, ubiquitous, and can be easily measured both on-site and in the laboratory (Dulaiova *et al.*, 2005 ; Lefebvre *et al.*, 2013). Moreover, ^{222}Rn diffuses rapidly to the atmosphere when it reaches surface water, and a large gradient exists between groundwater and surface water end-members (Cable *et al.*, 1996 ; Cook, 2013). It is therefore a sensitive tool for the evaluation of groundwater discharge to rivers and streams.

In temperate climates, there is typically assumed to be direct contact between the aquifer and the river. However, groundwater often transits through the hyporheic zone beneath the streambed and the riparian zone before reaching the river (Figure 1-4). For many geochemical tracers, the hyporheic zone is a transition zone between groundwater and stream water end-members (Boulton *et al.*, 2010 ; Winter *et al.*, 1998). The hyporheic zone can be either a source (*i.e.* characterized by the production of ^{222}Rn depending on sediment properties) or a sink (*i.e.* characterized by flow to the river water or decay) of ^{222}Rn in groundwater before it is discharged to the stream. These processes have been documented in several studies (Batlle-Aguilar *et al.*, 2014 ; Cook *et al.*, 2006). The hyporheic zone has been extensively studied over the last decade, because it is a highly reactive zone where water quality can be significantly altered. However, few studies have focused on the role of the riparian zone in the quantification of inflows and in the geochemistry of stream water at a

watershed scale, especially when the riparian zone is occupied by wetland vegetation and soils. It is widely recognized that wetlands are important to the riparian ecosystem, providing habitats and food for a variety of species. They can often play a role in attenuating floods during high flows periods (Larocque *et al.*, 2016) and in sustaining river flows during dry periods (Bullock et Acreman, 2003). In small rivers, riparian wetlands can also control the quality of groundwater before it discharges to rivers through biological activity (Ranalli et Macalady, 2010). The part of groundwater flowing in riparian wetland by both surface and subsurface is defined here by interflows (Figure 1-4). The water dynamics within a wetland can alter the isotope content of the flowing water. For example, when groundwater flows through a riparian wetland, a portion of the ^{222}Rn can be degassed to the atmosphere due to the proximity of the interflow pathways to the surface. This must be considered in attempts to quantify groundwater discharge flow in rivers via wetlands at the watershed scale.

The objective of this research was to more specifically develop the use of ^{222}Rn as a groundwater tracer for small rivers in headwater catchments by including interflow received through wetlands. Stream water and its endmembers (*i.e.* groundwater, wetland seeps, and ponds) were sampled during low flows in September 2014. ^{222}Rn and stream flow, measured in situ, were used to constrain a mass balance approach. Nitrate and phosphate ions were analyzed to assess spatial trends or patterns in the quality of stream water. The method is tested on a small watershed with a high density of riparian wetlands, intensive human activity, and well-known hydrogeological properties, located in the southwest of the Paris Basin (France).

3.1.2 Study site

Located in the southwest of the Paris Basin, 15 km from Paris (France), the Rhodon stream is a headwater tributary of the Yvette River. With a course of approximately 10.5 km, it drains a watershed of 26 km² (Figure 3-1). By land use/land cover, the catchment is 30 % agriculture, 19 % urban areas, 41 % forest, and 10 % meadow, and is part of the Natural Regional Park of the Haute Vallée de Chevreuse (Figure 3-1a, European Union – SOeS, CORINE Land Cover, 2006; Büttner et al. 2007). Field crops (wheat, colza, and corn) and forests mainly dominate agriculture by deciduous trees, with oak-hornbeam forests and alder-beech forests prevailing on hillslopes and in valleys respectively. Wetlands (Figure 3-1b) are

composed of grasslands and humid forests. The main impact of urban areas on the water quality is from a waste water treatment plant (WWTP) located at the head of the stream. The WWTP is the source of the stream at present (Figure 3-1a) and treats waste water from 12 555 habitants (data from INSEE, 2012). Water treatment follows the classical steps, with the separation phases (filtration and oil-water separation) followed by biochemical and chemical oxidation (by the addition of FeCl_3). The WWTP effluents are monitored monthly and display a water chemistry dominated by dissolved organic carbon, ammonia, chloride, phosphate, and pesticides (WWTP administration, pers. comm.).

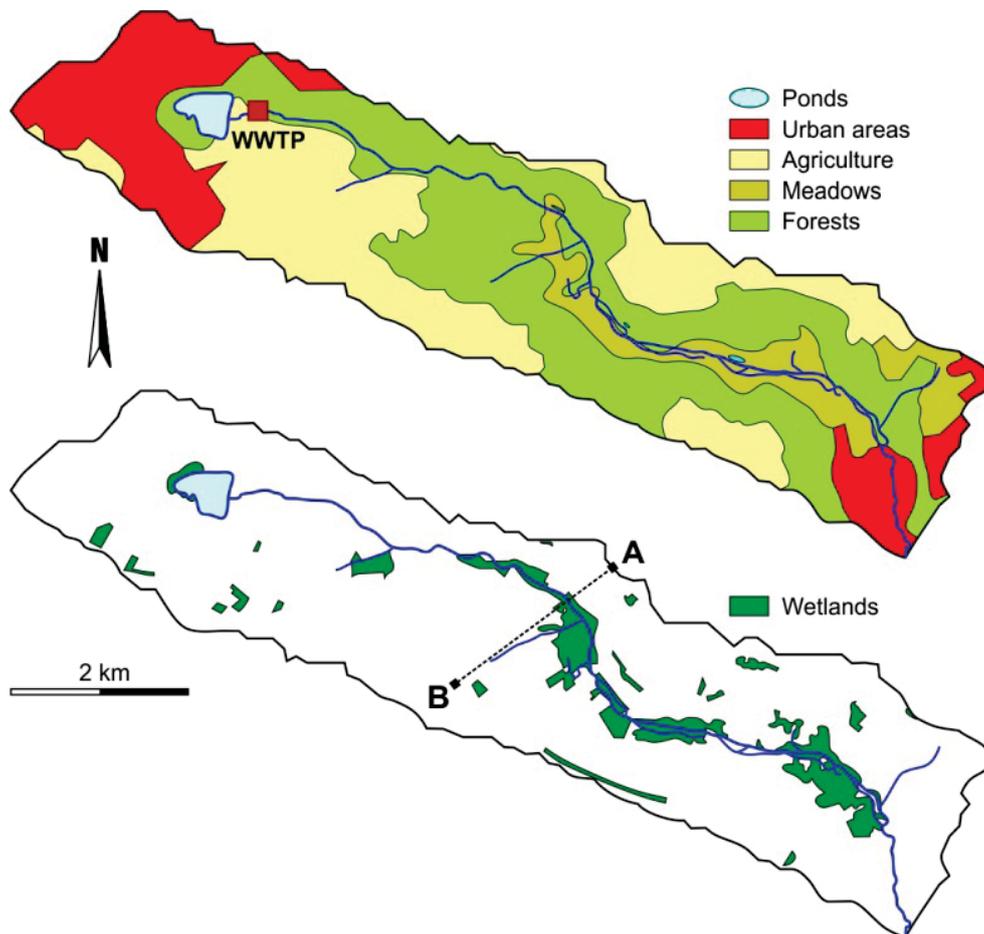


Figure 3-1 : Catchment of the Rhodon stream with (a) land use, and (b) wetland coverage represented; the dashed line corresponds to the cross section seen in Figure 3-2.

The altitude of the catchment ranges from 78 to 165 m, and the altitudinal gradient varies from 18 % for the left bank (northeastern hillslope) to 10 % for the right bank (southwestern hillslope; Figure 3-2). The catchment is dominated by plateaus (68 %) while hillslopes and valleys cover 13 % and 19 % of the catchment area respectively. With a mean thickness of

60 m and a saturated zone of approximately 40 m thick, the Fontainebleau sands aquifer sustains all streams of the upstream Yvette watershed (Rampon, 1965). The Fontainebleau sands aquifer is a well-known system on which many geochemical and hydraulic studies have been carried out (Bariteau, 1996 ; Corcho Alvarado *et al.*, 2009 ; Corcho Alvarado *et al.*, 2007 ; Schneider, 2005). Composed of 99 % quartz, its hydraulic conductivity varies between 10^{-6} and 10^{-4} m.s $^{-1}$ (Schneider, 2005). Groundwater ages vary from few years to 300 - 400 years (Corcho Alvarado *et al.*, 2007). The Fontainebleau sands are overlain by a thin layer of the altered Beauce Formation, composed of millstone and clay (Ménillet, 1988). Oligocene and Eocene marls form the lower boundary of the aquifer. In the valley, there is a heterogeneous layer of colluvium with low permeability on which the riparian wetlands are found.

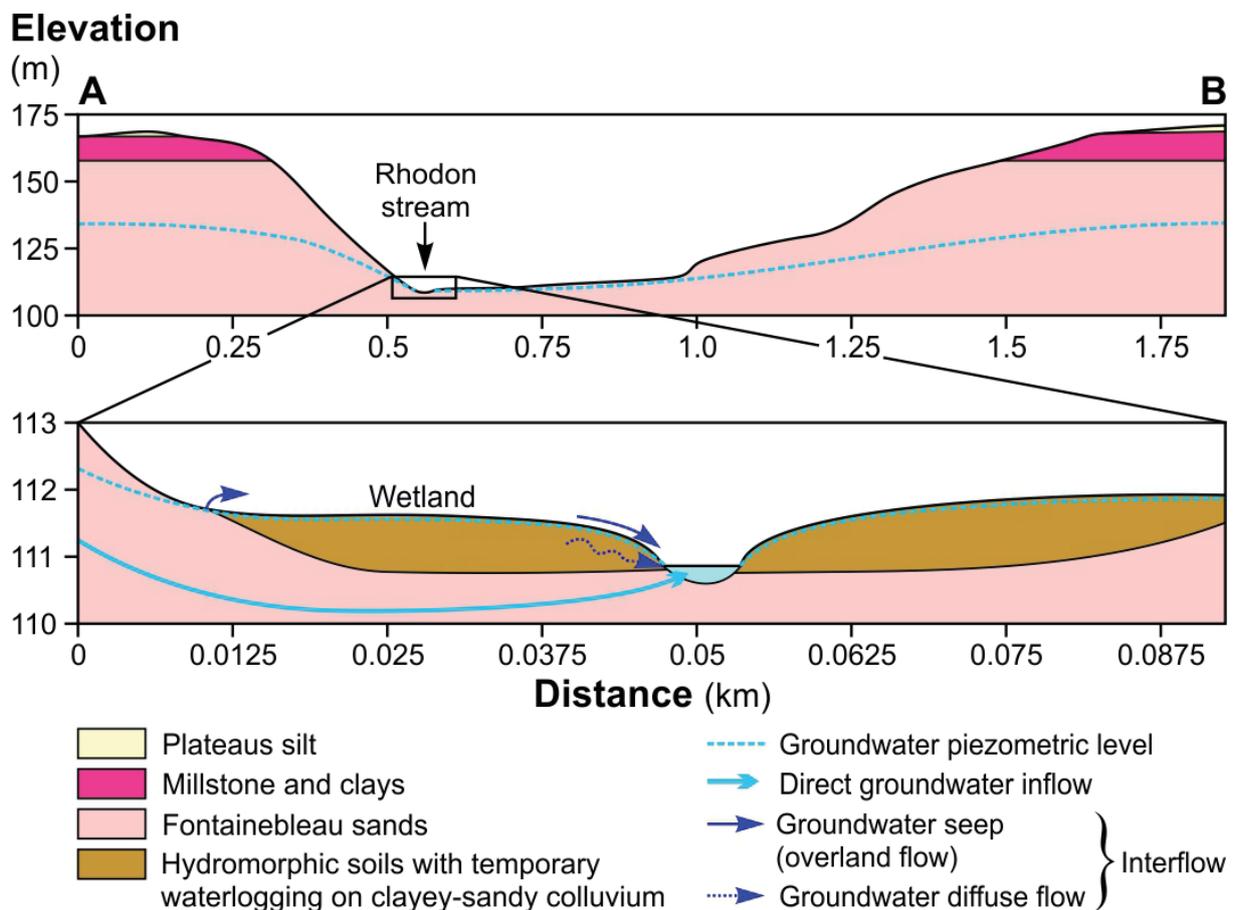


Figure 3-2 : Cross section of the Rhodon catchment with its hydrogeological context from the geological map 1/50000 of Rambouillet (BRGM, 1975).

The width of the Rhodon channel varies between 1.3 and 3.7 m, whereas measured depths vary between 0.07 and 0.37 m (Table 1). The annual mean discharge at the outlet is

$0.19 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. At low flows, the mean discharge of $0.070 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ is mainly contributed by groundwater, while the WWTP contributes 10 % of the total flow. Indeed, the WWTP has a mean annual daily discharge of $0.022 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, and at low flows this decreases to $0.016 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. The WWTP flows have a daily cycle, varying $\pm 30 \%$ around the daily mean value. The flow dynamic is classical for a temperate oceanic climate, with high flows during winter and low flows during the summer period (Figure 3-3a). The system responds rapidly to precipitation events, with only 3-5 days necessary for the streamflow to return to baseflow conditions (Figure 3-3b), with the daily variation in baseflow due to the daily cycling of the WWTP discharge. During the sampling campaign, the WWTP flow was only $0.006 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, likely corresponding to the minimum flow rate of the day. The regional piezometric map indicates general groundwater flow from West to East (Rampon, 1965). In the NW to SE-oriented catchment, the local flow directions of the right hillslope follow the regional trend, whereas the local flow directions of the left hillslope are in the opposite direction. Comparison between the geological and the piezometric maps highlights that in the first 2 km of the stream course, the groundwater level is few meters below the streambed. However, from the spring to 1.5 km, the streambed is not – or is poorly – connected to the aquifer due to clay formations. Between 1.5 and 2 km, the stream feeds the groundwater. From 2 km to the outlet, the aquifer flows into the river and the streamflow increases without the presence of any major tributary.

Along the course of the stream, evidence of groundwater seepage from springs sustaining the presence of wetlands has been observed in 40 locations. These flows occur as a result of the slope break between the hillsides and the valley, where groundwater flow is blocked by the low permeability colluviums (Figure 3-2). Most of these flows cannot be measured precisely because they are diffuse or characterized by very low flow rates ($Q \leq 0.002 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). The groundwater flow transiting in the wetlands can flow on the surface as overland flow, or immediately below the surface in the wetland as diffuse flow, as describe by Dahl *et al.* (2007). Because these flow paths are usually difficult to distinguish (and sometimes both are present), they are considered together here as interflows. Moreover, a few ponds have been created in the valley in the past centuries to drain the wetlands. These ponds are sustained by the aquifer and generally discharge into the stream. Among them, three ponds have significant

discharge flows that have to be taken into account as interflows in the modeling approach (see Figure 3-1).

The climate throughout the study area is oceanic and temperate, the mean annual precipitation is approximately 700 mm, and the mean annual temperature is approximately 10.5°C (Météo_France, 2014). Recharge generally occurs between November and March (Schneider, 2005). The estimated recharge rate ranges between 100 and 150 mm.yr⁻¹ (Corcho Alvarado *et al.*, 2007 ; Schneider, 2005).

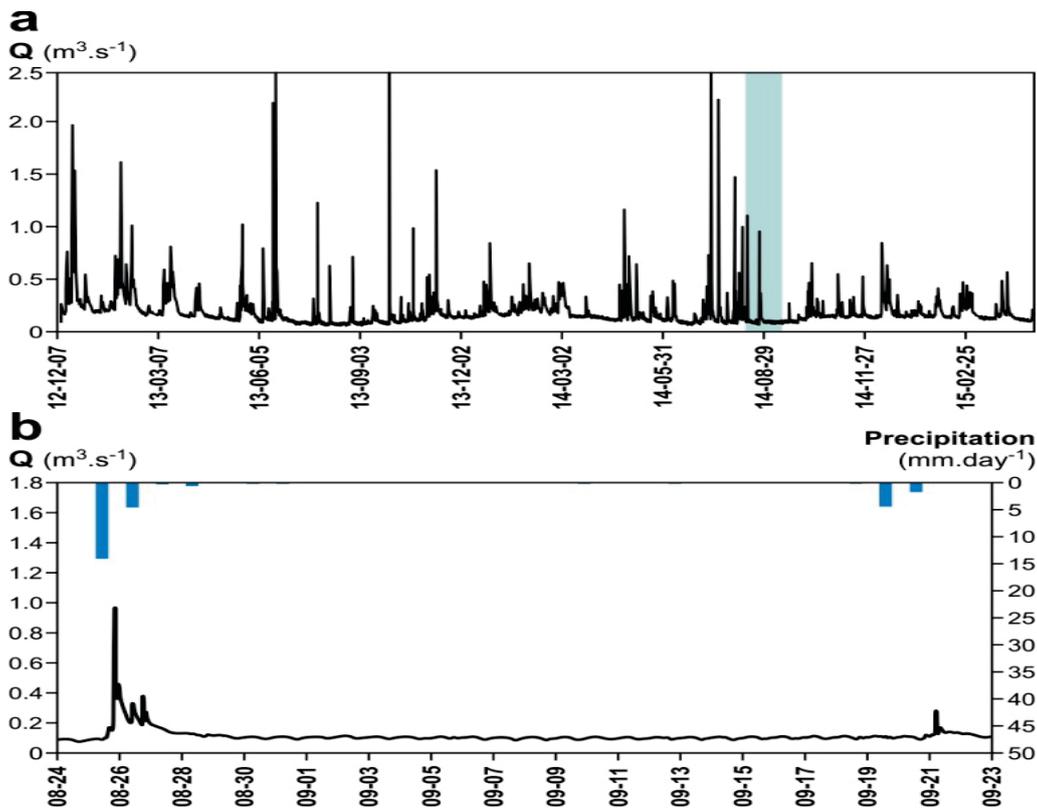


Figure 3-3 : Rhodon stream hydrograph at the Saint-Rémy-les-Chevreuse outlet: (a) precipitation from December 2012 to March 2015, and (b) precipitation and discharge during the field work between August and September 2014.

3.1.3 Material and methods

- *Field work*

The field sampling campaign took place September 8-9 2014, during low flows after two weeks without any rain events (Figure 3-3b). From the spring to the outlet, 14 stations were sampled in one day (Figure 3-4). To constrain the ²²²Rn activity of groundwater discharging

through the streambed, six ceramic cups (SDEC, model SPS 200) were installed in the streambed at 1 m depth. Each ceramic cup collects 500 mL of water, which were used for ^{222}Rn and anion analyses.

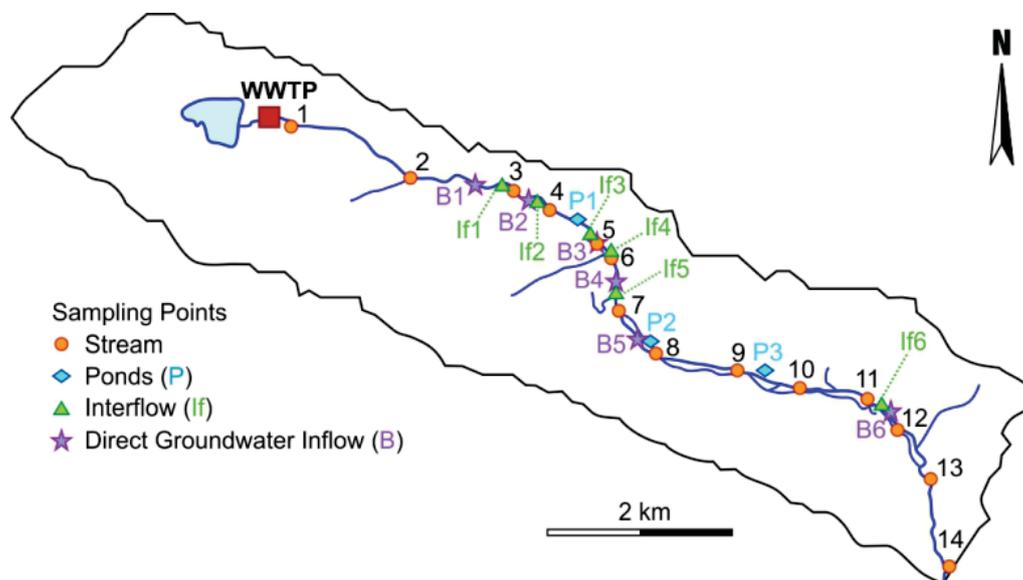


Figure 3-4 : Sampling stations along the Rhodon stream.

At each station, stream flow, ^{222}Rn , pH, electrical conductivity (EC), and water temperature were measured, and water samples were taken for alkalinity and anion analyses. Flow rates (Q) were measured with the velocity-area method using a micro-velocimeter (Sebahydrrometrie; error between 5 and 10 %). EC (normalized at 25°C), pH, and temperature were measured with portable electrodes (WTW 330i; error of $10 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, 0.05, and 0.1°C respectively). ^{222}Rn activity (mean error 5 %) was measured with a portable Rad-7 counter, coupled with a Rad-Aqua degassing cell, produced by Durrige (Dulaiova *et al.*, 2005), except for groundwater that was sampled in 250 mL glass bottles and measured with liquid scintillation counting at the GEOTOP Laboratory (UQAM) in Montreal (Canada). Water was sampled using a pump (SDEC, 12V mini-twister pump) submerged in the middle of the stream section, and samples were stored in 10 mL glass bottles without headspace for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ analyses, and in 60 mL Nalgene bottles for major ion analyses. The second day of the campaign, the six largest tributaries (with $Q < 0.002 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) and the outlets of the three ponds discharging into the stream were sampled following the same protocol as for the first day. The discharge of the ponds was measured using the same method as that used for stream flow. ^{18}O and ^2H contents were measured with a Laser Water Isotope Analyzer (OA-ICOS, LGR

DLT100) at the GEOPS laboratory, France (errors: 0.2 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 1 ‰ for $\delta^2\text{H}$). Anion concentrations (NO_3^- and PO_4^{3-}) were measured by liquid chromatography (Dionex ICS-1000; error < 10 %) at the GEOPS laboratory.

- **Modeling approach**

The ^{222}Rn modeling approach has previously been well constrained for large and small rivers using the equation of (Cook *et al.*, 2003) :

$$Q \frac{\partial c}{\partial x} = I(c_i - c) + wEc - kw(c - c_a) - dw\lambda c + \frac{wh\theta(\gamma - \lambda c)}{1 + \lambda t_h} \quad \text{Équation 23}$$

Where:

Q is the stream flow rate ($\text{m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$), c is the radon activity within the stream ($\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$), x is the distance in the direction of flow (m), c_i is the radon activity in groundwater ($\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$), I is the groundwater inflow per unit of river length ($\text{m}^2 \cdot \text{day}^{-1}$), w is the mean width of the stream (m), E is the evaporation rate (m/day), k is the gas transfer velocity of radon ($\text{m} \cdot \text{day}^{-1}$), c_a is the radon within the atmosphere ($\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$), d is the mean depth of the stream (m), λ is the radioactive decay constant (day^{-1}), h is the thickness of the hyporheic zone (m), θ is the porosity, γ is the radon production rate within the hyporheic zone ($\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{day}^{-1}$), and λ_{th} is the mean residence time in the hyporheic zone (day^{-1}).

In this study, evaporation and water fluxes from the hyporheic zone have been removed from the equation. Stream evaporation has been ignored, because this process is generally not significant in a temperate oceanic climate. This is consistent with the longitudinal evolution of the stable isotopes of water in the river, which does not show any evaporation pattern (Figure 3-5). While in previous studies, the possible ^{222}Rn production in the direct groundwater inflow from the hyporheic zone was not measured *in situ* (Cook *et al.*, 2006 ; McCallum *et al.*, 2012), it is implicitly considered here through the use of specific sampling in ceramic cups within the river bed. The hyporheic zone contribution in terms of Rn is taken directly into account in the activity of the groundwater (c_i).

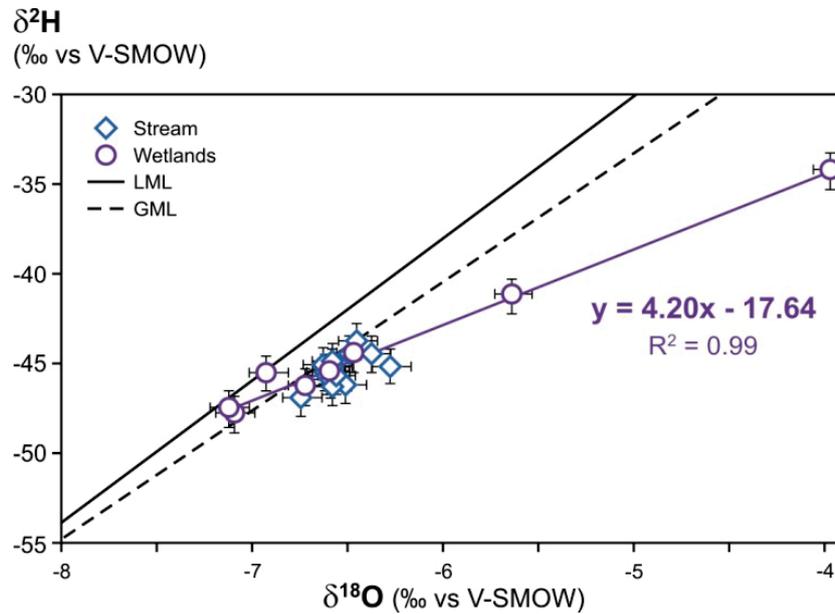


Figure 3-5 : Isotopic compositions of stream water and wetlands water. Error bars correspond to the analytical uncertainty at 1σ . The purple line corresponds to the evaporation trend of the wetland samples. The global meteoric line (black line) is defined by Craig's equation (Craig, 1957), whereas the local meteoric line (dashed black line) has been obtained from 12 years of fortnightly data collect at the GEOPS laboratory (Barbecot F., pers. Comm).

To represent flow within wetlands, a new parameter was added to the equation. To do this, groundwater inflow was divided into direct groundwater inflow (DGI) and interflow (IF) (Équation 24).

$$\frac{dQc}{dx} = q_{DGI} * c_{DGI} + q_{IF} * c_{IF} + \frac{D(c_a - c) * w}{d_l} - dw\lambda c \quad \text{Équation 24}$$

Where:

q_{DGI} is the direct groundwater inflow to the river ($m^2 \cdot s^{-1}$), q_{IF} is the interflow ($m^2 \cdot s^{-1}$), the sum of the q_{DGI} and q_{IF} represents the total groundwater inflow to the river, as measured during the sampling campaign, c_{DGI} is the radon activity in the direct groundwater inflow to the river (measured in the ceramic cups; $Bq \cdot m^{-3}$), c_{IF} is the radon activity in the interflow at the wetland outlet (measured at the outlets of the largest tributaries, represented by green triangles in Fig. 5; $Bq \cdot m^{-3}$), D is the diffusion coefficient of radon ($m^2 \cdot s^{-1}$), and d_l is the thickness of the diffusive layer (m).

Here, the gas transfer velocity, k , is replaced by the ratio D/d_l in order to better constrain the degassing process. Indeed, k has a wide range of values depending on several parameters, such as the diffusive coefficient of the gas considered (D), the wind velocity, and the turbidity of the stream water. Since the ^{222}Rn diffusive coefficient, D , is known for water

temperature from 0°C to 30°C (Broecker et Peng, 1974), it has been easily included in the equation. All other parameters influencing the degassing rate were accounted for in the thickness of the diffusive layer (d_i), and are as described in Équation 23.

The sets of parameters used in the simulation are listed in Tables 1 and 2. ^{222}Rn activity in groundwater has been measured *in situ* at different sites (purple stars in Figure 3-4), and the average value is used as c_{DGI} . ^{222}Rn activity in the interflow has also been measured at several sites (green triangles in Figure 3-4), and the average value is used as c_{IF} . The thickness of the diffusive layer is set to $3.21 \cdot 10^{-5}$ m (*i.e.* the value found for a very similar small river of northern France, Lefebvre et al., 2015). Finally, the stream is discretized into thirteen reaches determined by the sampling stations, which have been further discretized into 20 m subsections for calculation purposes.

Table 1 : Set of parameter used for the modeling approach

Parameter	Symbol	Value	Units	Source of data
A ^{222}Rn of baseflow	C_{BF}	21200	$\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$	<i>measured</i>
A ^{222}Rn of interflow	C_{IF}	2310	$\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$	<i>measured</i>
Diffusion coefficient of ^{222}Rn	D	1.10E-09	$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$	<i>from Broecker and Peng 1974</i>
A ^{222}Rn of the atmosphere	C_{a}	0	$\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$	<i>from Cook et al., 2003</i>
Thickness of the diffusive layer	d	3.21E-05	m	<i>from Lefebvre et al., 2015</i>
River width	w	see table 2	m	<i>measured</i>
River depth	d_e	see table 2	m	<i>measured</i>
Radioactive decay constant of ^{222}Rn	λ	2.09E-06	s^{-1}	

The model is calibrated to reproduce the longitudinal profiles of the overall stream flow and ^{222}Rn activity in the stream using the chi-square (χ^2) as a calibration objective (Équation 25). Because both q_{DGI} and q_{IF} are unknowns in Équation 23, the calibration parameter is the ratio of these two parameters for each stream segment.

$$\chi^2 = \sum \frac{(V_m - V_s)^2}{e} \quad \text{Équation 25}$$

where:

V_m is the measured ^{222}Rn activity in the stream ($\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$), V_s is the simulated ^{222}Rn activity in the stream ($\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$), and e is the standard error of the measurement ($\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$).

A sensitivity analysis of the model to variations in the q_{DGI} , q_{IF} , and c_{DGI} parameters was performed with different combinations of the parameters, varying each from -50 % to +50 % of the best fit value.

3.1.4 Results

- ***Flow rates, water chemistry, and ^{222}Rn activity***

From the spring to the outlet, stream flow increases from $0.006 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ to $0.079 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Figure 3-6a). These flow rates correspond to a WWTP input equal to 5 % of the total stream flow, with groundwater contributing the remaining 95 %, from which 7 % corresponds to ponds. The streamflow measurements show that there are two major groundwater contribution areas along the stream: between 2.4 and 4.5 km, and between 9 and 10.5 km. In the stream, the ^{222}Rn activities vary between 0 and $2.31 \cdot 10^3 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-3}$. A ^{222}Rn peak marks the first contributing section, indicating a substantial local discharge of direct groundwater through the riverbed (DGI). This corresponds with the direct connection between the aquifer and the streambed observed on the geological map. The second section has lower ^{222}Rn activities, in agreement with a subsurface inflow at the boundary between the base of the aquifer and the impermeable marl layer.

The substantial groundwater inflow in the first section is well illustrated by the EC and pH profiles (Figure 3-6b). The WWTP effluent has high EC and pH values (EC $1250 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, pH 7.8; Table 2). The decrease of these two parameters indicates the dilution of the WWTP signal by groundwater inflow until a plateau at $700 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ for the EC at 4 km from the spring. The minimum pH (7.7) is reached before a plateau at 8.1. This plateau is related to the equilibrium trend with the atmospheric CO_2 partial pressure (Lefebvre *et al.*, 2015).

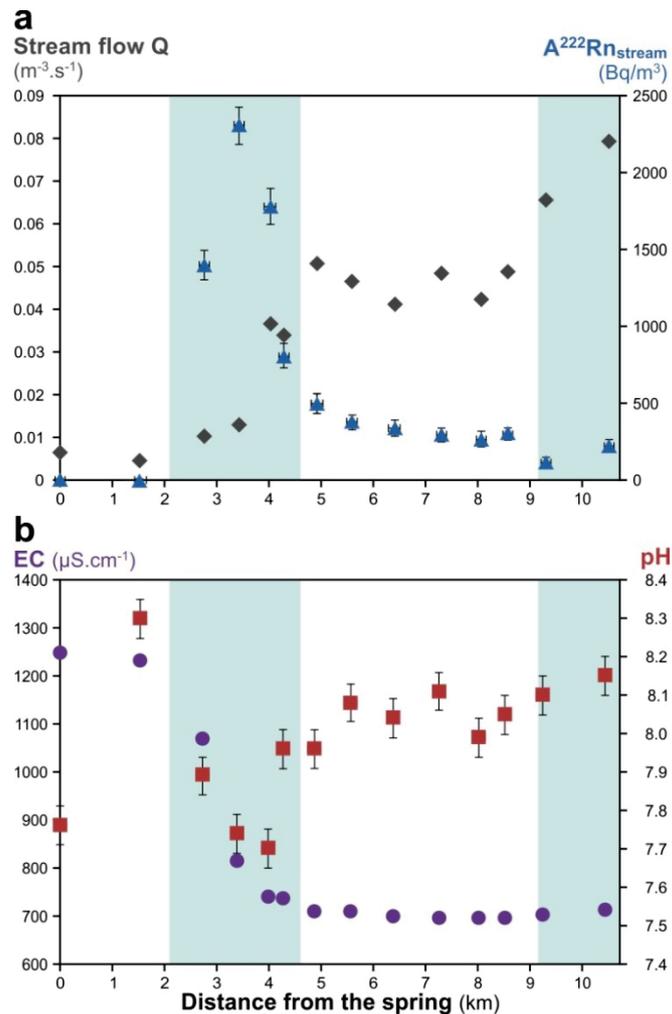


Figure 3-6 : Longitudinal profiles of (a) stream flow (grey diamonds) and ^{222}Rn activity in the stream (blue triangles), and (b) the electrical conductivity (purple circles) and the pH (red squares) of stream water. Grey boxes correspond to the most substantial groundwater contribution areas.

Nitrate concentrations vary from 12 to 24 mg.L^{-1} in the stream, whereas PO_4^{3-} concentrations vary from 0 to 13 mg.L^{-1} (Table 2). The results show generally high NO_3^- concentrations in the water samples from the ceramic cups (direct groundwater inflow; 0 to 28 mg.L^{-1}) and from the outlet of six groundwater seepages into riparian wetlands (interflow; 15 to 41 mg.L^{-1}). From the spring to 6 km downstream, NO_3^- concentrations remain constant. From 6 km to the outlet, a slow decrease of NO_3^- concentrations can be observed. This is consistent with the evolution of direct groundwater inflows, which has low NO_3^- in this second part of the stream. Conversely, the PO_4^{3-} dynamic in the catchment is clearer. Except for one sample, groundwater samples and interflows samples are PO_4^{3-} free. In the first four kilometers of the

stream, the large decrease in PO_4^{3-} concentrations in the stream is due to groundwater dilution. Between 4 km from the spring and the outlet, no PO_4^{3-} is measured in the stream at all.

Table 2 : Physio-chemical measurements of sampled stream sites

ID	Distance from the spring km	pH	CE (norm. 25°C)	T °C	Q $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$	^{222}Rn Bq.m^{-3}	NO_3^- mg.L^{-1}	PO_4^{3-} mg.L^{-1}	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	w m	d_i m
			$\mu\text{S.cm}^{-1}$									
S1	0	7.8	1249	20.3	0.006	0	12	13	-45.2	-6.3	1.8	0.17
S2	1.5	8.3	1230	17.6	0.004	0	21	12	-43.8	-6.4	1.9	0.13
S3	2.7	7.9	1067	15.4	0.010	1400	22	11	-44.5	-6.5	1.3	0.08
S4	3.4	7.7	814	14.5	0.013	2310	19	7	-45.6	-6.6	1.3	0.37
S5	4.0	7.7	737	15.3	0.036	1780	21	0	-44.5	-6.4	2.0	0.19
S6	4.3	8.0	735	15.4	0.034	809	23	2	-46.3	-6.5	1.9	0.07
S7	4.9	8.0	707	15.8	0.051	496	19	0	-45.8	-6.6	1.3	0.11
S8	5.6	8.1	708	16.8	0.046	377	21	3	-47.0	-6.7	1.9	0.25
S9	6.4	8.0	698	16.9	0.041	335	19	0	-46.0	-6.6	2.9	0.18
S10	7.3	8.1	696	17.5	0.048	297	18	0	-46.4	-6.6	2.8	0.25
S11	8.0	8.0	693	17.7	0.042	267	17	0	-45.2	-6.6	2.5	0.37
S12	8.5	8.1	696	17.8	0.049	306	17	0	-45.1	-6.6	2.1	0.27
S13	9.3	8.1	701	17.7	0.066	120	17	0	-45.8	-6.6	3.7	0.13
S14	10.5	8.2	711	17.5	0.079	223	19	0	-44.9	-6.6	2.8	0.19

Table 3 : Physio-chemical measurements of interflows and sampled direct groundwater flows

ID	Distance from the spring km	pH	CE (norm. 25°C)	T °C	Q $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$	^{222}Rn Bq.m^{-3}	NO_3^- mg.L^{-1}	PO_4^{3-} mg.L^{-1}	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
			$\mu\text{S.cm}^{-1}$							
IF1	2.7	8.1	695	14.6	n.d	200	15	0	-47.9	-7.1
IF2	3.1	7.4	534	12.1	0.001	7800	23	0	-45.6	-6.9
IF3	3.8	8.0	626	14	n.d	n.d	30	0	-46.4	-6.7
IF4	4.0	8.1	599	13.2	0.002	300	41	0	-45.6	-6.6
IF5	4.4	7.3	639	12.7	n.d	5700	28	0	-47.6	-7.1
P1	3.7	7.7	708	15.9	0.002	2800	20	0	-44.5	-6.5
P2	5.6	8.5	528	21.3	0.001	500	4	0	-41.3	-5.6
P3	6.3	8.6	573	22.4	0.003	400	6	0	-34.3	-4.0
B1	2.6	7.8	535	12.1	n.d	16475	23	0	-46.3	-6.5
B2	2.6	7.9	602	13.5	n.d	35474	28	0	-42.1	-5.8
B3	3.2	7.1	511	15.5	n.d	20864	0	0	-49.1	-7.3
B4	4.3	7.6	560	15.8	n.d	19739	4	4	-49.8	-7.2
B5	4.7	7.2	542	13.5	n.d	21366	5	0	-46.6	-7.0
B6	7.9	7.8	634	15.2	n.d	13180	4	0	-50.2	-7.3

- ***Modeling results***

Results show that proportions of 83 % of the groundwater inflowing as interflow and 17 % of the groundwater inflowing from the aquifer minimizes the χ^2 criterion (Figure 3-7). In the first contributing section, 66 % of the groundwater inflow comes from direct flow and 34 % comes from interflow. However, changes occur rapidly at the end of the section (after 3.3 km), with 85 % of the groundwater inflowing from interflow and 15 % from the aquifer. Between 5 and 9 km from the spring, there is only a slow increase of stream flow, with the discharge of two ponds, the first located upstream, at 4 km from the spring. The contributions of these three ponds correspond to 7 % of the total inflow over the entire catchment. Created by human activities because of the high groundwater discharge in the riparian zones, the ponds are continuously supplied by groundwater and have a similar signature to the interflows observed in the riparian wetlands. In the second contributing section, 98 % of groundwater discharge comes from interflows. This result is consistent with the fact that in this area, the streambed is at a lower altitude than the base of the aquifer. Groundwater discharge can only occur by springs at the limit between hillslopes and wetlands.

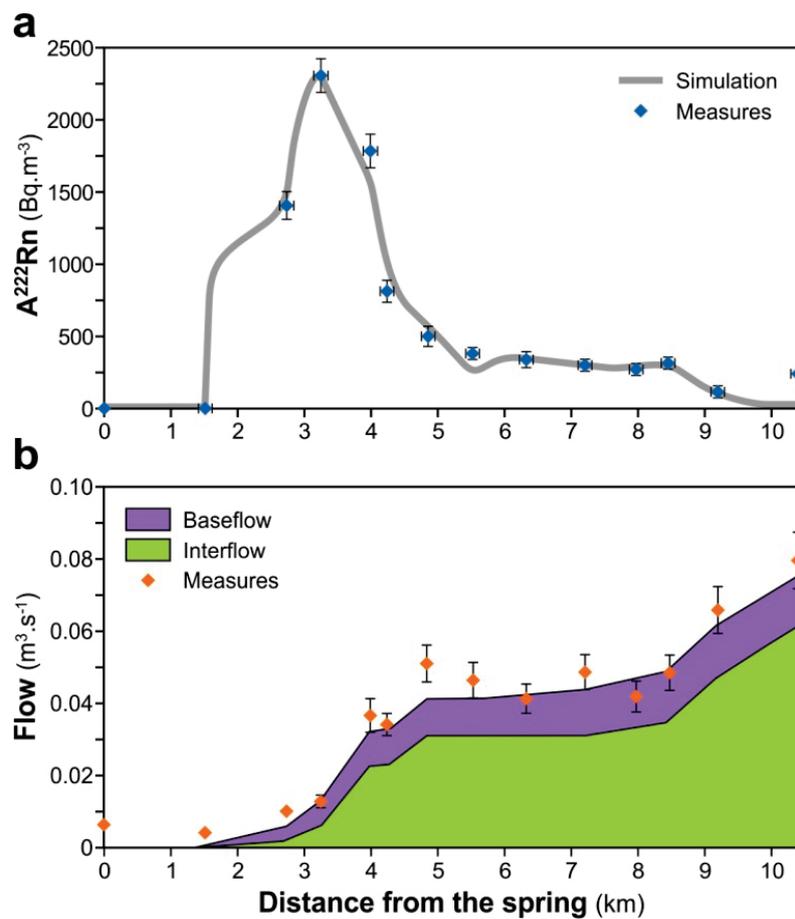


Figure 3-7 : Measured and simulated ^{222}Rn activities along the stream (a), and measured flow rates, with modeled direct groundwater contribution (baseflow) to the river and interflow (b). Error bars represent 1σ error from the analytical and field methods.

3.1.5 Discussion

- **Model sensitivity to ^{222}Rn activities and groundwater inflow**

The good fit between the measured data and the model results (Figure 3-7) supports the proposed conceptual model of the system, with a bimodal discharge of groundwater by (i) direct groundwater inflow and (ii) interflow as a meaningful solution with regards to the geomorphological context, the distribution of wetlands, and the large amount of groundwater seepage. However, the modeling approach could be improved by testing some of the underlying assumptions and implementing complementary investigations. For example, the diffusion process, which is assumed here to have a constant velocity along the stream, could be better constrained using an artificial tracer test, such as SF_6 injection (Cook *et al.*, 2006). Another source of uncertainty is the part of interflow that transits through the wetland

sediments (*i.e.* diffuse flows). Here, it is assumed that this flow is negligible because of the low sedimentary permeability and the large amount of seepage in the wetland surface. However, if the diffuse flow path becomes significant, the modeling results could be affected because the ^{222}Rn activity of water inside the wetlands will be higher than that of the seepage. In this case, it would be useful to instrument a riparian wetland with mini-piezometers to test the sediment permeability, and to model a range of possible contributions to the diffuse flows in the total interflows.

To determine the sensitivity of this approach, simulations were repeated for different values of c_{DGI} , c_{IF} , and q_{DGI} for a constant total groundwater inflow. These variables were changed one-by-one from -50 % to + 50 % of the best fit values. The χ^2 was recalculated for each variation of the three parameters following model optimization (Figure 3-8a). The best contribution of direct groundwater inflow calculated with the different sets of c_{IF} and c_{DGI} is illustrated in figure 3-9b.

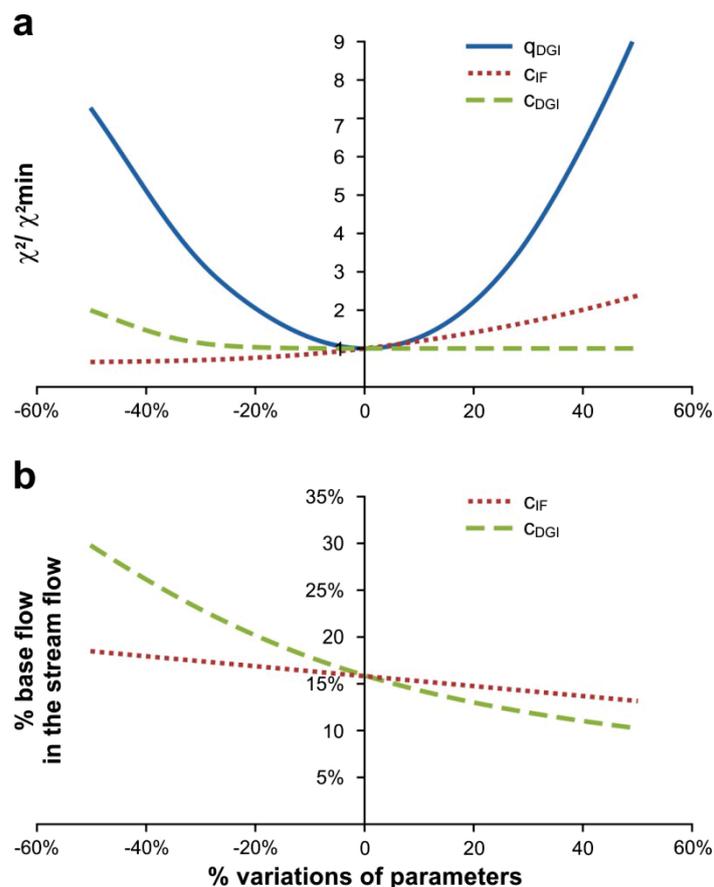


Figure 3-8 : Sensitivity analysis of the model: (a) evolution of the χ^2 with respect to the variation of c_{DGI} , c_{IF} and q_{DGI} , and (b) evolution of the proportion of the direct groundwater contribution in the optimized simulations with varied c_{DGI} and c_{IF} .

This analysis shows that slightly varying each parameter ($\pm 10\%$) does not significantly influence the modeling results (Figure 3-8). Because c_{IF} is almost ten times smaller than c_{DGI} ($c_{DGI}/c_{IF} = 9.18$), varying these parameters has only a small impact on the quality of the modeling results compared to q_{DGI} (Figure 3-8a). This is true even though the total inflow from direct groundwater flow is much smaller than that from interflow. From the measurements on the ceramic cup samples, c_{DGI} has been found to vary between -35% and $+35\%$ around the mean value used in the model. This range of c_{DGI} variation is offset by the variation of q_{DGI} , which ranges between 12% and 23% of the total stream flow. The best-fit value of q_{DGI} is then $16\% \pm 6\%$. With error between 5 and 10% for the stream flow measurements, the model results are considered to be accurate and reliable.

From this sensitivity analysis, it appears that (i) a variation of 10% for each parameter does not affect the calibration results, (ii) the modeling approach is not very sensitive to c_{IF} and c_{DGI} variations, (iii) a fluctuation of 30% in c_{BF} generates a 4% variation in groundwater flow assigned to q_{BF} , and (iv) the model error on the q_{DGI} calculation resulting from the spatial variations of c_{DGI} is on the same order of magnitude as the errors of stream flow measurements.

- ***Link between groundwater inflow and the quality of stream water***

Along the stream, a net improvement in water quality is observed (Figure 3-9). Although the WWTP effluent at the spring is generally enriched in both PO_4^{3-} and nitrogen compounds, the combination of direct groundwater inflow and interflow allows for a rapid dilution of PO_4^{3-} , although the decrease in NO_3^- concentrations is less dramatic. Analytical results of direct groundwater inflow and interflow samples show that neither of these flows has PO_4^{3-} above the detection limit (*i.e.* a proxy for none), whereas their NO_3^- concentrations continue to vary along the stream (*i.e.* from 0 to 42 mg.L^{-1} , reflecting characteristics of the catchment (Table 3).

The variability in direct groundwater inflow chemistry could be attributed to several factors. First, the variability of groundwater quality discharging to the stream may be due to the range of residence times from the top to the base of the saturated aquifer (Corcho Alvarado *et al.*, 2009). It is assumed that groundwater pollution by nutrients is recent, and that water more than 100 years old (*i.e.* older than the development of intensive agriculture) will be poor in

nutriments. Another explanation of this variability could be the diversity of land uses in the watershed. Indeed, agricultural zones (mainly traditional, with less than 2.5 % of the area managed with organic practices), developed rural areas (with road networks and private yards or gardens), urban areas, and natural zones will leach different amounts of nutrients and pollutants into groundwater (Billen *et al.*, 2007b ; Garnier *et al.*, 2014).

NO_3^- concentrations of interflows measured here vary from 14.5 to 42 mg.L^{-1} (Table 3). This is likely explained by the spatial heterogeneity of flows in riparian wetlands (Hefting *et al.*, 2006). Flow can occur either through wetland sediments as diffuse paths or as water seeping at the surface of the wetland as an overland flow path. The large range of denitrification rates within wetlands reported in the literature is explained by the variability of wetlands properties and structures, such as organic matter contents and hydraulic conductivity (Hattermann *et al.*, 2006). The best conditions for a high denitrification rate are (i) anaerobic conditions, (ii) pH values between 5.5 and 8, and (iii) a large amount of electron donors as organic matter (Rivett *et al.*, 2008). Moreover, the slower the transit of the water, the higher is the degree of NO_3^- removal. Measurements performed in wetland pore water show neutral pH (between 6.8 and 7.4) and no NO_3^- , which reflect denitrification processes. In wetlands where there are many groundwater seeps, the efficiency of NO_3^- removal decreases significantly (Ranalli et Macalady, 2010). Denitrification processes may therefore not significantly affect seepage water. Here, with a mean NO_3^- concentration of 27 mg.L^{-1} , interflow does not seem to improve the N-quality of the stream. Obviously sampling major overland flows in wetlands does not represent the total quality of the interflows discharging into the stream. Results are consistent with the proportions of inflows optimized in the model, where the improvement in stream water quality, considering NO_3^- and PO_4^{3-} , cannot only be due to direct groundwater inflow to the river. It seems that diffuse flow paths through wetland sediments must have an impact on the water quality. Further investigation is needed to quantify the proportion of interflow, which follows this path before discharging into the stream.

The evolution of stream water quality could also be explained by processes in the hyporheic zone. Indeed, many studies have shown that denitrification can occur in hyporheic zones (Buss *et al.*, 2009 ; Harvey *et al.*, 2013 ; Zarnetske *et al.*, 2011), and that hyporheic exchanges with stream water can be much higher than exchanges between groundwater and stream water (see review of Cranswick et Cook, 2015). Vertical profiles within the streambed,

such as described by Cranswick *et al.* (2014), could help to solve this issue, at least in the second part of the stream course studied here.

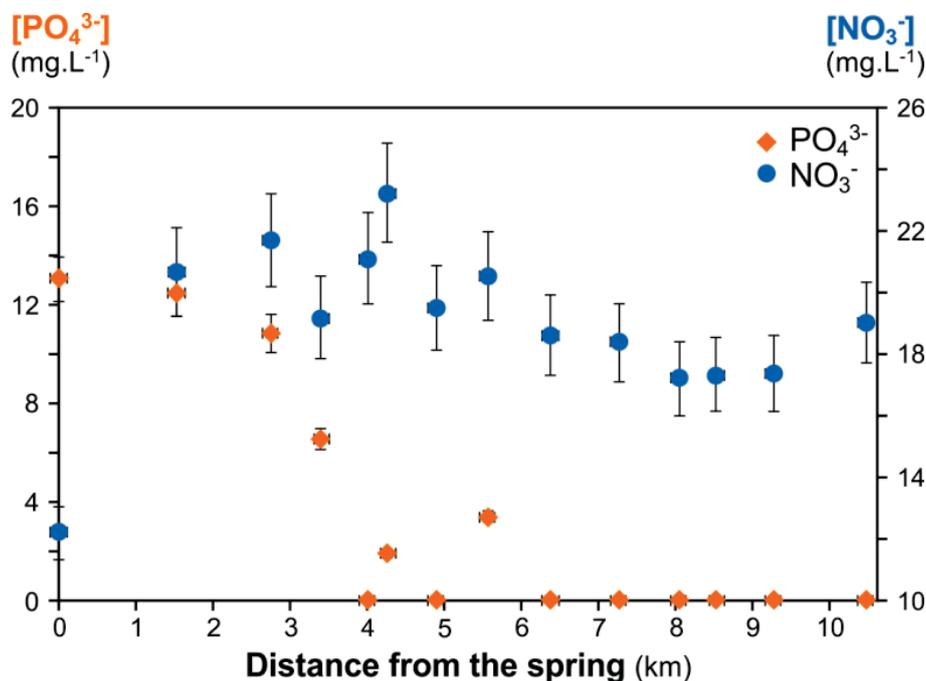


Figure 3-9 : Measured nitrate (blue circles) and phosphate (orange diamonds) concentrations in the stream as a function of the distance of the spring (*i.e.* of the WWTP).

3.1.6 Conclusion

The objective of this research was to quantify the proportion of groundwater that discharges into a stream as interflow, after transiting in riparian wetlands. To attain this objective, a ²²²Rn mass balance model was used to differentiate interflow from direct groundwater flow, and to calculate their respective proportions in a small headwater basin located south of Paris (France). The assessment of nutrient (PO₄³⁻ and NO₃⁻) spatial distributions allowed the role of groundwater flow paths on the evolution of stream quality to be determined. However, because of their importance in water resource management and in pollution prevention, the quantification of groundwater discharge and the distinction of the different flow paths are themselves essential.

The combination of stream flows and ²²²Rn activities provides an overview of interflow and direct groundwater inflow to the river with a satisfactory spatial resolution. The results show that 83 % of groundwater inflow to the Rhodon stream is from interflows flowing through riparian wetlands. It is then demonstrated that disperse wetlands are of great

importance for river flow quality. Although direct groundwater inflow predominates in the upstream part of the first contributing section, it rapidly becomes less important relative to interflows. These results illustrate the complexity of water and nutrient dynamics in a headwater catchment area, despite its small size and quite simple geological context.

This study shows the importance of constraining groundwater flow paths in order to manage watersheds from small to large scales. However, some issues remain to be addressed in quantifying the proportion of interflows, which flow through wetlands sediments as diffuse flows, where contaminant concentrations can be attenuated by redox processes such as denitrification. The method described in this paper can be used in other small streams in headwater contexts, where the bimodal discharge of groundwater is related to the presence of a large amount of riparian wetlands. Moreover, the explanation of the real impact of diffuse flows requires further investigation, including the implementation of piezometers inside wetlands to collect water and measure nutrients concentrations and redox potential at different depths.

3.2 Les zones humides

Les zones humides sont présentes en grand nombre sur les zones riveraines du Rhodon (chap. 3.1 ; Figure 3-1). Des forêts humides (aulnaies-chênaies) et des roselières se trouvent majoritairement en rive gauche tandis que la rive droite plus large est principalement constituée de prairies humides. La modélisation a permis de déterminer que sur les 95 % du débit du Rhodon issu des eaux de nappes, 83 % de l'eau transite par les zones humides (*i.e.* 79 % du débit total de la rivière), ce qui renforce l'intérêt d'étudier l'évolution de la qualité de l'eau au sein de ces milieux. La méthodologie communément utilisée pour étudier les flux dans les zones riveraines est d'équiper des transects perpendiculaires à la rivière avec des piézomètres (Banaszuk *et al.*, 2005 ; Hefting *et al.*, 2006 ; Jacks et Norrström, 2004). Cette méthodologie, plus souvent employée pour étudier une seule zone humide en particulier est très peu appliquée à l'échelle d'une rivière entière car cela nécessiterait une instrumentation trop lourde. Afin d'obtenir une information, même sommaire, tout au long du cours d'eau, la démarche suivie a donc été optimisée pour donner une première image de l'activité des milieux humides avec un minimum de points étudiés.

3.2.1 Caractéristiques des sites étudiés

- ***Localisation, profils sédimentaires et instrumentation***

Seule la rive gauche a été instrumentée suivant des transects perpendiculaires à la rivière. En effet, le nombre de résurgences y est plus important et le fond de vallée y est plus étroit, ce qui mène probablement à des temps de séjour de l'eau souterraine plus courts (Figure 3-10). De plus, la dissymétrie du fond de vallée du Rhodon, typique de l'évolution des rivières en rive gauche de l'Yvette, a déjà été constatée d'un point de vue topographique (chap 3.1 ; Figure 3-2). Au niveau hydrogéologique, une étude portée sur la prairie humide de la Gravelle, située en rive droite du Rhodon, a permis de mettre en évidence la présence de plusieurs mètres de colluvions argileux imperméables au-dessus de l'aquifère (Gillon, comm. pers.). La nappe est donc captive sur ce côté de la rivière, limitant l'interaction entre la zone humide alimentée par des résurgences en amont et la nappe. En rive gauche, les profils sédimentaires réalisés ont permis de constater que les sédiments argileux étaient peu épais (en général entre 1 et 2 m) et que le battement de nappe, marqué par des taches d'oxydation

ferrique rouges, était bien visible sur les premiers décimètres de sédiments (Figure 3-11). Les zones humides sont donc alimentées par les eaux souterraines dont le niveau piézométrique de la nappe atteint la zone racinaire des plantes qui s’y développent. L’épuration de ces eaux souterraines par les milieux humides est donc tout à fait plausible dans ce type de contexte.

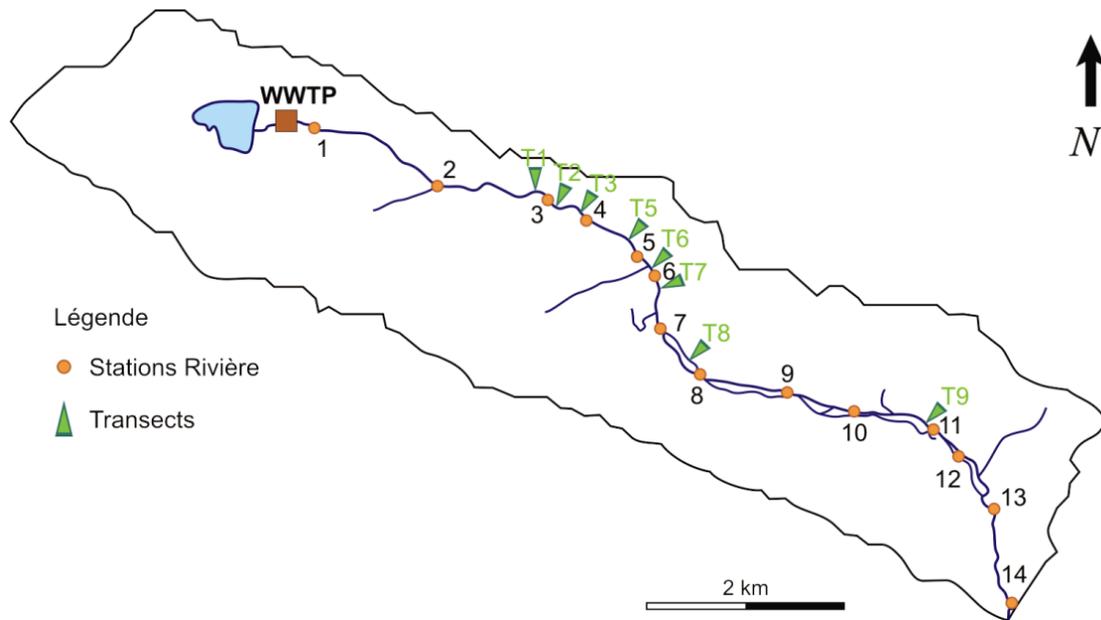


Figure 3-10 : Localisation des transects instrumentés sur le bassin du Rhodon

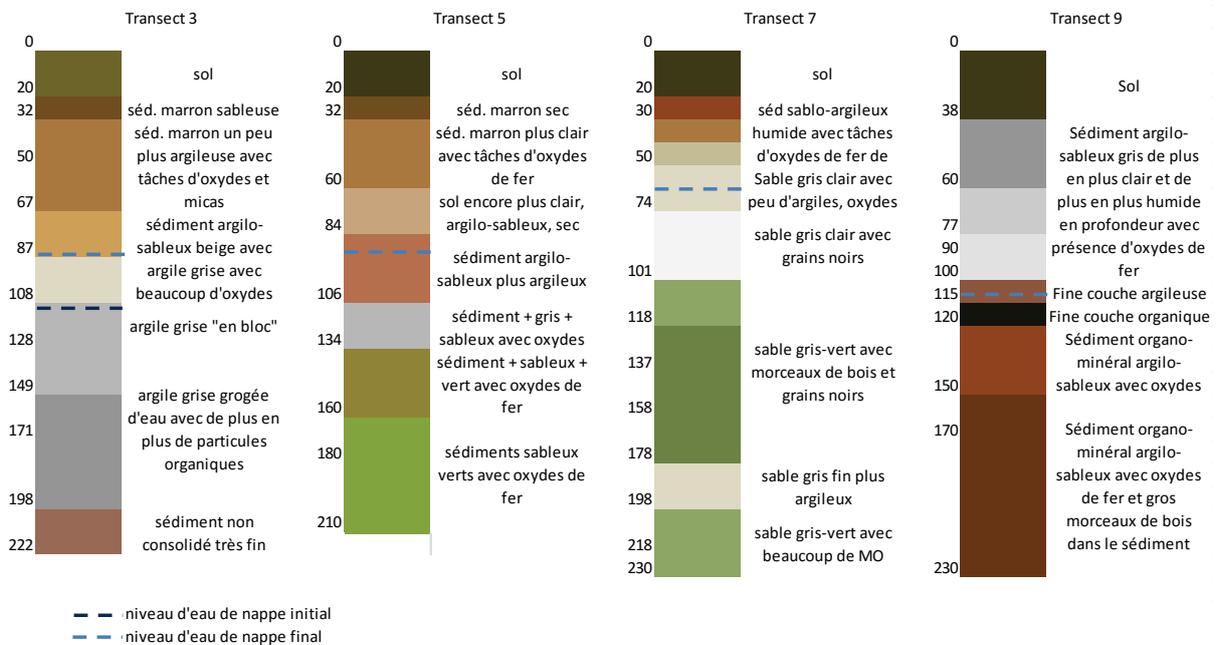


Figure 3-11 : Logs des milieux humides en rive gauche du Rhodon au niveau des transects (a) 3, (b) 5, (c) 7 et (d) 9

Les deux transects situés le plus en amont (T1 et T2) ont été implémentés afin de connaître la qualité de l'eau de nappe locale sans modification possible par les milieux humides puisqu'aucune zone humide n'est présente dans le secteur. Ils ont donc été équipés d'un piézomètre d'1 m de profondeur, situé au niveau de la rupture de pente, et d'une bougie poreuse dans le lit de la rivière à 1 m de profondeur. Les profils T3 à T9 ont quant à eux permis d'étudier l'épuration de l'eau souterraine lors de son transfert au sein des milieux humides. Au piézomètre et à la bougie poreuse a été ajouté pour chaque transect un drain dans la partie aval de la zone humide à 0.5 m de profondeur (Figure 3-12). Parmi ces transects, deux d'entre eux (les transects 5 et 9) ont été équipés d'un piézomètre supplémentaire sur la berge pour récupérer l'eau plus en profondeur à la sortie de la zone humide. Suite à des problèmes d'implémentation, le transect 4 a été abandonné. Les résultats présentés ici regroupent donc les huit transects restants. L'ensemble des sites a été échantillonné en mai et septembre 2014 pour étudier les variations spatio-temporelles de la qualité des flux d'eau.

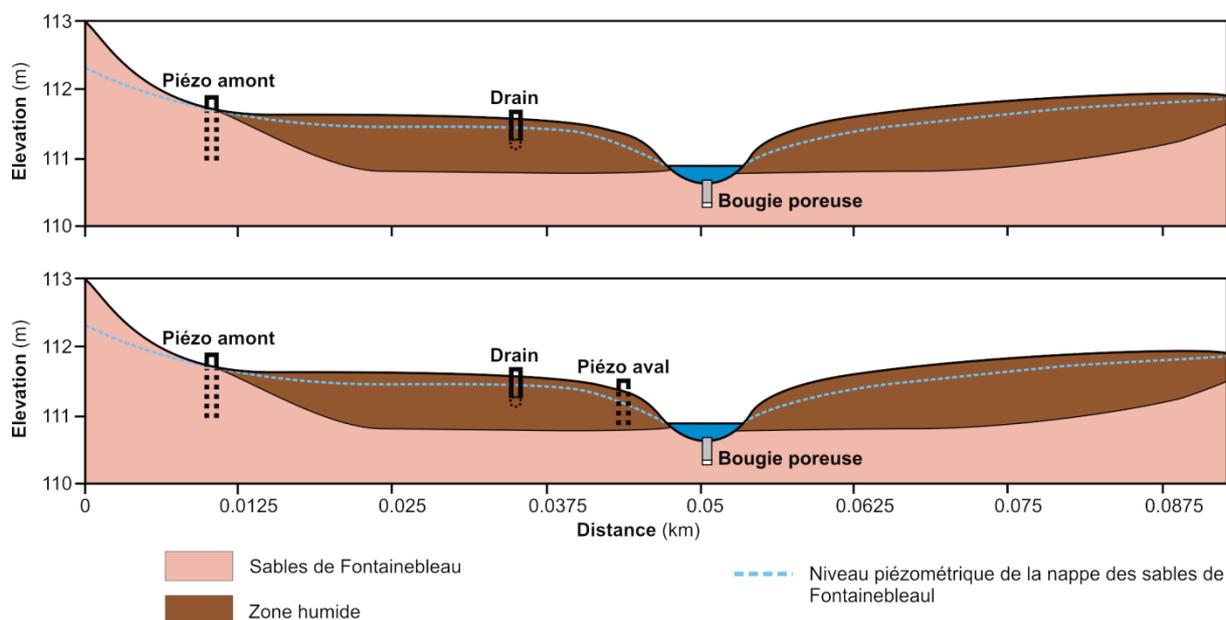


Figure 3-12 : Coupe schématique des deux types d'instrumentation des transects avec zone humide sur la rive gauche du Rhodon. Piézo amont et Bougie poreuse ont été implantés sur tous les transects, Piézo aval sur les transects 5 et 9 uniquement et Drain sur les transects 3 à 9.

- *Variations piézométriques de la nappe entre mai et septembre 2014*

D'amont en aval de la rivière, la profondeur de la nappe dans les piézomètres situés proches de la rupture de pente entre le versant et la vallée varie entre 0.15 m et 0.72 m

(Tableau 3-1). Cette évolution non linéaire spatialement est principalement due aux variations locales de la topographie avec un fond de vallée beaucoup plus pentu au niveau des transects 3 et 7 que sur les autres sites. Ces faibles profondeurs expliquent les résurgences visibles tout le long de la vallée et la présence de milieux humides soutenus par des écoulements peu profonds. Pour chaque transect, la profondeur de nappe augmente significativement de l'amont vers l'aval de 0.50 à 1.5 m (cf. piézomètres implantés à 2 m des berges sur les transects 5 et 9). Le Rhodon, souvent très encaissé avec des berges supérieures à 1.5 m, impose sa charge à la nappe qui, de ce fait, s'enfonce en profondeur. Les berges immédiates du Rhodon sont donc sèches, et les zones humides se sont développées là où le niveau de la nappe est au plus près de la surface du sol.

Tableau 3-1 : Profondeur de la nappe dans les piézomètres avant chaque campagne de prélèvement

	Nom	z_{eau} (mai)	z_{eau} (sept)
		m	
piézomètres amont	P1	0.39	0.39
	P2	0.28	0.28
	P3	0.71	0.72
	P5	0.29	0.34
	P6	0.36	n.d
	P7	0.72	0.73
	P8	0.15	0.28
	P9	0.27	0.39
	piézomètres aval	P5	1.2
P9		0.52	0.55

Aucune variation saisonnière du niveau de la nappe au fond des vallées n'a été mise en évidence au cours des deux campagnes d'échantillonnage (Tableau 3-1). Cependant, ces données peuvent aussi rendre compte de l'été particulièrement pluvieux de 2014 au cours duquel plus de 200 mm de précipitations ont été mesurées entre juillet et août. Ainsi, l'abaissement de la nappe a pu être compensé par une partie des précipitations. Cependant, il reste évident que la rivière jouant un rôle de potentiel imposé dans le fond de vallée, les variations piézométriques saisonnières y sont bien moins marquées que sur les versants.

Les faibles précipitations du mois de septembre 2014 (11.8 mm) ont entraîné un assèchement des premières dizaines de centimètre des zones humides dans leur partie avale, ce qui s'est traduit par des volumes d'eau récoltés plus faibles dans les drains, certains ayant

été même complètement à sec (D6 et D9). Cet assèchement est certainement lié à la diminution du débit des sources qui alimentent les zones humides par la surface, causé par un abaissement possible du niveau piézométrique au niveau des versants.

3.2.2 Caractérisation des masses d'eau dans le fond de vallée – Origine de l'eau dans la nappe et la rivière

Le fond de vallée caractérise l'exutoire de la nappe, qui comme il a été montré précédemment, possède deux modes de décharge : en souterrain par le lit de la rivière et en latéral par les zones humides. Avant de déterminer le rôle des zones humides sur la qualité des eaux, il faut d'abord s'intéresser à la répartition des éléments chimiques dans le bassin et la relier aux différentes sources d'eau possibles sur le bassin (STEP, étang). La campagne d'échantillonnage de septembre a été choisie comme référence des études de variabilité spatiale de la chimie de ces sources, car ayant été réalisée en parallèle de la campagne d'échantillonnage de la rivière, elle a pu être comparée aux résultats obtenus pour la rivière.

- ***Caractéristiques physico-chimiques des eaux***

Parmi les nombreux outils à disposition, les paramètres physico-chimiques de base permettent généralement de séparer différentes masses d'eau. Au niveau des sites échantillonnés, la variabilité du pH, de la conductivité électrique et de la température de l'eau sont assez grandes (Figure 3-13). En effet, l'eau des piézomètres en amont des zones humides a une conductivité électrique comprise entre 406 et 1332 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, un pH variant de 6.5 à 7.2 et une température comprise entre 12.5 et 15.6 °C. Les drains dans les zones humides ont des gammes de variation plus restreintes avec une conductivité électrique variant de 633 à 861 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, un pH compris entre 6.9 et 7.3, et une température variant de 13.5 à 15.8 °C. Enfin les bougies poreuses au fond de la rivière sont caractérisées par une conductivité électrique comprise entre 511 et 859 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, un pH variant de 7.1 à 7.9, et une température comprise entre 12.1 et 15.8 °C. Avec de telles gammes de valeurs pour la conductivité électrique et la température, les bougies et les drains ne peuvent pas être distingués des piézomètres. Seul le pH permet la distinction de deux groupes d'eau : (i) les piézomètres à pH plus faible et (ii) les bougies à pH plus élevé. Les drains sont, quant à eux, positionnés entre les deux groupes ne pouvant être associés à aucun d'eux (Figure 3-13).

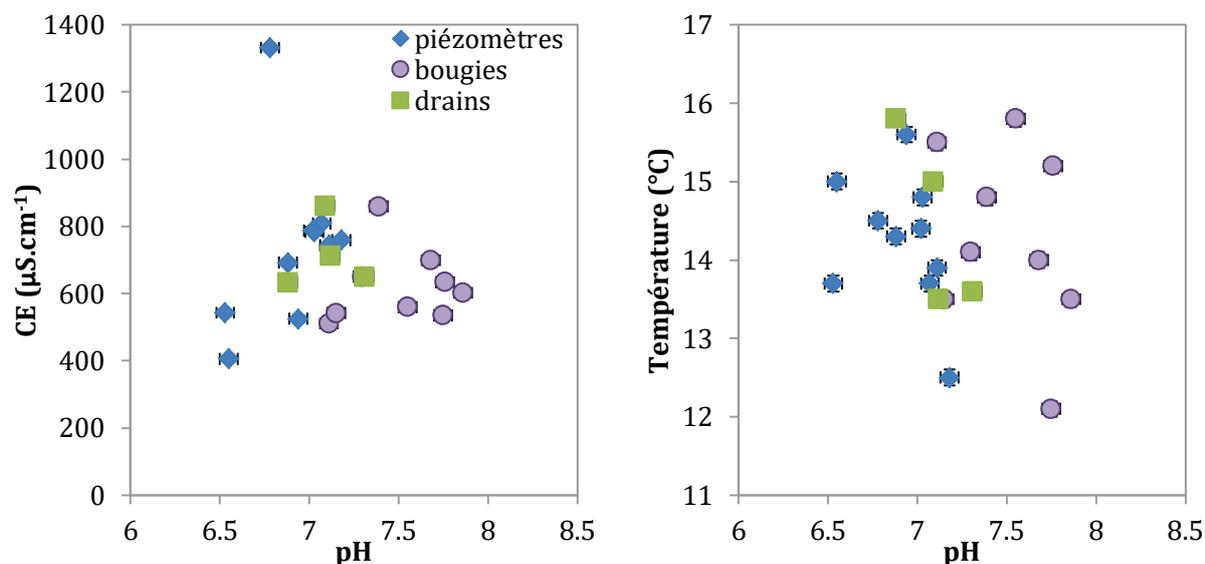


Figure 3-13 : Relations entre CE et pH (a) et entre Température et pH (b) pour les différents types d'eau. Les barres d'erreur représentent les incertitudes sur les mesures, soit $10 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour la CE, 0.05 pour le pH et 0.1°C pour la température.

Ces larges gammes de variations mettent en évidence la complexité des flux et sans doute l'hétérogénéité des processus de recharge des eaux de nappe en amont des points échantillonnés. Néanmoins, elles ne permettent pas d'aller beaucoup plus loin dans l'interprétation de ces résultats.

- ***Faciès chimique des eaux***

L'étude de la chimie des éléments majeurs de l'eau permet de constater que la majorité des échantillons présentent un faciès bicarbonaté-calcique avec cependant une variabilité spatiale marquée de leur composition chimique (Figure 3-14). Deux échantillons prélevés dans les piézomètres sont nettement plus riches en chlorures et sodium, ce qui pourrait indiquer une pollution locale de la nappe associée à un apport riche en sel. Cette pollution pourrait provenir du salage hivernal de la route départementale 91, située juste en amont de ces deux piézomètres.

La composition chimique de l'eau a peu varié entre les deux campagnes de prélèvement, et ce pour les trois types de stations. Les zones humides ne semblent donc pas être influencées par une autre source d'eau que la nappe. Seuls deux piézomètres présentent une variation de leur composition chimique entre les deux campagnes. Il s'agit des eaux de l'un des deux piézomètres enrichis en chlorures et d'un piézomètre enrichi en nitrates, *i.e.* les

eaux influencées par des apports anthropiques. Ces apports semblent donc variables au cours du temps.

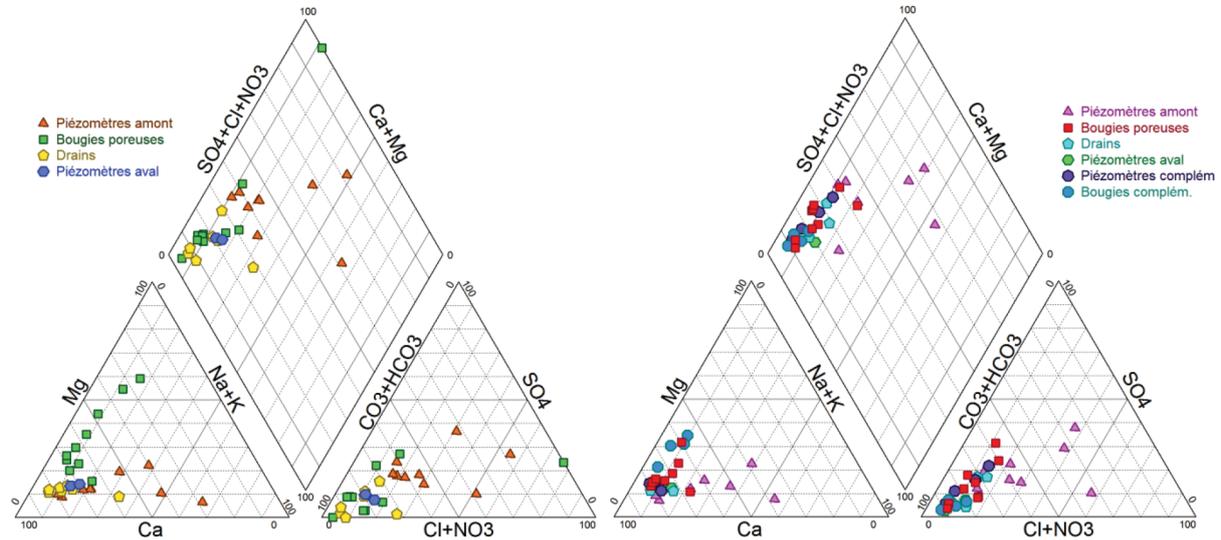


Figure 3-14 : Signatures chimiques des eaux de nappe du fond de vallée du Rhodon prélevées (a) en mai 2014 et (b) en septembre 2014

- ***Dynamiques des éléments majeurs dans les eaux de nappe***

Les eaux de nappe présentent donc une variabilité spatiale de leur composition chimique mais pas saisonnière (à l'exception des nitrates et des chlorures sur deux points). Au niveau de la nappe interceptée par les piézomètres, cette hétérogénéité spatiale peut se découper en trois zones : (i) les piézomètres 1 et 2, (ii) les piézomètres 3, 5 et 6, (iii) les piézomètres 7, 8 et 9 (Figure 3-15).

Les eaux des piézomètres 7 à 9 (situés entre 4.5 et 8.5 km de la source) présentent une composition chimique similaire (excepté pour les teneurs en Mg^{2+} , SO_4^{2-} et NO_3^-), qui peut être considérée comme le fond géochimique de la nappe non influencée par les eaux de STEP. Les eaux des piézomètres 3 à 6 représentent une zone de forte variabilité de la plupart des éléments avec une nette diminution des teneurs en HCO_3^- , Ca^{2+} , comparé aux autres eaux de nappe échantillonnées, corrélée à une diminution de pH et de conductivité. À l'inverse, ce sont les eaux les plus riches en potassium sur ce secteur. Enfin, les eaux des piézomètres 1 et 2 ont une composition chimique assez stable, légèrement plus pauvres en éléments dissous que le fond géochimique représenté par les eaux des piézomètres 7 à 9, à l'exception des teneurs en HCO_3^- .

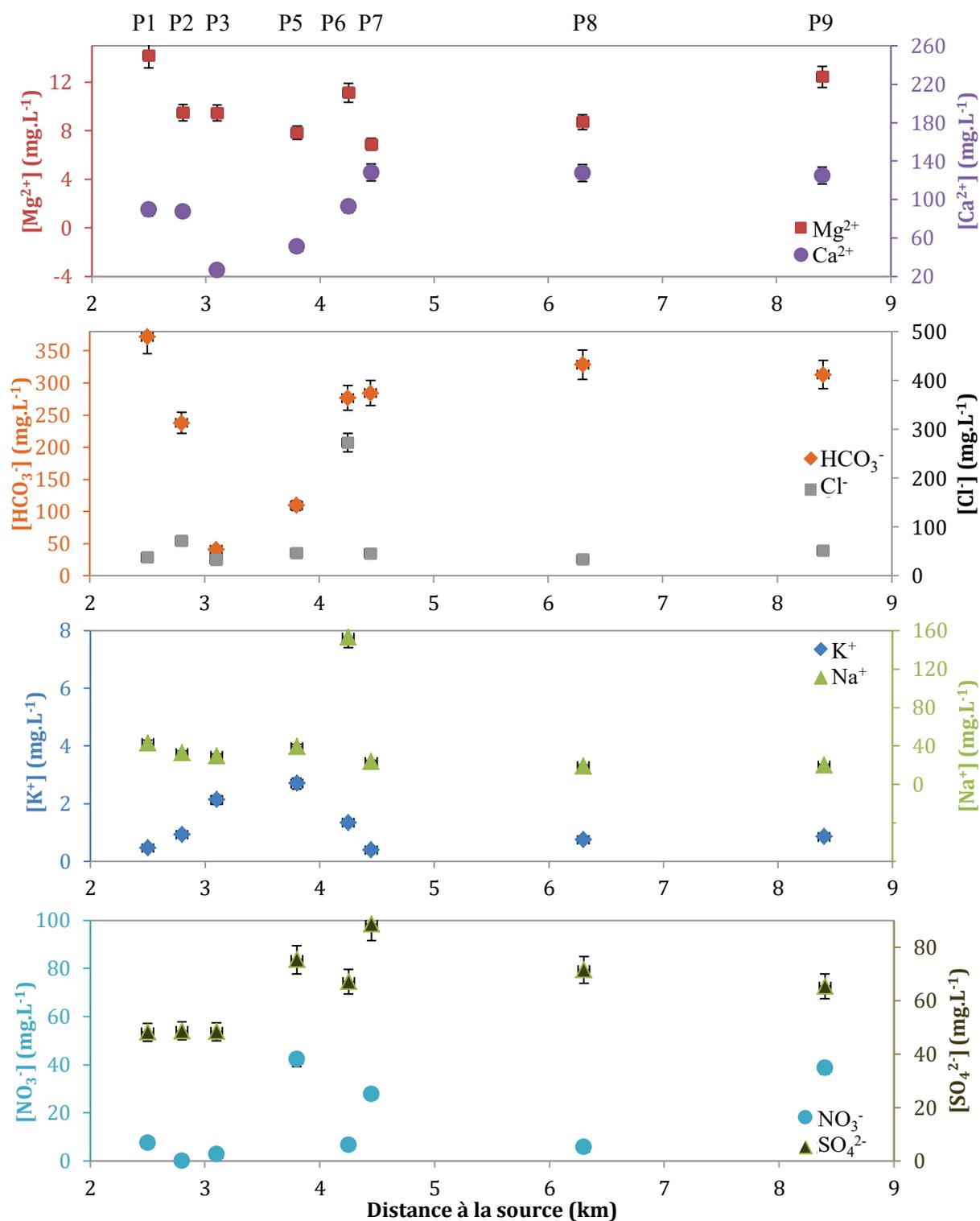


Figure 3-15 : Profils longitudinaux des teneurs en éléments majeurs des piézomètres situés en amont des zones humides. Les barres d'erreurs verticales correspondent aux erreurs analytiques (7 %) et les barres d'erreur horizontales correspondent à l'estimation de l'erreur sur la distance entre la source du Rhodon et les transects le long desquels sont situés les piézomètres (50 m).

La zone définie par les piézomètres 3 à 6 semble donc être impactée par une source d'eau faiblement minéralisée. Cette source pourrait être un collecteur d'eau de pluie car malgré le transit dans le sous-sol, la minéralisation en fond de vallée reste très faible. Cependant, au sein du bassin topographique, aucun bassin de récupération n'est situé en amont hydraulique des piézomètres. En revanche à une distance de 1.4 km de la vallée, se trouvent les étangs du Manet, situés sur le bassin topographique de la Mérantaise (Figure 3-16). Ces étangs gérés par la Communauté d'Agglomération de Saint Quentin en Yvelines (CASQY) ont été aménagés pour récupérer les eaux de pluie de la zone industrielle de Trappes. Ils ont une superficie de 2.55 ha et 5 ha pour une profondeur de 2 et 5 m, pour les bassins amont et aval respectivement. Des mesures de l'eau recueillie à la sortie du déshuileur, en amont du premier étang, en 2012 et 2013, montrent que l'eau qui alimente ces étangs est moins minéralisée que la nappe avec une conductivité électrique variant de 300 à 678 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (moyenne de 479 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) et des teneurs en matières azotées et phosphatées inorganiques dissoutes très faibles ($< 3 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ en nitrates et $< 0.4 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ en phosphates ; CASQY, communication personnelle). En revanche, les eaux sont riches en carbone organique. La sortie de ces étangs a été échantillonnée à trois reprises en 2013 et 2014 sur le Ru de Gironde un peu plus de 2 km en aval (partie amont de la Mérantaise). Ce ru en grande majorité alimenté par les étangs possède une faible minéralisation ($\text{CE} = 334 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, $\text{Ca}^{2+} = 73 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ et $\text{HCO}_3^- = 110 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$: moyennes sur les trois campagnes). De toutes les eaux étudiées jusqu'à présent, ces étangs représentent le pôle le plus dilué qui a été recensé sur le bassin versant de l'Yvette. Bien qu'il existe une grande méconnaissance sur la variation chimique de l'eau en profondeur des étangs, au regard des données recueillies, ils pourraient correspondre à la source recherchée. Ce nouvel élément apporte un indice supplémentaire quant à la relation étroite entre l'amont du bassin topographique de la Mérantaise et l'alimentation du Rhodon discutée dans le chapitre précédent (Figure 2-12). Des traçages seraient nécessaires pour valider cette hypothèse notamment en déterminant le temps de transit exact de l'eau en souterrain, suivant cette ligne d'écoulement. La seconde hypothèse correspondrait à un stockage temporaire d'eau de pluie sur les versants qui viendrait rejoindre les lignes de source en aval.

Si l'infiltration des eaux de pluie récoltées dans les étangs ou dans les versants permet une dilution des bicarbonates et du calcium, ce n'est pas le cas pour les autres éléments.

Concernant les teneurs en Na^+ et Cl^- , mis à part le piézomètre du transect n°6 situé à 4.2 km de distance à la source du Rhodon, les concentrations sont constantes sur l'ensemble du bassin autour de 30 mg.L^{-1} et de 46 mg.L^{-1} respectivement.

Dans le cas des nutriments (nitrates et sulfates principalement), leur évolution similaire peut être reliée à l'occupation du sol, notamment la distribution spatiale des champs agricoles drainés (Figure 3-16). En effet, des lignes d'écoulement d'eau souterraine ont pu être tracées à partir de la carte topographique à l'échelle 1:10 000, en suivant l'hypothèse que localement les directions d'écoulement suivent les plus forts gradients topographiques. À partir de ces lignes d'écoulement, on observe que les trois piézomètres situés en amont drainent des surfaces entièrement boisées, à partir desquels la recharge est probablement peu chargée en nitrates. Les sulfates retrouvés sont naturellement présents dans la nappe (Schneider, 2005). Puis, avec l'apparition des zones agricoles, les teneurs en nitrates et sulfates augmentent. L'impact plausible des champs situés sur le bassin de la Mérantaise augmente l'incertitude sur la superficie de champ impactant chaque piézomètre. Cependant, le lien entre l'activité agricole et l'augmentation de la teneur en nutriments semble ici être établi par la corrélation entre l'augmentation des surfaces agricoles des aires d'alimentation de la nappe et l'augmentation des teneurs en nutriments dans la nappe.

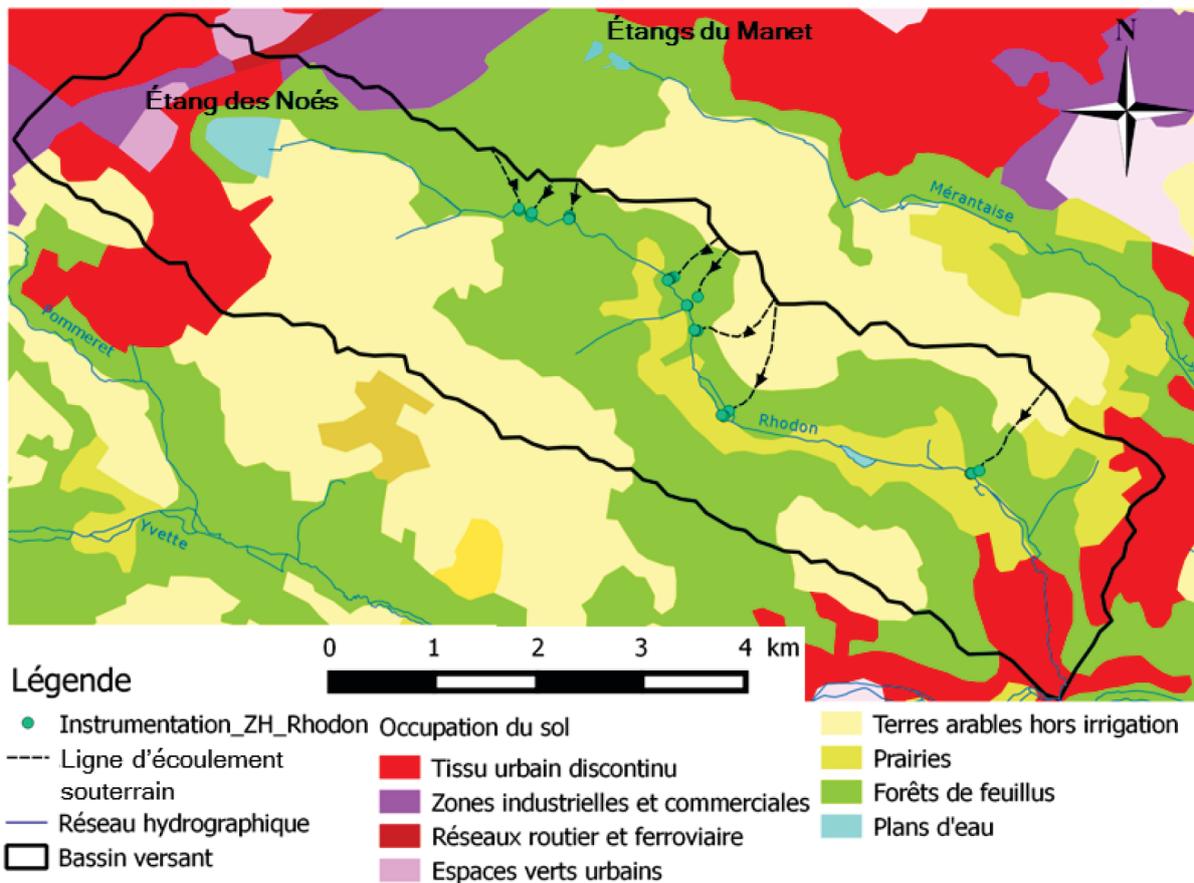


Figure 3-16 : Occupation du sol en amont des piézomètres installés en rive gauche du Rhodon

L'utilisation des isotopes stables de l'eau peut décrire plus en détail les relations entre les différents réservoirs (étangs, STEP, nappe). L'analyse des compositions isotopiques de l'eau sur l'ensemble des sites instrumentés a permis, dans un premier temps, d'étayer l'hypothèse que l'eau de la rivière provient bien d'un mélange entre une décharge de nappe « directe » par voie souterraine et une décharge de nappe en latéral par le biais des zones humides (Figure 3-17). En effet, les eaux de rivière ont une signature isotopique peu variable, avec un $\delta^{18}\text{O}$ compris entre -6.7 et -6.3 ‰ et un $\delta^2\text{H}$ compris entre -47 et -43.8 ‰. Sans tendance significative, ces signatures sont cependant comprises entre les signatures de l'eau souterraine directe caractérisée par les bougies poreuses amont et l'eau souterraine latérale caractérisée par les piézomètres et les drains. Les eaux des drains se situent sur une droite d'évaporation avec une eau d'origine correspondant aux eaux de la nappe prélevées dans les piézomètres, ce qui montre bien la parenté de l'alimentation des zones humides par la nappe

superficielle. L'eau prélevée dans les piézomètres correspond à de l'eau de nappe récente, ayant transité dans la partie superficielle de la zone saturée des sables de Fontainebleau. L'eau prélevée dans les bougies représente quant à elle l'ensemble des flux souterrains plus profonds au sein des sous-bassins qui les alimentent. Compte-tenu de leurs caractéristiques physico-chimiques et de leur localisation, les eaux souterraines prélevées dans les bougies sont réparties en deux groupes : le premier comprend les bougies 1 à 3 et le second comprend les bougies 5 à 9. Les eaux du groupe 2, prélevées entre 4 et 8 km en aval de la source du Rhodon, ont des signatures isotopiques proches de celles des eaux prélevées dans les piézomètres qui s'alignent le long de la droite des eaux météoriques locales (DML; Figure 3-17). Cette droite météorique locale d'équation $\delta^2\text{H} = 7.23 * \delta^{18}\text{O} + 3.01$, a été définie à partir des analyses effectuées sur des pluies prélevées tous les quinze jours au laboratoire GEOPS à Orsay depuis 2002. La nappe alimentant le second groupe de bougies poreuses et les piézomètres a donc pour origine les pluies locales qui n'ont pas subi de processus modifiant significativement leur composition isotopique (*i.e.* l'évaporation), depuis les aires de recharge jusqu'aux points de prélèvements.

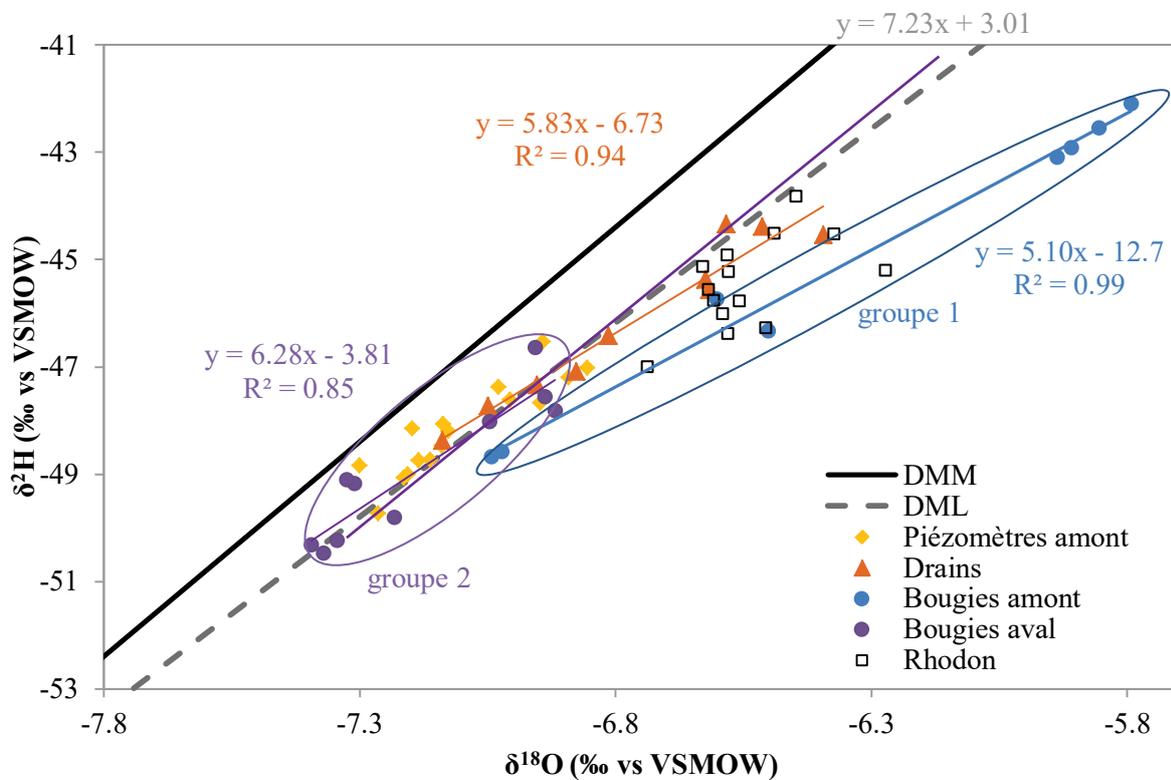


Figure 3-17 : Signatures isotopiques des différents types d'eau présents sur le bassin versant du Rhodon

Les eaux du groupe 1, prélevées sur les premiers kilomètres d'alimentation de la rivière par la nappe, se situent sur une droite d'évaporation de pente plus faible que la DML, dont l'eau d'origine est une eau de la même composition isotopique que celle prélevée dans les piézomètres. Sur ce secteur l'aquifère peut être localement alimenté par deux autres sources que les précipitations brutes : (i) les eaux de la station d'épuration du Mesnil-Saint-Denis et (ii) l'étang des Noës. Sur les plateaux, l'eau d'étangs évaporée ($\delta^{18}\text{O}$ varie entre -4.93 et -0.74 ‰ ; $\delta^2\text{H}$ varie entre -37.5 et -17.8 ‰) recharge la nappe d'eau souterraine à travers les parties plus perméables (*i.e.* plus sableuses) des argiles à meulière, ce qui impacte la signature isotopique de l'eau de la nappe sur un rayon d'environ 3 km (Schneider, 2005). Les bougies poreuses du groupe 1 se situent à une distance équivalente de l'étang des Noës. Une alimentation des bougies poreuses du groupe 1 par cet étang expliquerait la signature évaporée des eaux de ce groupe. Les effluents de la station d'épuration, sont eux aussi une source locale d'eau évaporée avec des signatures comprises entre -6.7 et -6.3 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et entre -47.1 et -45.2 ‰ pour $\delta^2\text{H}$ (Annexe 10). Ces effluents s'infiltrent dans l'aquifère, sur les quelques centaines de mètres où le Rhodon repose sur les sables de Fontainebleau mais où le niveau topographique reste supérieur au niveau piézométrique de la nappe.

Dans la partie amont du Rhodon, les données disponibles ne permettent pas de calculer précisément la part de chacun de ces trois pôles (*i.e.* étang des Noës, STEP, nappe) dans l'alimentation souterraine de la rivière. En effet, le signal isotopique des eaux de l'étang est très variable, et les eaux des STEP semblent se situer sur la même droite d'évaporation que celles de l'étang (Figure 3-18).

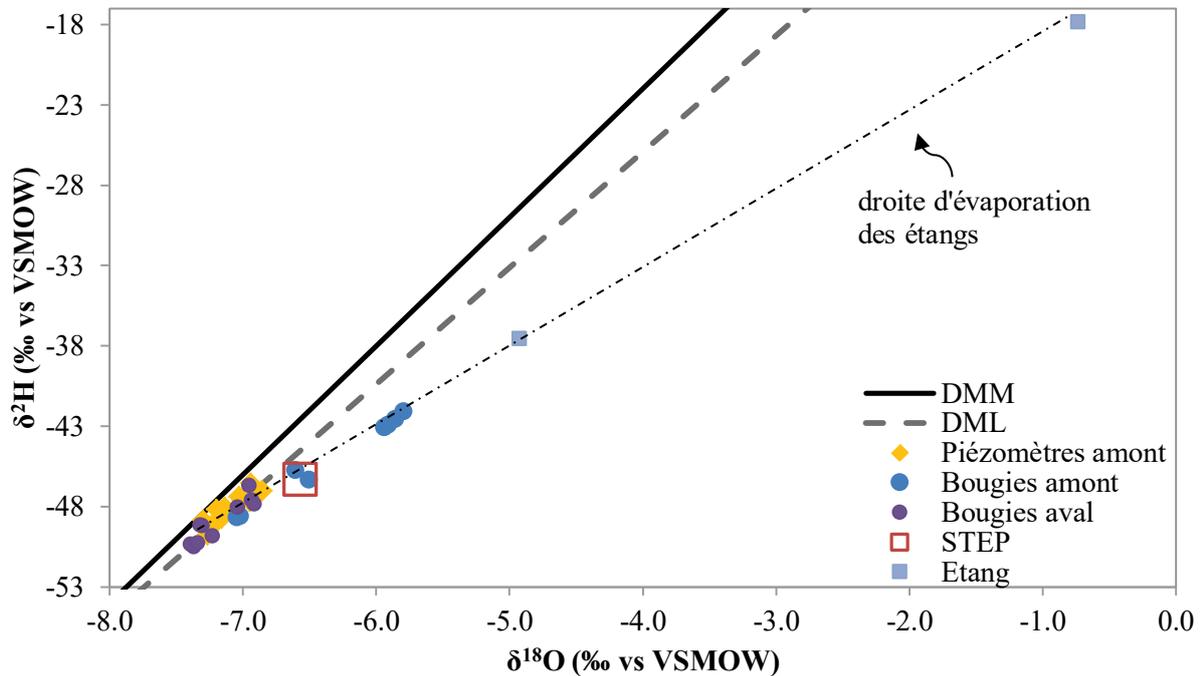


Figure 3-18 : Pôles de mélange d'eau, sources d'alimentation du Rhodon dans sa partie amont

Seule une estimation a donc pu être faite, en prenant comme signature isotopique des différents pôles, une moyenne des données disponibles pour chacun d'eux (Équations 26 - 28).

$$\begin{cases} \delta^{18}O_b = \alpha * \delta^{18}O_{STEP} + \beta * \delta^{18}O_E + \gamma * \delta^{18}O_{GW} & \text{Équation 26} \\ \delta^2H_b = \alpha * \delta^2H_{STEP} + \beta * \delta^2H_E + \gamma * \delta^2H_{GW} & \text{Équation 27} \\ \alpha + \beta + \gamma = 1 & \text{Équation 28} \end{cases}$$

où :

$\delta^{18}O_b$ et δ^2H_b , la composition en ^{18}O et 2H des eaux prélevées dans les bougies poreuses du groupe 1, $\delta^{18}O_{STEP}$ et δ^2H_{STEP} , la composition en ^{18}O et 2H des eaux de la STEP (-6.6 et -46.3 ‰ respectivement), $\delta^{18}O_E$ et δ^2H_E , la composition en ^{18}O et 2H des eaux prélevées dans l'étang (-2.8 et -27.7 ‰), $\delta^{18}O_{GB}$ et δ^2H_{GB} , la composition en ^{18}O et 2H des eaux prélevées dans la nappe (-7.1 et -48.4 ‰), α la proportion d'eau de STEP, β la proportion d'eau de l'étang et γ la proportion d'eau de la nappe.

Ainsi l'eau de la STEP représente 78 % du mélange, l'eau des étangs 18 % et l'eau de nappe 5 %. En considérant uniquement la bougie poreuse n°3, les proportions de mélange évoluent à 30 % d'eau provenant de la STEP, 27 % d'eau provenant de l'étang et 43 % d'eau provenant de la nappe. Ces estimations montrent non seulement une contribution significative

des eaux de la STEP sur les eaux de la rivière mais aussi sur les eaux de la nappe sous-jacente sur les quatre premiers kilomètres du Rhodon.

3.2.3 Évolution de la chimie de la nappe au sein des zones humides

- ***Dynamiques des éléments majeurs dans les eaux des drains des zones humides***

Outre l'occupation des sols, les zones humides peuvent être des puits ou des sources d'éléments pour les eaux de nappe qui les traversent (Barnaud et Fustec, 2000). L'eau de pluie pouvant transiter durant plusieurs semaines dans ces milieux, les teneurs en éléments majeurs ont été normalisées aux chlorures pour retirer les tendances liées aux possibles mélanges nappe – pluie dans les drains et n'observer que les variations associées à l'activité des zones humides. Ainsi, en faisant un bilan entre les piézomètres et les drains des différents sites, il apparaît que les milieux humides étudiés sont une source de Mg^{2+} , Ca^{2+} et HCO_3^- et de puits pour NO_3^- (Figure 3-19). Pour Na^+ , K^+ et SO_4^{2-} aucune tendance n'est visible.

La production des bicarbonates et des cations bivalents est principalement due à l'activité biologique du milieu qui décompose les matières organiques complexes et ainsi libèrent d'un côté des sels minéraux dont le calcium et le magnésium, et de l'autre des substances hydrocarbonées (Guide des produits organiques utilisables ; Chambre d'agriculture Languedoc Roussillon, 2011). Ces substances hydrocarbonées sont par la suite dégradées pour former des molécules carbonées simples comme le CO_2 et HCO_3^- . Les bactéries dégradent la matière organique d'abord en utilisant l'oxygène dissout lorsqu'il est présent dans le milieu en assez grandes quantités ($>2 \text{ mg.L}^{-1}$, Curie 2009), puis en réduisant des éléments oxydés comme les nitrates et les sulfates. Les tendances observées sont donc en adéquation avec les processus majoritaires des milieux humides.

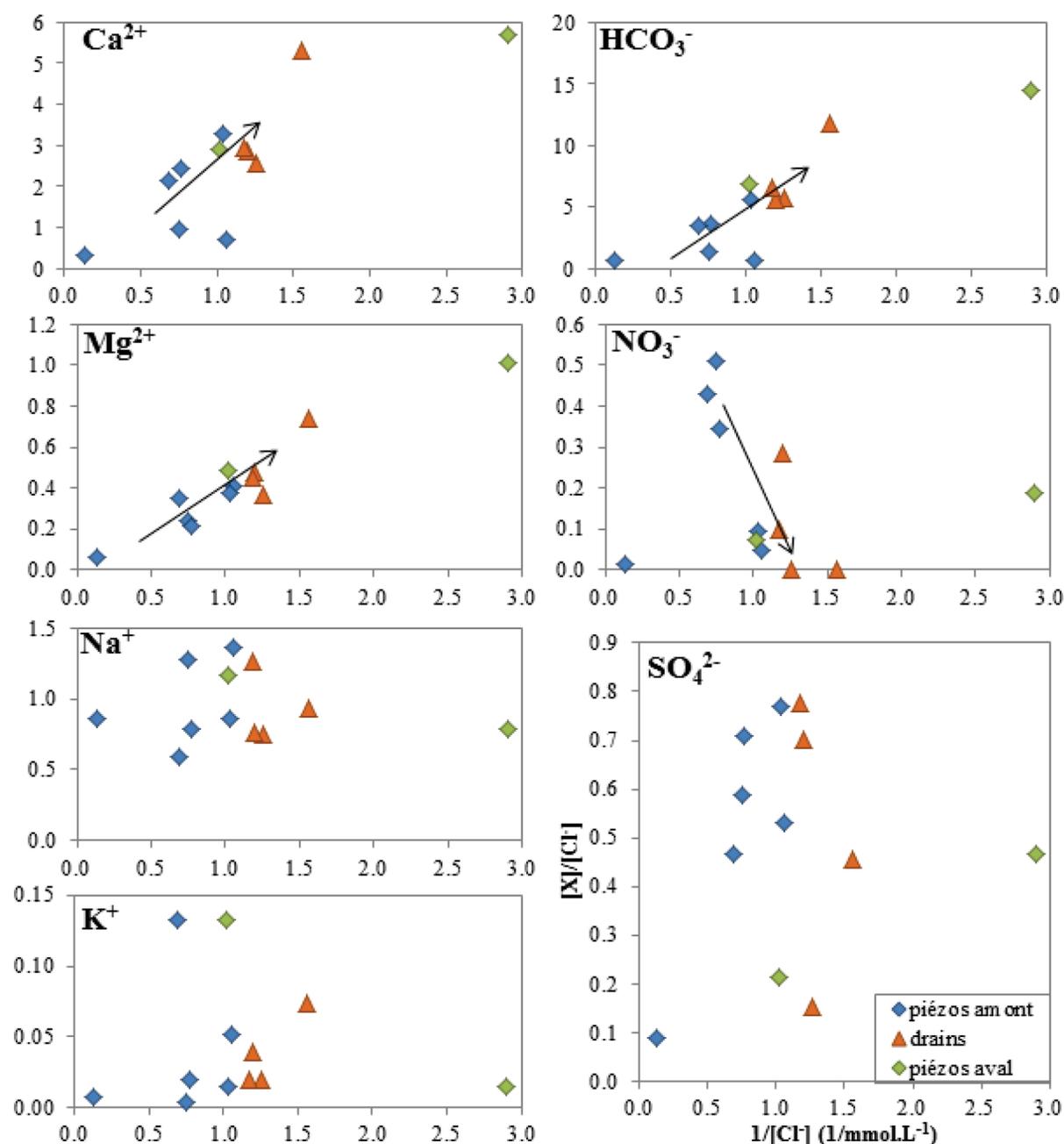


Figure 3-19 : Teneurs en éléments majeurs normalisées par les chlorures sur les transects 3 à 9 : Ca²⁺, HCO₃⁻, Mg²⁺, NO₃⁻, Na⁺, SO₄²⁻ et K⁺

- *Épuration des nitrates*

Contrairement aux autres éléments majeurs, les nitrates peuvent migrer et se transformer très rapidement. En effet, sur la majorité des piézomètres instrumentés, une variation supérieure à 40 % des teneurs en nitrates a été observée entre mai et septembre

(Tableau 3-2). De tous les éléments analysés au cours de ces deux campagnes, les nitrates sont les seuls à posséder une variation aussi importante (Annexe 11).

Tableau 3-2 : Concentrations en nitrates mesurées dans les piézomètres et drains des transects 3 à 9 et taux d'épuration calculés pour chaque site et chaque période d'échantillonnage.

	T3		T5		T6		T7		T8		T9	
	mai	sept	mai	sept	mai	sept	mai	sept	mai	sept	mai	sept
Données	[NO₃⁻] en mg.L⁻¹											
piézomètre amont	5	3	7	42	8	7	12	28	25	6	26	39
drain	0	0	13	15	0		0	5	0	0	0	
piézomètre aval			3	4							0	5
Taux d'épuration	en %											
P _{amont} - drain	100	100	0	65	100		100	81	100	100	100	
P _{amont} - P _{aval}			49	90							100	88

Le taux d'épuration des nitrates à travers les zones humides peut être assimilé à l'activité biochimique. Ce taux, déterminé par bilan de masse entre les concentrations en nitrates dans les drains et celles dans les piézomètres en amont des zones humides, varie entre 0 et 100 % (Tableau 3-2). La plupart des milieux humides réduisent donc ou assimilent la totalité des nitrates qu'ils reçoivent en mai et en septembre. Pour les transects 5 et 9, deux taux d'épuration ont été calculés : le premier en faisant le bilan entre le piézomètre amont et le drain, le second entre le piézomètre amont et le piézomètre aval. Pour le transect 9, la différence entre les deux taux d'épuration calculés est quasiment nulle. En revanche, pour le transect 5, le taux d'épuration augmente de 65 % entre le piézomètre amont et le drain à 90 % entre le piézomètre amont et le piézomètre aval en septembre alors qu'au mois de mai, les teneurs en nitrates dans le drain sont supérieures à celles de l'eau prélevée dans les piézomètres amont et aval. Pour expliquer cette différence, deux hypothèses peuvent être considérées : (i) l'épuration a lieu à la fois dans les parties amont et aval des zones humides, contrairement aux résultats généralement trouvés dans la littérature (Jacks et Norrström, 2004 ; Ranalli et Macalady, 2010), (ii) le drain est positionné à proximité d'une source diffuse de nitrates, expliquant des concentrations qui peuvent être plus élevées que celle observée dans l'eau de la nappe en amont. Des bougies et piézomètres complémentaires ont été installés avant la campagne de septembre en amont et en aval du drain, à 0.9 et 1.9 m de profondeur respectivement, pour tester ces hypothèses (Figure 3-20). Les teneurs en nitrates dans les eaux

de ces nouveaux points de prélèvement varient de 0 à 5 mg.L⁻¹, ce qui confirme qu'il existe bien une épuration des nitrates dans la partie amont de la zone humide. En revanche, comme il n'y a pas d'évolution entre l'eau des piézomètres et des bougies en amont et en aval du drain, une épuration dans la partie aval semble peu probable. Les teneurs élevées en nitrates dans le drain seraient plutôt liées à une source de pollution nitratée très locale au niveau du drain et non à un manque d'activité biologique dans la zone humide. Les parties plus marécageuses des fonds de vallée étant visitées par des sangliers, il se peut que la source de nitrates soit d'origine animale.

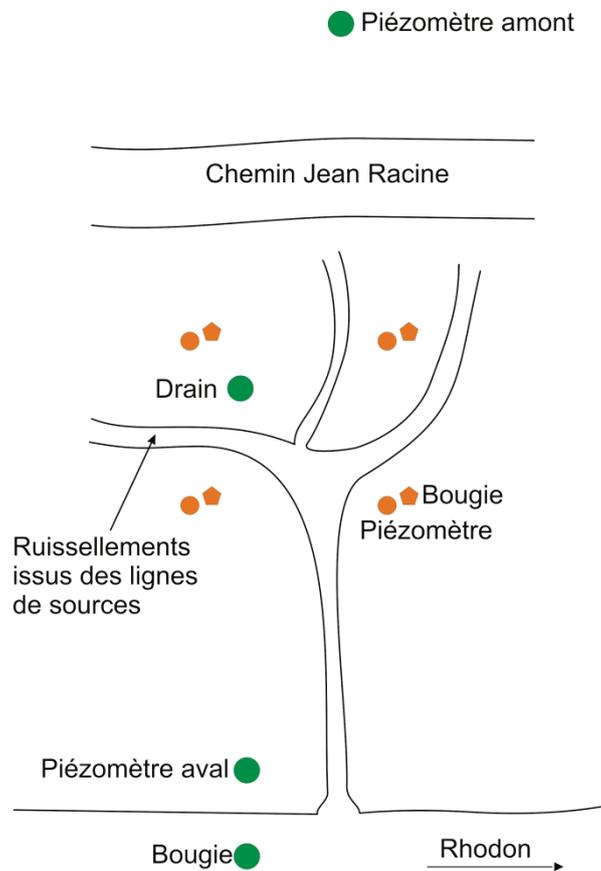


Figure 3-20 : Schéma de l'instrumentation du transect n°5. Les bougies ont été implantées à 90 cm de profondeur (pentagones orange) tandis que les piézomètres supplémentaires ont été implantés à 1m90 (ronds orange).

3.2.4 Comparaison entre les flux latéraux au sein des zones humides (*i.e.* sub-surface et ruissellement) et les flux d'eau souterraine directs

En utilisant les teneurs en nitrates obtenues dans les drains en septembre 2014, l'eau de nappe transitant dans les premiers mètres de profondeur et traversant la zone humide contiendrait en moyenne 1.75 mg.L^{-1} de nitrates (moyenne réalisée en excluant le drain 5 pollué par des apports locaux de nitrates). Ces faibles teneurs contrastent avec les analyses effectuées sur les eaux provenant des sources qui ruissellent sur les milieux humides avant d'atteindre la rivière (partie 3.1, Table 3). En effet, ces ruissellements prélevés quelques dizaines de centimètres avant leur décharge en rivière possèdent des teneurs en nitrates allant de 15 à 41 mg.L^{-1} . Les ruissellements transitant rapidement dans le milieu n'ont pas le temps de subir les processus biochimiques d'assimilation et d'oxydo-réduction. Ainsi, la qualité de chaque petit ru dépend principalement de la qualité de la nappe qui alimente les sources et non de l'activité biologique de la zone humide. La grande variabilité rencontrée dans ces rus reflète la large gamme de teneurs en nitrates rencontrées dans la nappe sur le bassin versant. D'un autre côté, les flux souterrains directs caractérisés par les échantillons des bougies poreuses situées dans le lit de la rivière montrent une qualité moyenne sur la partie amont avec des teneurs en nitrates comprises entre 18 et 28 mg.L^{-1} puis une très bonne qualité sur la moitié aval avec des teneurs en nitrates autour de 4 mg.L^{-1} (partie 3.1, Table 3).

La modélisation effectuée à la section 3.1.4, a montré que, en moyenne, 83 % de l'alimentation du Rhodon par la nappe se fait par voie latérale (interflow IF) tandis que seulement 17 % transite directement en souterrain (direct groundwater inflow DGI). Pourtant, cette méthode n'a pas permis de quantifier la proportion d'eau superficielle transitant dans les milieux humides par rapport au ruissellement de surface issu des lignes de sources. Les trois pôles ainsi décrits (eau souterraine directe, flux latéral de sub-surface transitant dans les zones humides et flux latéral superficiel ruisselant sur les zones humides) ayant des teneurs en nitrates bien distinctes, il est possible de calculer la part d'alimentation de la rivière réellement épurée par les zones humides. En revanche, les variations longitudinales des concentrations en nitrates dans l'eau de la rivière étant faibles, des calculs par tronçons de rivières ne sont pas possibles. Un bilan de masse à l'échelle du sous-bassin alimenté par les trois types de flux a donc été réalisé, ce qui correspond à un bilan entre les stations 2 et 13 de la rivière. En première approximation, une moyenne arithmétique a été choisie pour définir les

teneurs en nitrate des trois pôles à partir des différentes analyses à disposition. La nappe alimentant le Rhodon par son lit a donc une teneur en nitrates moyenne de 5.2 mg.L^{-1} , les ruissellements latéraux sur les zones humides ont une teneur moyenne de 20.7 mg.L^{-1} et les flux latéraux de sub-surface transitant dans les sédiments des zones humides ont une teneur moyenne de 1.75 mg.L^{-1} . Le bilan de masse calculé à partir de ces éléments couplés aux résultats de la modélisation radon met en évidence que seulement 6 % des flux latéraux caractérisés comme « interflow » dans le modèle de la partie 3.1 transitent en subsurface au sein des sédiments de ces milieux. Le reste de ces flux ruisselle sur la zone humide. À l'échelle de la rivière c'est donc un total de 3.6 % de l'alimentation qui proviendrait de la nappe superficielle épurée par les zones humides. Bien que l'incertitude soit importante sur ce résultat, en raison des variabilités spatiales de la qualité des flux d'eau, l'hypothèse que ce flux ne soit pas significatif est néanmoins appuyée ici. En effet, même si une sous-estimation est faite, cette part de mélange ne dépassera pas 10 %, valeur correspondant à la barre d'erreur moyenne de nos mesures. Ce résultat, peut s'expliquer par l'histoire de ces milieux qui ont longtemps été drainés artificiellement à des fins sanitaires. Aujourd'hui encore, les zones humides gardent les traces de ces drainages en ayant conservé certains drains qui agissent toujours actuellement comme des écoulements préférentiels. De ce fait, l'eau acheminée plus rapidement à la rivière a une interaction très limitée avec le milieu humide.

3.3 Synthèse

Dans ce chapitre, l'utilisation combinée des différents traceurs géochimiques et isotopiques a permis d'une part de caractériser les différentes masses d'eau, mais aussi de quantifier les flux provenant de différentes sources (*i.e.* STEP, nappe) et d'appréhender les processus qui peuvent modifier la chimie des eaux pendant leur parcours jusqu'à la rivière.

Le couplage ^{222}Rn -débit a permis de distinguer l'alimentation de la rivière par la nappe provenant de flux souterrains profonds de celle provenant de flux de sub-surface transitant par les milieux humides à hauteur de 17 % et 83 % respectivement.

La compréhension du mélange des masses d'eau a été affinée avec l'étude des isotopes stables de la molécule d'eau. Malgré les faibles variations trouvées dans la rivière, les analyses effectuées sur les eaux souterraines ont montré la diversité des processus de recharge de l'aquifère au sein du bassin et l'importance de l'impact lié à l'infiltration des eaux de la station d'épuration au travers de l'aquifère sableux.

L'analyse des éléments majeurs dans les eaux souterraines et les milieux humides a montré dans un premier temps la grande hétérogénéité spatiale de la masse d'eau souterraine qui semble liée à l'occupation du territoire et les diverses activités anthropiques. Cette étude a aussi mis en évidence le rôle épurateur homogène des milieux humides malgré leur faible incidence sur la qualité de la rivière en aval. En effet, malgré une épuration presque totale des nitrates dans les zones humides, seuls 6 % des flux latéraux transitent réellement dans ces milieux.

Chapitre 4

**Évolution spatio-temporelle du faciès
géochimique des rivières – combinaison des
approches hydrologique et géochimique**

Connaissant maintenant la dynamique hydrologique du bassin versant de l'Yvette amont ainsi que les interactions nappe – rivière à l'échelle du bassin du Rhodon, ce quatrième et dernier chapitre vise à dresser un bilan de la qualité des rivières du bassin entier et à mettre en avant l'impact des environnements naturels et anthropiques sur cette qualité. Une étude spatiale (22 points sur l'ensemble du bassin) sur trois années (2012 – 2015) des principaux paramètres physico-chimiques, ions majeurs et composition isotopique de la molécule d'eau a été menée pour mettre en évidence (i) les différentes origines de l'eau en rivière, (ii) les variations saisonnières de la contribution des différentes masses d'eau alimentant la rivière et (iii) l'origine de cette variabilité spatiale. Le lien entre la qualité présumée des sources d'eau locales et la chimie en rivière sera discuté pour l'ensemble des sous-bassins versants. Enfin, une analyse statistique permettra d'appréhender l'impact de l'occupation du territoire sur la qualité des eaux.

4.1 Variations spatio-temporelles de la chimie des rivières à l'échelle du réseau de suivi du PNR

4.1.1 Réseau de stations utilisées pour le suivi

Afin de caractériser plus finement les variations temporelles de la qualité des rivières, les données des vingt campagnes réalisées par le Parc naturel sur la période 2012 – 2015 dans le cadre du suivi de la qualité des masses d'eau de la Directive Cadre sur l'Eau (DCE) ont été ajoutées aux données recueillies durant cette thèse. Depuis 2012, le réseau de sites référencés suivis chimiquement par le Parc a été réduit en passant de vingt-huit à cinq seulement sur le bassin de l'Yvette amont. Cependant, cette réduction a permis un suivi temporel à plus haute fréquence des cinq stations retenues avec en moyenne une campagne d'échantillonnage tous les deux mois. Quatre de ces stations sont communes avec le réseau de suivi mis en place dans ce projet : l'exutoire du Pommeret à la recette (Identifiant PNR : P2, Identifiant thèse : P1), le Ru des Vaux à Granval (ID PNR et ID thèse : V2), le Ru des Vaux à Senlisse (ID PNR : V5b, ID thèse : V3) et l'exutoire du Rhodon à Saint-Rémy-les-Chevreuse (ID PNR : RVI, ID thèse : R4). La cinquième station retenue par le Parc correspond à l'Yvette à Girouard, située à peu près à mi-chemin entre les stations de suivi Y1 et Y2 de la thèse

(Figure 4-1). Cette station n'a pas été suivie durant les cartographies de ce projet, car elle se trouvait trop éloignée de la sortie de la STEP de Lévis-Saint-Nom.

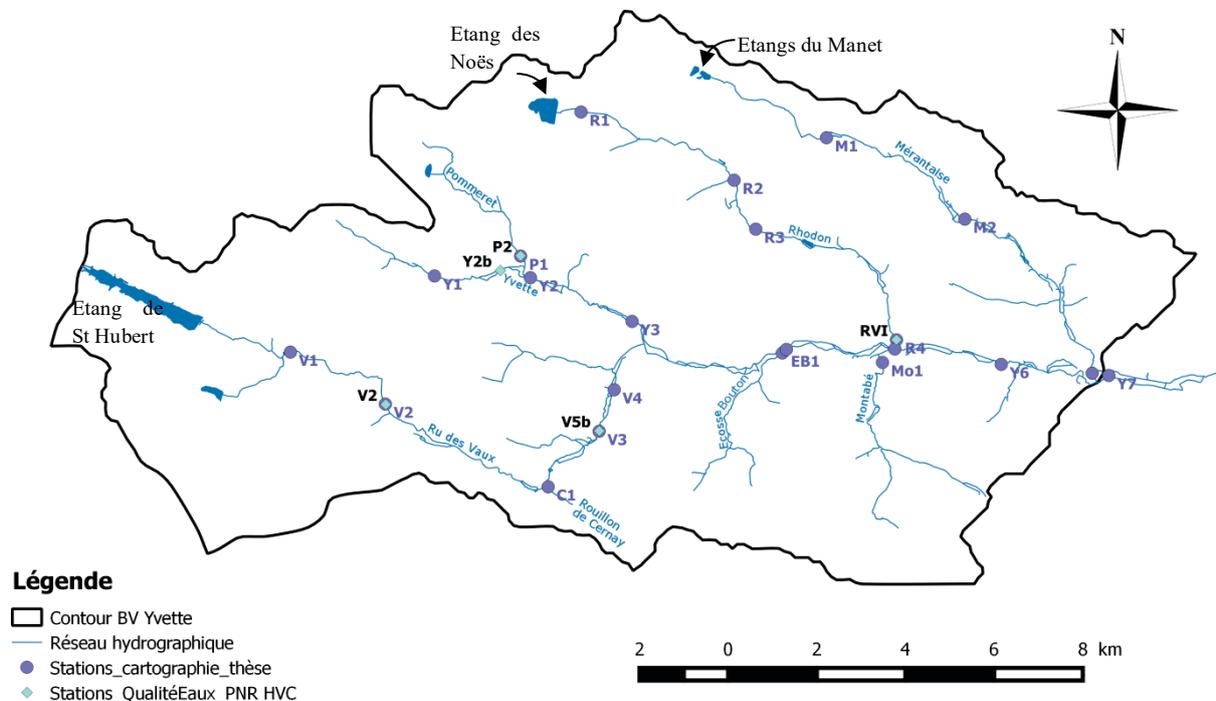


Figure 4-1 : Localisation des stations de suivi du Parc actuelles et des stations de cartographies sélectionnées pour le projet de thèse

4.1.2 Profils temporels des paramètres physico-chimiques

Les paramètres communs aux deux campagnes (DCE et campagnes géochimiques réalisées durant le projet thèse) regroupent la majeure partie des éléments essentiels au suivi de la qualité physico-chimique des eaux (Q, pH, CE, NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- et PO_4^{3-}). L'évolution temporelle de ces paramètres au droit des cinq stations DCE est illustrée en Figure 4-2.

Sur les vingt-quatre campagnes réalisées en trois ans, tous les types d'évènements ont été étudiés : des pics de crues majeurs en janvier 2013 et janvier 2014, des pics de crue moyens en septembre 2012, mai et septembre 2013, juillet 2014, janvier et mars 2015, et des étiages en juillet 2012, juillet 2013, septembre 2014 et juillet 2015. La conductivité électrique est majoritairement anti-corrélée au débit, avec des baisses importantes lors des épisodes de crues les plus forts et des diminutions plus modérées pour des évènements pluvieux moins importants (Figure 4-2). En revanche, le pH et les nutriments semblent complètement indépendants du régime hydraulique des rivières, puisque, hormis le pic de crue de juillet

2014, qui s'associe à une diminution du pH et une augmentation en phosphates et en ammonium, l'ensemble des variations temporelles de ces éléments ne répondent pas aux variations de débit. Trois évènements majeurs marquent cette période de suivi : en novembre 2012, un pic d'ammonium apparaît sur l'ensemble des rivières, en juillet 2013 ce sont les phosphates et les nitrates qui augmentent fortement sur l'ensemble du réseau, et en juillet 2015 une forte augmentation des teneurs en phosphates se remarque sur le Rhodon (R4), le Pommeret (P1) et l'amont du Ru des Vaux (V2). Ces évènements peuvent être liés à des disfonctionnements ponctuels des traitements des stations d'épurations ou à des lâchers du réseau d'étangs et rigoles après de forts évènements pluvieux (cf. plan des étangs en Annexe 3). D'après les bulletins hydrologiques du SMAGER, aucun lâcher n'a été réalisé autour des campagnes de novembre 2012 et de juillet 2013. Cette hypothèse est donc probable.

Par ailleurs, pour la majorité des paramètres mesurés, il existe des différences significatives entre la période mai 2012 – mai 2013 et la période mai 2013 – juillet 2015. Sur la première période, les teneurs en phosphates et nitrates sont faibles et stables (à l'exception du pic de janvier 2013), tandis que les teneurs en ammonium sont plus variables. Sur la seconde période, les tendances s'inversent, avec des teneurs en phosphates et nitrates plus élevées en moyenne et plus variables, et des teneurs en ammonium plus stables (à l'exception du ru du Pommeret). Le pH semble aussi plus variable sur la seconde période que sur la première, tandis que la conductivité électrique très variable jusqu'en mai 2014, se stabilise par la suite à l'image des variations de débit. La différence de dynamique entre les deux espèces d'azote minéral provient certainement de la différence des sources de ces deux molécules : l'ammonium est majoritairement apporté par les stations d'épuration, tandis que les nitrates proviennent à la fois de la nappe d'eau souterraine et de l'oxydation de l'ammonium des effluents de STEP. La stabilisation des teneurs en ammonium pourrait donc être due à une amélioration du traitement des eaux de STEP, au moins au niveau des espèces azotées. Les phosphates sont eux aussi principalement issus des effluents de STEP. Leurs fortes variations sur la seconde période sont probablement dues aux variations d'efficacité de traitement des matières phosphatées dans les différentes stations. L'ammonium et les phosphates semblent être de bons indicateurs de l'efficacité des stations d'épuration, tandis que les nitrates englobent les flux de STEP et de nappe.

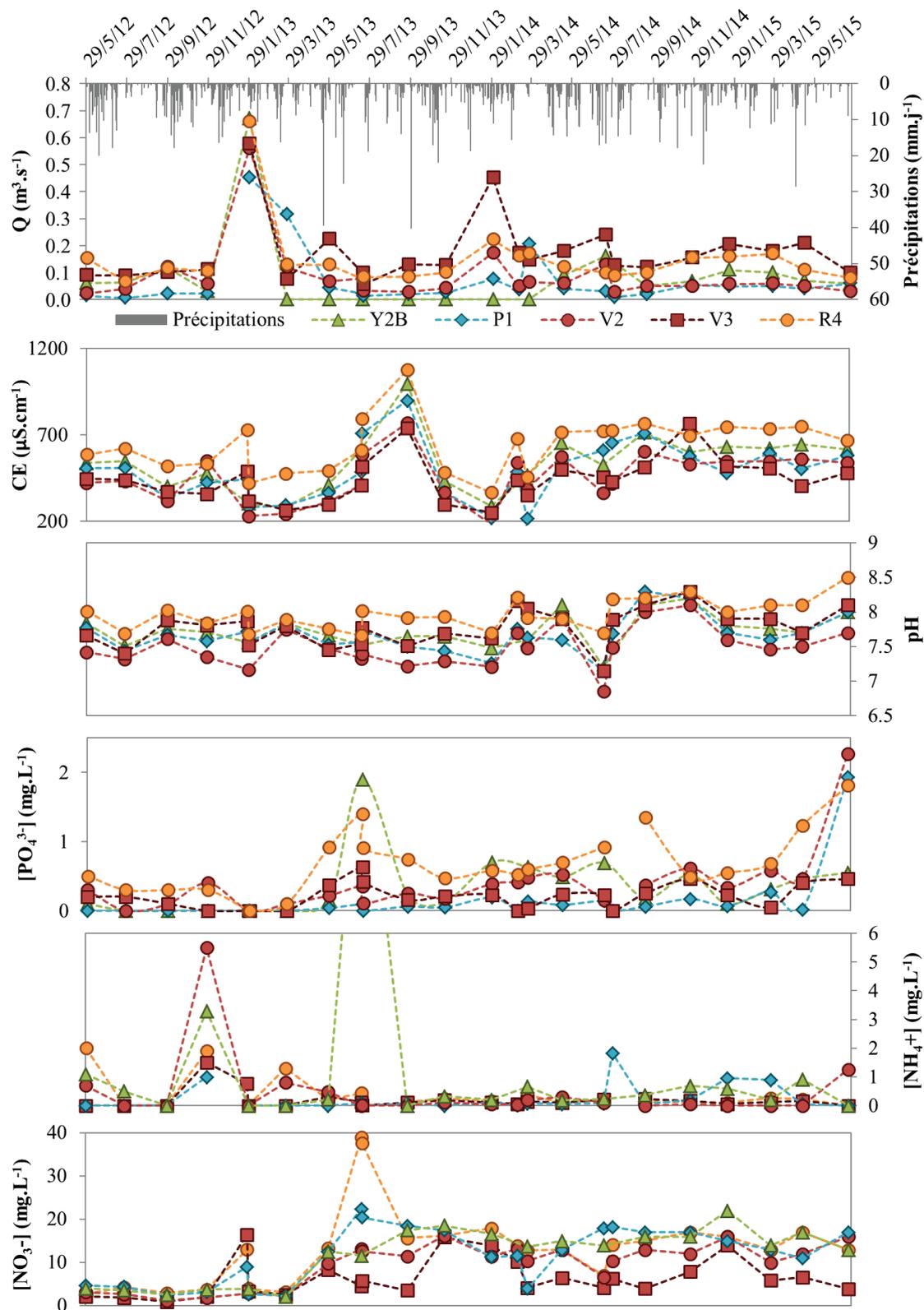


Figure 4-2 : Chroniques temporelles obtenues à partir de mesures ponctuelles des paramètres physico-chimiques, du débit et des nutriments entre mai 2012 et mai 2015, mises en parallèle des précipitations journalières mesurées à la station Météo France de Trappes

Une autre approche pour étudier les variations temporelles sur les cinq stations DCE est de réaliser un traitement statistique sur tous ces éléments. Les résultats de ce traitement sont représentés sous forme de boîtes à moustaches dans la Figure 4-3. Chaque boîte englobe 50 % de la variance des données pour chaque paramètre. Les limites inférieures et supérieures de chaque boîte correspondent aux 1^{er} et 3^{ème} quartiles, c'est-à-dire que 25 % des données se situent sous la base inférieure de la boîte et 25 % des données se situent au-dessus de la limite supérieure. Les petits traits noirs aux extrémités correspondent aux valeurs minimales et maximales obtenues sur les 24 campagnes mises en commun ici. Pour une comparaison plus aisée, les trois espèces d'azote (NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^-) ont été représentées en mgN.L^{-1} .

Grâce à ce type de représentation, les gammes de variations et leur fréquence temporelle sont bien visibles. Pour les débits, par exemple, les gammes de variations représentées par les boîtes sont généralement faibles et proches des minimas observés tandis que les maximums sont rares et beaucoup plus élevés. Cela indique que sur chaque rivière, les pics de crue peuvent être très intenses mais qu'ils ne sont pas représentatifs des écoulements majoritaires des rivières du bassin. En ce qui concerne le pH et la conductivité électrique, les gammes de variations sont assez homogènes avec la médiane souvent à mi-distance entre le minimum et le maximum de chaque gamme. Les faibles variations de pH montrent que le système est bien tamponné. Les espèces azotées peuvent être classées en deux catégories : les espèces instables en milieu oxygéné (NH_4^+ et NO_2^-) et l'espèce stable (NO_3^-). Les espèces instables sont présentes généralement en très faibles quantités, représentées par des boîtes très petites et proches de 0 mais peuvent ponctuellement être présentes en grandes quantités lorsque les rivières sont déséquilibrées lors de crues ou de rejet inhabituel d'eaux peu oxygénées. À l'inverse, les nitrates possèdent des gammes de variations importantes avec une médiane souvent plus proche du maximum de la gamme, mais la différence entre les extrêmes est plus faible que pour les nitrites et l'ammonium. Les phosphates évoluent avec des gammes de variation fortes et des maximums beaucoup plus élevés que les teneurs généralement trouvées dans les rivières.

Il est aussi possible de commencer à percevoir les variabilités spatio-temporelles des différents paramètres en jeu. Pour beaucoup d'éléments, le Rhodon (R4) se distingue des autres rivières par une minéralisation plus marquée (CE plus forte, pH plus élevé, teneurs en nitrates et phosphates plus élevées). À l'inverse la station en aval du Ru des Vaux (V3) se

distingue par une minéralisation plus faible et des gammes de variation moins importantes (CE plus faible, teneurs en ammonium, nitrates et phosphates plus faibles). La station sur l'Yvette dans sa partie amont (Y2B) est quant à elle sujette à des gammes de variations (différences entre minimum et maximum) plus importantes que les autres.

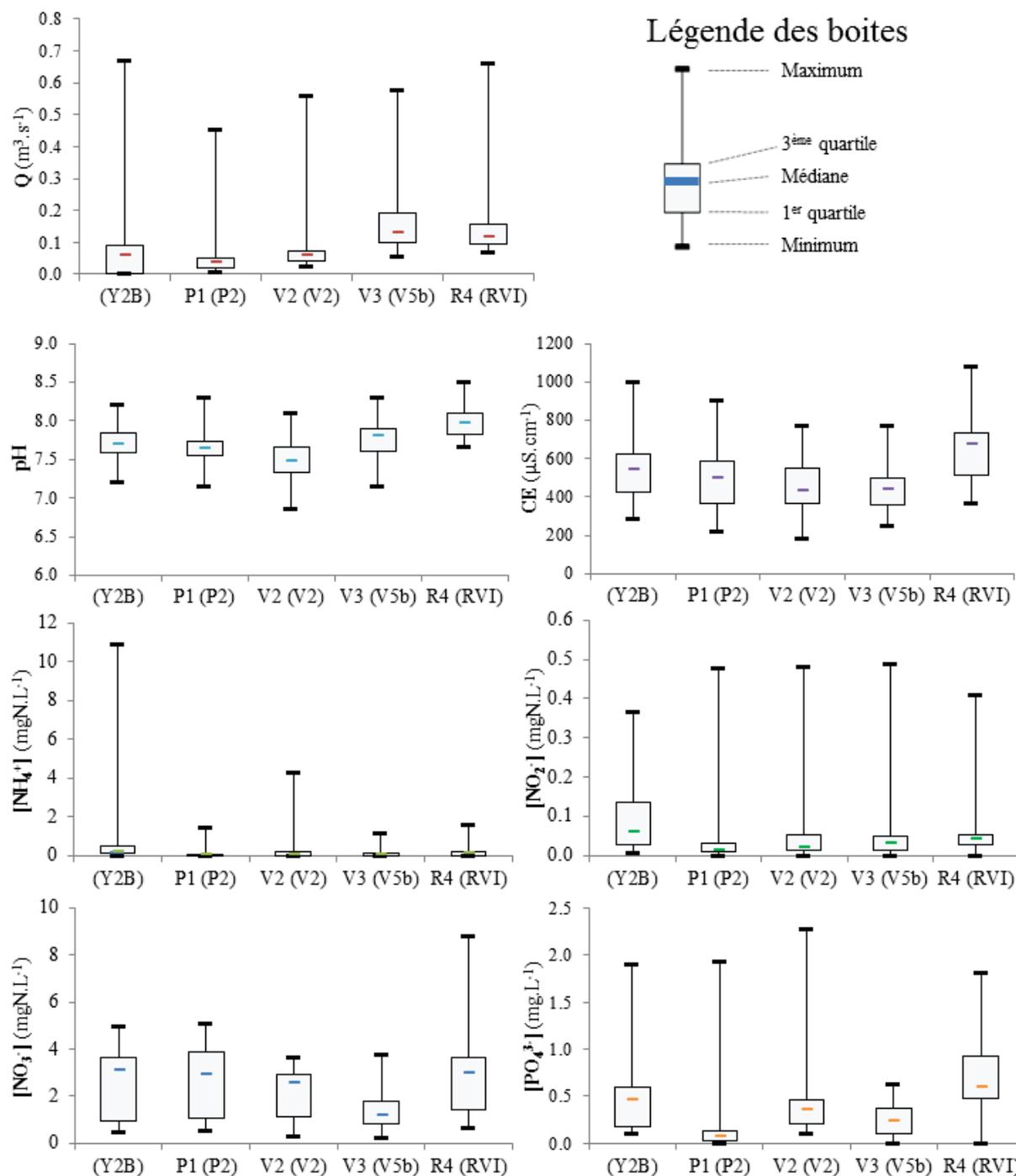


Figure 4-3 : Variations temporelles des paramètres physico-chimiques principaux analysés dans le cadre du suivi DCE sur la période 2012 à 2015

4.2 Caractérisation spatio-temporelle de la chimie des rivières étendue à l'échelle du bassin versant de l'Yvette amont

L'étude temporelle des cinq stations DCE a permis de mettre en évidence les différences de dynamique des nutriments par rapport au débit ou aux paramètres physico-chimiques basiques. Cependant, tous les affluents ne sont pas représentés sur ces stations et la dynamique géochimique du cours principal de l'Yvette peut évoluer de l'amont vers l'aval. Afin de mieux comprendre ces dynamiques, quatre cartographies ont été réalisées pour ce projet de thèse, avec une résolution spatiale plus élevée, pour compléter le réseau DCE. De nombreux traceurs supplémentaires y ont été analysés (Cl^- , SO_4^{2-} , cations majeurs, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{13}\text{C}$), permettant une étude plus approfondie de la variabilité temporelle (en fonction des saisons) et spatiale des rivières.

4.2.1 Conditions climatiques et hydrologiques des campagnes de terrain

Les cartographies réalisées pour cette étude se sont déroulées en janvier 2013, juillet 2013, mars 2014 et juillet 2014. Sur le mois précédant chaque campagne, les conditions météorologiques ont été très variables (Figure 4-4a). En effet, pour les deux campagnes de 2014, les mois précédents se caractérisent par une succession de plusieurs événements pluvieux significatifs, *i.e.* dont la hauteur des pluies est supérieure à 4 mm (hauteur minimale de pluie estimée donnant lieu à du ruissellement et un pic de crue ; cf. partie 2.1.2), espacés de trois à six jours, visibles sur l'ensemble des chroniques de débit à disposition. Néanmoins, sur les cinq jours précédant les campagnes, aucune précipitation n'est constatée. La campagne d'été 2013 est sans doute la campagne effectuée lors de l'étiage le plus sévère car aucune précipitation notable ne s'est produite pendant les 25 jours précédents. La pluie efficace est donc nulle sur cette période (Figure 4-4b). Enfin la campagne d'hiver 2013 a suivi une longue période de faibles précipitations presque quotidiennes, cumulées à des chutes de neige dont la fonte a débuté quelques jours avant l'échantillonnage. L'addition des deux événements sur un bassin dont les sols étaient saturés en eau a provoqué un pic de crue conséquent sur la période de prélèvement, sans que les précipitations efficaces soient importantes sur cette période.

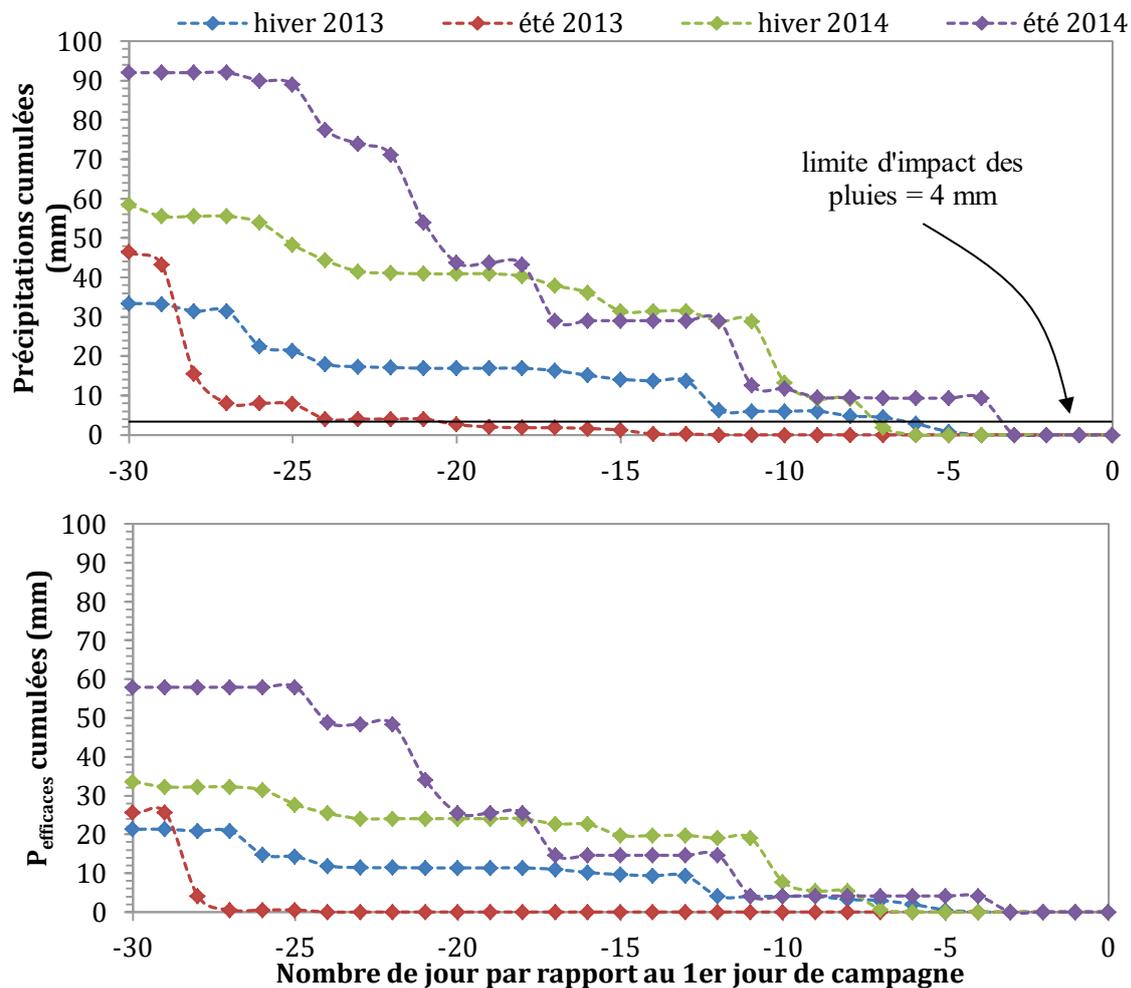


Figure 4-4 : Précipitations (station météo de Trappes) et pluies efficaces (bilan P-ETP) cumulées à partir du 1^{er} jour d'échantillonnage et en remontant sur le mois précédant chaque campagne

Les rivières sont principalement alimentées par trois types d'écoulements : le ruissellement, les effluents de station d'épuration et le flux de base issu de la nappe (somme des écoulements retardés et des écoulements de base décrits dans MOHYSE). Contrairement aux trois autres campagnes, la campagne de janvier 2013 s'est effectuée lors d'un pic de crue. Cette différence de régime entre crue et étiage s'inscrit dans la répartition des flux d'eau obtenus avec la modélisation MOHYSE par une part importante de ruissellement en janvier 2013, issue majoritairement de la fonte de la neige tombée en décembre, qui devient nulle sur les trois autres campagnes (Figure 4-5). En fonction du cours d'eau concerné, le taux de ruissellement observé en janvier 2013 évolue d'amont en aval en augmentant (*i.e.* Yvette), en diminuant (Ru des Vaux) ou reste constant (Rhodon). Comme il a été établi dans le chapitre 2, cette variation spatiale semble liée à la répartition des zones urbaines et des exutoires des

réseaux d'eau pluviale. Bien que la comparaison avec l'occupation des sols n'ait pas permis de prouver un impact systématique des zones urbaines sur le ruissellement, la présence de ces zones sur les têtes de bassin du Ru des Vaux (Auffargis et Cernay-la-Ville), sur l'amont du Pommeret, ainsi que dans le fond de vallée autour de la station de l'Yvette à Saint-Rémy-les-Chevreuse peut expliquer les parts de ruissellement importantes des stations 5, 6, 8 et 11.

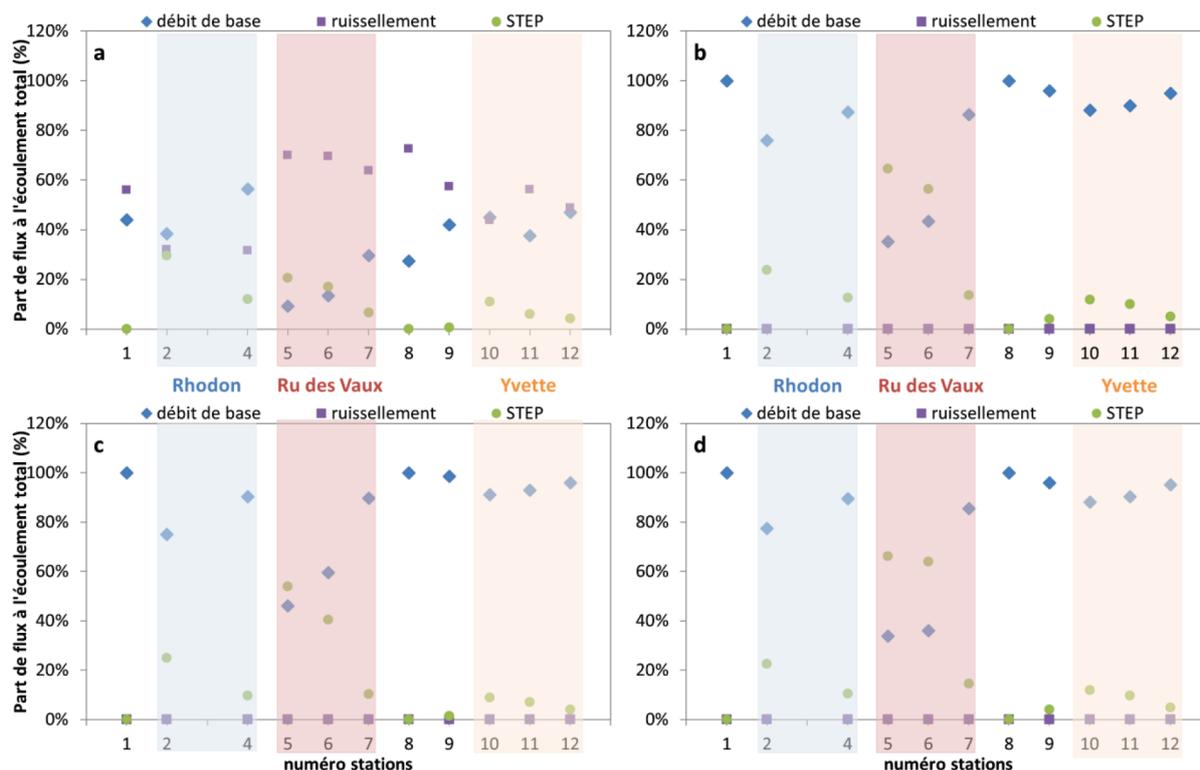


Figure 4-5 : Répartition des flux d'eau en rivière au droit des stations hydrométriques lors des campagnes d'hiver 2013 (a), d'été 2013 (b), d'hiver 2014 (c) et d'été 2014 (d).

Pour les trois campagnes d'étiage, les rivières représentent un mélange binaire entre les eaux des STEP et de la nappe. Les proportions de mélange entre ces deux sources sont, pour la plupart des stations, de l'ordre de 5 à 10 % pour les STEP et 90 à 95 % pour la nappe, à l'exception des stations 2, 5 et 6. Les parts de STEP dans l'écoulement des rivières sont majoritaires sur les stations amont du Ru des Vaux et du Rhodon ce qui coïncide avec l'apport de deux des plus importantes STEP du bassin versant. Les STEP étant situées au niveau des têtes de bassin, leur influence sur le débit diminue d'amont en aval sur l'ensemble des rivières. Les parts de mélange entre les eaux de STEP et celles de la nappe étant similaires sur l'ensemble des campagnes d'étiage, les variations temporelles de la chimie des rivières ne peuvent donc pas provenir d'une variation temporelle de ces proportions de mélanges.

4.2.2 Géochimie des pôles sources d'eau

Si les proportions de mélange semblent constantes quelle que soit la période de basses eaux, la chimie de deux sources peut évoluer dans le temps et dans l'espace. En effet, la nappe est par endroits impactée par des étangs et des infiltrations d'effluents de station d'épuration (cf. partie 3.2.2). Les stations d'épuration peuvent elles aussi rejeter des eaux de composition chimique différente. Cependant, ces variations sont difficiles à contraindre de manière exhaustive avec la faible résolution des mesures à disposition. Dans un premier temps, ces deux pôles vont donc être définis par une composition chimique « type », correspondant à leur composition moyenne à l'échelle du bassin.

La composition géochimique des eaux de STEP a été contrainte à l'aide d'une campagne d'échantillonnage des effluents des deux plus importantes stations (*i.e.* Mesnil-Saint-Denis et Lévis-Saint-Nom), complétée par des prélèvements à la sortie de la STEP du Mesnil-Saint-Denis, lors de chaque cartographie de rivière (Annexe 10). Concernant la nappe, des données issues d'études précédentes (Schneider, 2005 ; Barbecot, communication personnelle, Annexe 2) sont disponibles ainsi que celles des points instrumentés sur le Rhodon. L'ensemble des données obtenues pour les deux sources a été moyenné afin d'obtenir une chimie typique de chaque pôle (Tableau 4-1).

La chimie des deux types d'eau est très contrastée avec des teneurs en éléments majeurs 1.5 à 20 fois plus concentrées dans les effluents de STEP que dans la nappe. Ces forts gradients chimiques entre les types d'eau devraient permettre de distinguer aisément la contribution de chacun dans les eaux de rivière. Cependant au niveau isotopique, les disparités s'estompent avec des variations proches de la barre d'erreur analytique en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$, les rendant peu sensibles aux processus de mélange.

Tableau 4-1 : Données géochimiques moyennes des stations d'épuration et de la nappe des sables de Fontainebleau

Source d'eau	T °C	pH	CE $\mu\text{S.cm}^{-1}$	HCO_3^-	Cl^-	NO_2^-	NO_3^-	PO_4^{3-} SO_4^{2-} mg.L^{-1}	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	
														‰		
STEP	14.9	7.6	1302	409	160	3.4	4.7	7.5	99	105	21.8	21.7	108	-46.4	-6.6	-14.6
nappe	13.4	7.1	628	249	34	<0.1	15.6	0.2	52	22	1.5	12.0	81	-47.5	-7.0	-16.4

4.2.3 Géochimie des eaux de rivière

À l'exception de la cartographie d'hiver 2013 qui ne comporte que 12 points de prélèvement, les trois autres campagnes ont été réalisées sur les 22 stations sélectionnées en fonction de leur position stratégique sur le bassin. L'ensemble des données recueillies lors de ces campagnes est réuni en Annexe 12. Pour chaque station de mesure, pH, CE, température et débit ont été mesurés in-situ. Le ^{222}Rn a également été mesuré *in situ* (Rad7), sauf lors de la campagne d'hiver 2013 où des échantillons ont été prélevés pour faire l'analyse en laboratoire. L'eau a été pompée en continu au milieu de la rivière, à 5 cm du fond de l'eau, et échantillonnée pour les analyses en ions majeurs, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, et $\delta^{13}\text{C}$ (Annexe 6).

- ***Caractéristiques physico-chimiques des eaux***

Sur les quatre campagnes réalisées, le pH varie principalement entre 7.3 et 8.5 (Figure 4-6). Les variations de la conductivité électrique sont importantes (principalement entre 300 et 900 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), d'autant plus lors des campagnes estivales. La température est un bon indicateur du mois d'échantillonnage, avec les températures les plus basses pendant la campagne de janvier 2013 ($T_{\text{moy}} = 4.5\text{ }^\circ\text{C}$), et les températures les plus chaudes pendant les campagnes de juillet 2013 et 2014 ($T_{\text{moy}} = 19\text{ }^\circ\text{C}$). La campagne de mars 2014, présente des températures intermédiaires entre les campagnes précédentes ($T_{\text{moy}} = 11\text{ }^\circ\text{C}$). De la même façon que pour la conductivité, les variations de température sont bien plus importantes pour les deux campagnes estivales que pour les campagnes hivernales. Cette différence saisonnière est majoritairement due aux variations journalières de la température de l'air, qui sont plus grandes en été qu'en hiver, et permettent un réchauffement des eaux de surface durant la journée. La température de l'eau échantillonnée est donc dépendante de l'heure d'échantillonnage. Cependant, l'influence de la température de l'air est limitée lorsque de gros apports d'eau souterraine arrivent en rivière, tamponnant ainsi sa température.

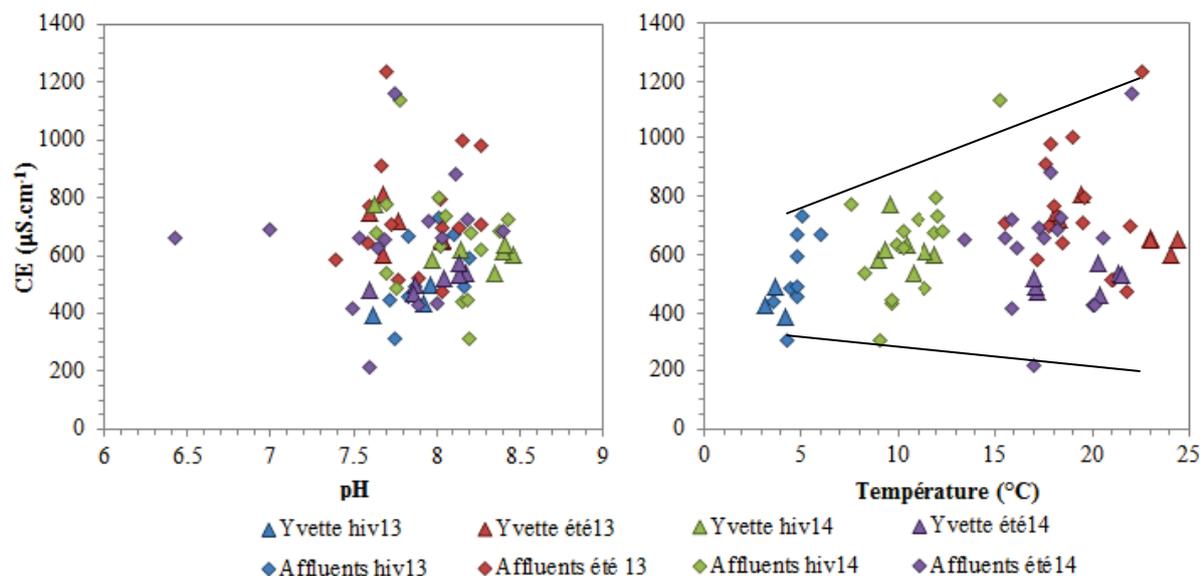


Figure 4-6 : Paramètres physico-chimiques des eaux de rivière relevés lors des campagnes de cartographie

Quelle que soit la campagne d'échantillonnage, l'eau la plus conductrice correspond à la sortie de la station d'épuration du Mesnil-Saint-Denis, qui présente la plus forte capacité de traitement des eaux du bassin (20000 EH). Les gammes de variations des paramètres physico-chimiques du cours principal de l'Yvette sont en général similaires à celles de ses affluents, excepté pour la conductivité qui est plus « tamponnée » dans l'Yvette. Ce phénomène peut être dû à une contribution d'eau souterraine plus homogène chimiquement (*i.e.* moins impactée par les étangs et les STEP).

- ***Faciès géochimique des eaux***

Sur le bassin entier de l'Yvette amont, les eaux de rivières ont un faciès bicarbonaté calcique (Figure 4-7). L'ensemble des eaux évolue entre le pôle nappe et le pôle STEP plus riche en chlorures, nitrates et potassium. Les eaux des points de mesure les plus proches des sorties de STEP tendent alors vers un faciès bicarbonaté-chloruré calcique et potassique. Malgré les variations spatiales du faciès des eaux, aucune variation saisonnière n'est visible à l'échelle du bassin.

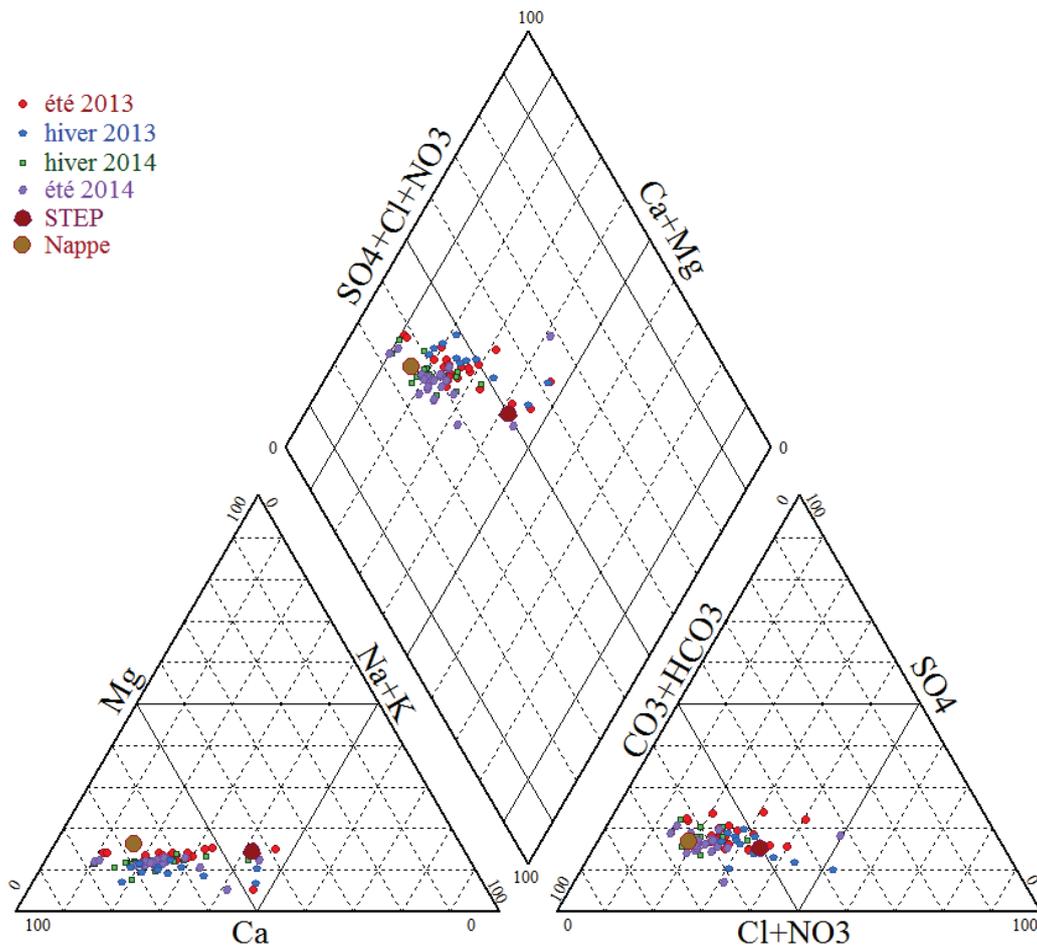


Figure 4-7 : Faciès géochimique des eaux de rivières du bassin versant de l'Yvette amont

- **Bilans des flux d'eau et de nutriments à l'échelle du bassin versant de l'Yvette**

Afin d'étudier la répartition des éléments au sein des cours d'eau, et la contribution de chaque affluent aux flux du cours principal de l'Yvette, des bilans de masses ont été réalisés pour l'ensemble des éléments majeurs (Équations 29 et 30).

$$F_{ion X, affluent Y} = [ion X]_{affluent Y} * Q_{affluent Y} \quad \text{Équation 29}$$

$$F_{ion X, Yvette} = \sum F_{ion, affluents} + F_{ion, autres} = [ion X]_{Yvette} * Q_{Yvette} \quad \text{Équation 30}$$

où :

$F_{ion X, affluent Y}$ le flux de l'ion X étudié à l'exutoire de l'affluent Y ($mg \cdot s^{-1}$), $[ion X]$ la concentration de l'ion X étudié à l'exutoire de l'affluent Y ($mg \cdot m^{-3}$), $Q_{affluent Y}$ le débit de l'affluent Y à son exutoire ($m^3 \cdot s^{-1}$), $F_{ion X, Yvette}$ le flux de l'ion X à l'exutoire de l'Yvette amont ($mg \cdot s^{-1}$), $F_{ion, autres}$ les flux de l'ion X provenant du fond de vallée de l'Yvette ($mg \cdot s^{-1}$)

Les campagnes de 2013 étant incomplètes, les bilans de flux massiques ont été calculés à l'échelle du bassin de l'Yvette, uniquement pour les deux cartographies de 2014 (Figure 4-8). Les apports d'eau et d'éléments dans l'Yvette proviennent principalement des affluents qui drainent 71 % du bassin total. Seuls 20 % des flux en moyenne en hiver et 36 % en été proviennent du fond de vallée de l'Yvette (*i.e.* 29 % de la surface totale du bassin versant), dont l'origine est partagée entre les eaux souterraines et les deux STEP présentes sur le cours principal de l'Yvette (*i.e.* STEP de Lévis-Saint-Nom et STEP de Dampierre-en-Yvelines). Le cours principal de l'Yvette est donc fortement dépendant du débit et de la qualité de ses affluents. Par ailleurs, il existe une disparité entre les flux d'eau et les flux d'éléments dissous au sein du bassin. En effet, au niveau des flux d'eau, les apports majoritaires proviennent du Ru des Vaux (25 % en moyenne sur les deux campagnes) puis du Rhodon (19 %) et de la Mérantaise (15 %). Pour les flux d'éléments conservatifs (chlorures), le Rhodon devient l'affluent majoritaire (25 %), suivi du Ru des Vaux (21 %) et de la Mérantaise (12 %). Pour les nitrates et les sulfates, le Rhodon reste prédominant (23 % pour les nitrates et 22 % pour les sulfates) suivi cette fois de la Mérantaise (20 % et 21 %) et ensuite du Ru des Vaux (18 % et 17 %). Ces différences s'observent autant en hiver qu'en été, et sont liées aux variations de la qualité des intrants aux rivières. Les stations d'épuration rejettent des eaux de qualité à peu près homogène sur le bassin mais le débit de la STEP du Mesnil-Saint-Denis étant beaucoup plus important que celui des autres stations (22 L.s⁻¹ en moyenne contre 13 L.s⁻¹ pour celle de Lévis-Saint-Nom et moins de 10 L.s⁻¹ pour les autres STEP). Le flux d'éléments dissous issu des STEP est donc plus important au sein du Rhodon que sur les autres cours d'eau. Par ailleurs, les apports d'eau et d'éléments dissous au cours principal de l'Yvette par le biais des affluents sont nettement plus faibles l'été que l'hiver (63 % des flux moyens en été contre 78 % des flux moyens à l'hiver). Seule la contribution du Ru des Vaux reste identique entre l'été et l'hiver. Ce contraste de contribution été/hiver serait lié à une variation du niveau de nappe sur les versants et le fond de vallée. À la sortie de l'hiver, au moment théorique où les niveaux piézométriques de la nappe sont les plus hauts, les gradients hydrauliques sont plus importants. Les têtes de bassin sont donc davantage alimentées par la nappe à la fin hiver. Cependant, les chroniques piézométriques sur les plateaux ne montrent pas de variations saisonnières. Les variations du niveau piézométrique entre l'été et l'hiver doivent donc certainement concerner les versants des vallées où

l'infiltration de l'eau est facilitée par l'affleurement de l'aquifère. Un suivi piézométrique au niveau de ces versants serait pertinent pour valider cette hypothèse.

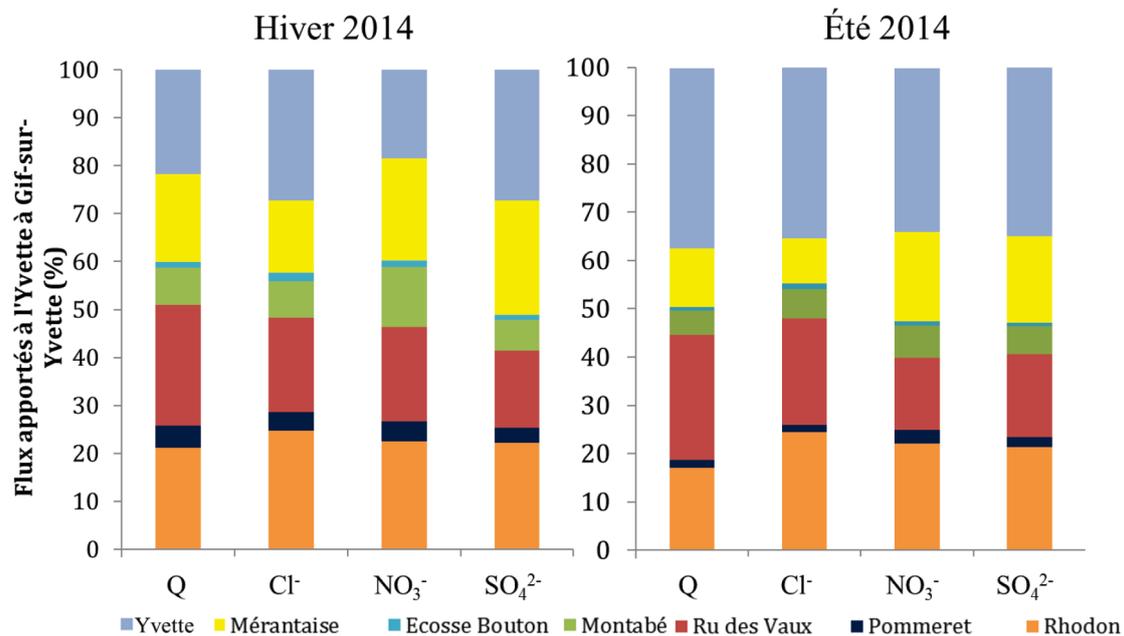


Figure 4-8 : Bilan des flux d'eau et d'éléments dissous principaux au niveau de l'exutoire de l'Yvette à Gif-sur-Yvette. Répartition de l'alimentation provenant directement du fond de vallée de l'Yvette et des six affluents principaux.

- *Variations saisonnières de la signature géochimique et isotopique des eaux*

Pour déterminer l'origine de ces variations temporelles de la chimie des rivières, la composition isotopique des eaux (rivière, STEP, étang, nappe) a été comparée à leur conductivité électrique. Le pôle nappe a été défini ici à partir de la moyenne de toutes les données recueillies dans ce projet (Tableau 4-1). La STEP la plus importante ayant été échantillonnée lors des campagnes de rivière, c'est sa signature qui représente le pôle STEP. Enfin, le pôle étang est illustré par le point de rivière le plus en amont de la Mérantaise (M1) qui recueille exclusivement les eaux des étangs du Manet (Figure 4-1).

L'eau de nappe a une composition chimique et isotopique bien distincte des étangs (Figure 4-9). La composition isotopique des étangs est clairement différente entre l'été et l'hiver : enrichie en été par l'effet de l'évaporation et appauvrie en hiver, à cause des faibles températures. De l'autre côté, l'eau de nappe issue de l'infiltration de la pluie ainsi que les eaux de STEP ont une composition isotopique indépendante de la saison. En ce qui concerne

la conductivité, les eaux de STEP se distinguent par leur conductivité électrique élevée, tandis que les eaux des étangs sont peu minéralisées. Les eaux de nappe ont une conductivité électrique intermédiaire. La conductivité électrique de chacun de ces pôles n'est pas affectée par les saisons.

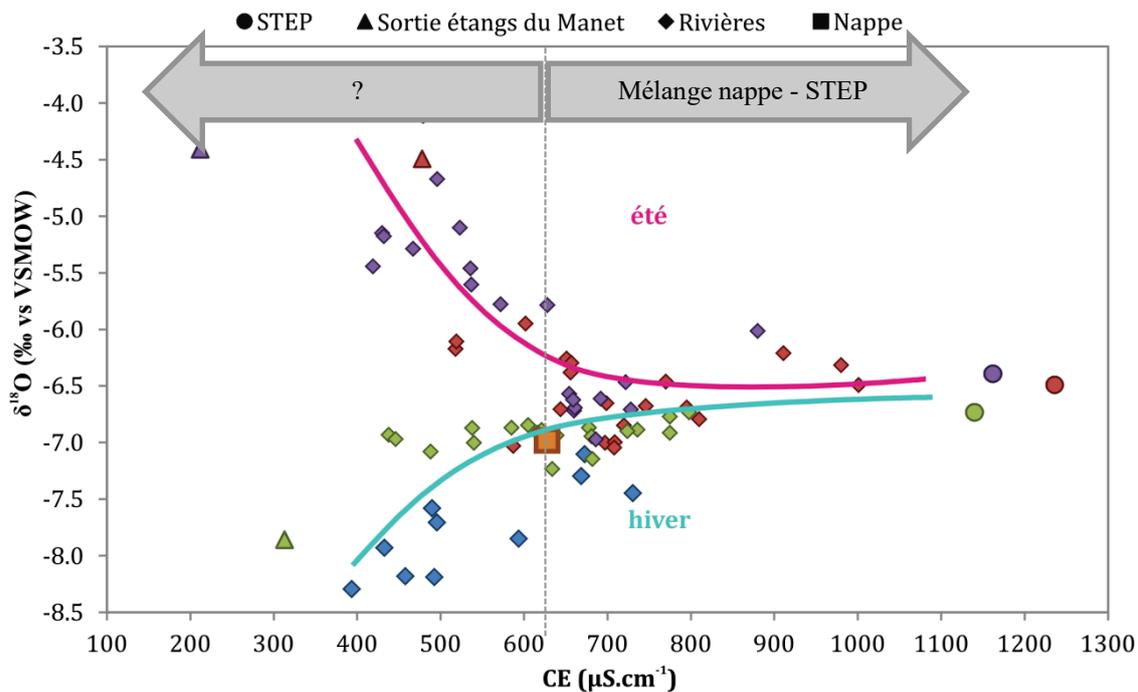


Figure 4-9 : Relation CE vs $\delta^{18}\text{O}$ pour les quatre campagnes de cartographie, hiver 2013 (figurés bleus), été 2013 (figurés rouges), hiver 2014 (figurés verts) et été 2014 (figurés violets).

Les eaux de rivière se répartissent en deux groupes. Celles dont la conductivité est supérieure à $630 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ sont issues du mélange entre les eaux de STEP et les eaux de nappe. Les trois stations prélevées sur le Rhodon font partie de ce premier groupe. En revanche, les eaux de rivière ayant une conductivité électrique plus faible, possèdent aussi une signature isotopique très variable en fonction des saisons. Ces variations s'alignent le long de tendances qui semblent mener au pôle étang. Sachant que la plupart des rivières possèdent un étang proche de leur source, l'hypothèse de mélange direct entre les étangs de plateau et les rivières pourrait en effet expliquer cette variation de signature isotopique couplée à une conductivité électrique plus faible que celle des pôles nappe et STEP. Cependant, les connexions entre le réseau d'étangs et rigoles et les cours d'eau sont discontinues dans le temps, et surtout en période estivale, la plupart des étangs présents sur le bassin sont déconnectés du réseau hydrographique pour maintenir un niveau correct et préserver leur vie aquatique propre. Cette

hypothèse n'est donc pas plausible dans notre cas. Si les étangs sont isolés du réseau hydrographique en surface, ils contribuent néanmoins toute l'année à l'alimentation de la nappe des sables de Fontainebleau. Cette alimentation pourrait diluer les eaux de nappe sur les quelques kilomètres alentours et influencer sur leur isotopie et leur chimie, comme cela a été mentionné sur le bassin du Rhodon dans le chapitre 3. L'impact des étangs sur l'isotopie de la nappe est toujours lié à un enrichissement (Schneider, 2005). Les mesures réalisées en mai et septembre 2014 sur les piézomètres impactés par les étangs du Manet n'ont révélées qu'une faible augmentation de la signature isotopique, de + 0.1 à + 0.3 ‰ par rapport aux autres piézomètres disposés sur le bassin. Ainsi ces variations semblent trop faibles pour expliquer des signatures enrichies au-dessus de -7 ‰.

Sachant que ce troisième pôle de mélange doit être une eau moins minéralisée que la nappe, sujette aux pluies et à l'évaporation, mais en lien continu avec la rivière, la troisième hypothèse réside dans les écoulements issus des événements pluvieux eux-mêmes. Le ruissellement peut être d'ores et déjà écarté puisqu'aucune pluie efficace n'est observée sur les jours précédents les campagnes d'été 2013 et 2014 et la campagne d'hiver 2014. Cependant, l'étude des précipitations efficaces sur le mois précédent chaque campagne indique que la cartographie d'été 2013 est la seule à avoir été réalisée à la suite d'une période sèche de plus de trois semaines. La campagne d'été 2014 s'est déroulée à la suite d'un mois particulièrement pluvieux où seuls les quatre jours précédant la campagne sont dénués de pluies efficaces. La cartographie d'hiver 2014 est quant à elle comprise entre les deux avec des pluies efficaces notables sur le mois précédent jusqu'à 8 jours avant le travail de terrain. Si la chimie des rivières est liée aux pluies efficaces, l'hypothèse la plus probable correspondrait donc à un écoulement retardé, permettant l'infiltration des eaux de pluie et leur stockage temporaire de quelques jours à quelques semaines avant leur décharge en rivière. Ce transfert en souterrain serait trop court pour permettre une minéralisation de l'eau complète, mais serait présent de manière significative sur le bassin pour impacter près de la moitié des stations de mesure.

En adéquation avec les modèles hydrologiques conceptuels décrits dans le chapitre 2, deux processus de transfert peuvent être émis: (i) les zones de stockage correspondant aux zones humides riveraines, qui stockent l'eau tant que leur sol n'est pas saturé, et la relâchent ensuite progressivement vers la rivière, (ii) l'infiltration sur les versants, qui servirait en partie

à l'alimentation des lignes de source au niveau des ruptures de pente entre versant et vallée (Figure 4-10). Dans les deux cas, d'un point de vue dynamique hydrologique, cet écoulement retardé est inclus dans le flux de nappe, indissociable par des mesures de débit.

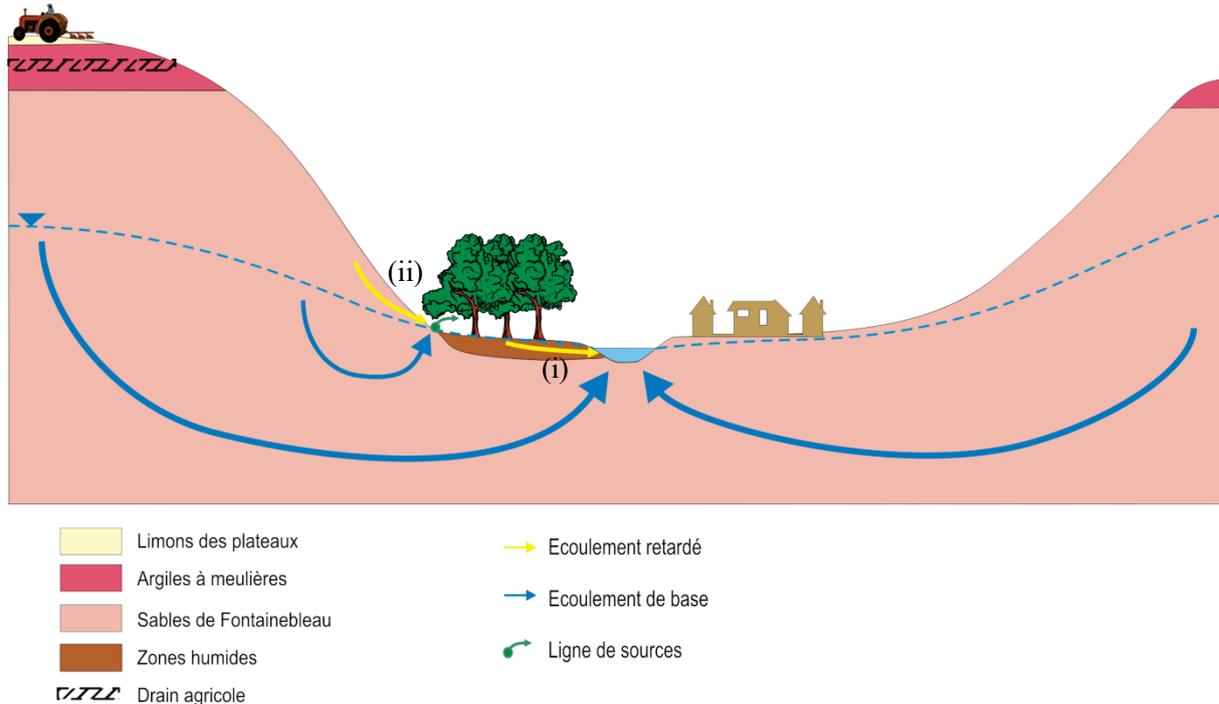


Figure 4-10 : Schéma conceptuel représentant les deux hypothèses d'écoulement retardé au sein du bassin versant : (i) stockage temporaire dans les zones humides, (ii) transit dans la ZNS des versants proche des lignes de source.

Ces deux hypothèses peuvent aussi être combinées pour en former une troisième dans laquelle l'écoulement retardé recherché serait une somme de la surcharge des lignes de sources et de la saturation des zones humides. Au niveau du bassin versant du Rhodon, il a été établi que les flux au sein des zones humides se situaient majoritairement le long d'écoulements préférentiels provenant des lignes de sources. Il est donc possible que l'augmentation du débit des sources après infiltration d'eau de pluie soit la principale source d'eau « diluée » dans le système riverain. Cependant, les campagnes d'échantillonnage des zones humides ayant été réalisées après plusieurs semaines sans précipitations efficaces, la dilution de la chimie de la nappe par les écoulements retardés n'a pas pu être observée. Un suivi de la conductivité électrique au niveau de ces sources serait nécessaire pour valider cette hypothèse.

4.3 Origine de la variabilité spatiale de la chimie des eaux

Pour comprendre la variabilité spatiale de la chimie des rivières, il est important de se placer dans un contexte le plus simple possible, c'est-à-dire dans ce cas-ci sans ruissellement. Nous avons vu dans la partie précédente qu'en période de basses eaux, les eaux de rivières étaient issues d'un mélange entre trois pôles : la nappe, les STEP et les écoulements retardés faiblement minéralisés. Parmi les trois campagnes effectuées en basses eaux, la dernière campagne de cartographie réalisée est la seule sur laquelle les analyses de pesticides ont été réalisées. Cette campagne, plus complète que les précédentes, a donc été choisie pour faire un état des lieux de la variabilité spatiale de la géochimie des eaux au sein du bassin de l'Yvette amont, et pour appréhender les facteurs impactant la qualité des rivières.

4.3.1 État des lieux sur la campagne d'été 2014

La campagne d'échantillonnage s'est déroulée sur une journée et demi, les 31 juillet et 1^{er} août 2014. En plus des éléments analysés lors des précédentes campagnes, 200 pesticides ont été recherchés dans les eaux prélevées sur cette campagne. Sur les 200 molécules, 32 ont été retrouvées dans les rivières dont le glyphosate, l'AMPA, le diuron, l'atrazine et ses dérivés sont les plus représentés (Annexe 13).

- ***Description des flux d'eau et d'éléments au sein du bassin versant***

Sur l'ensemble du site d'étude la chimie des rivières est hétérogène (Figure 4-11). Les chlorures, qui représentent ici les éléments conservatifs les plus présents dans les cours d'eau, varient de 19 à 140 mg.L⁻¹. Majoritairement apportés par les stations d'épuration, leur concentration augmente sur les points de mesure situés juste en aval des différentes STEP. A l'inverse, la station de mesure la plus en amont de la Mérantaise, dont le débit provient presque exclusivement des étangs du Manet, possède les teneurs les plus faibles. L'observation de fortes variations de concentrations au niveau des affluents principaux tels que le Rhodon et le Ru des Vaux ne se constate cependant pas sur le cours principal de l'Yvette. En effet, malgré deux STEP de taille importante, situées directement sur son cours, l'Yvette possède une chimie assez homogène. Cette différence peut être due au débit total du cours principal qui même en amont est bien plus important que celui des affluents en tête de

bassin. Ainsi, la proportion de débit provenant des STEP devient presque négligeable face à celui des apports de nappe et d'affluents. Par ailleurs, au niveau de l'exutoire des affluents majeurs, les concentrations en chlorures sont très proches de la moyenne de la nappe de 34 mg.L^{-1} , indiquant que l'impact des STEP très fort sur les parties amont devient là aussi négligeable. En termes d'éléments conservatifs, les têtes de bassin sont très impactées par leur source locale, mais rapidement, le signal de la nappe domine dans les cours d'eau, donnant une chimie plutôt stable au cours principal.

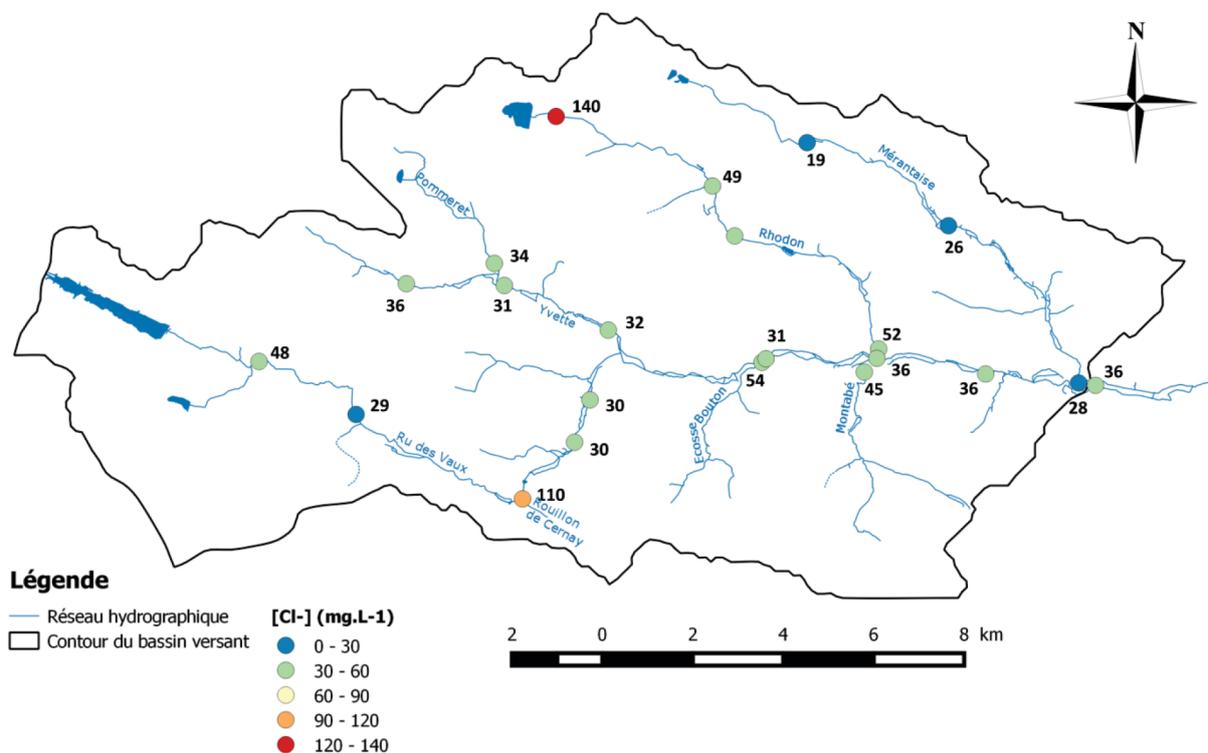


Figure 4-11 : Cartographie des concentrations en chlorures dans les eaux de rivière

La chimie des eaux de rivière est étroitement liée à la taille des sous-bassins d'alimentation topographiques de chaque station de mesure. Afin de s'abstraire des processus possibles de dilution, les nitrates et les sulfates ont été étudiés en rapports élémentaires par rapport aux chlorures (Figure 4-12). Le premier panneau retrace l'évolution des éléments conservatifs sur le bassin. Comme vu précédemment, les rivières en têtes de bassin ont une chimie très variable, certainement due aux sources d'eau locales, telles que les étangs du Manet pour la Mérentaise et les STEP pour le Rhodon, le Ru des Vaux et le Rouillon de Cernay. En revanche, dès que l'on passe la limite des 40 km^2 en surface de bassin versant, les teneurs en chlorures s'alignent autour de la valeur moyenne de la nappe. Pour les nitrates et

les sulfates, on observe la même disparité entre petits bassins versants à chimie hétérogène et grands bassins versants plus homogènes. Cependant, pour les nitrates, l'alignement des stations aux exutoires des grands bassins (Ru des Vaux aval et Yvette aval) ne se fait pas au niveau du fond géochimique moyen de la nappe, mais à un rapport plus faible. Le Ru des Vaux, qui se jette dans l'Yvette entre les stations Y3 et Y4, dont les teneurs en nitrates sont très faibles, semble fortement impacter la chimie de l'Yvette. En effet, en Y3, l'Yvette a un rapport $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ presque équivalent à celui de la nappe. Or, en Y4, après la confluence avec le Ru des Vaux, ce rapport chute à la valeur de la station la plus aval du Ru des Vaux. Les teneurs très faibles en nitrates du Ru des Vaux sont principalement dues à la présence de nombreux étangs en interaction directe avec le cours d'eau (chap. 1.2, Figure 1-17). Les eaux stagnantes ayant tendance à être moins oxygénées sont le réceptacle de processus d'oxydo-réduction dont la dénitrification, qui permettent d'épurer en partie le Ru des Vaux. En aval de cette confluence, le ratio $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$ de l'Yvette tend à remonter péniblement vers le rapport de la nappe entre Y4 et Y7 sans y arriver. Les confluences avec le Rhodon et le Montabé dont les ratios sont aussi plus faibles, peuvent être la cause de cette rééquilibration lente de l'Yvette avec la nappe. Cette dynamique des nitrates à l'échelle du bassin est aussi visible pour les sulfates mais avec des amplitudes de variations plus faibles.

De ces nouveaux éléments, qui confirment les différences entre les dynamiques spatiales des éléments dissous, on peut déduire que (i) la chimie de l'Yvette dans sa partie amont est liée à celle de la nappe, (ii) la chimie de l'Yvette dans sa partie aval dépend principalement de celle de ces affluents majeurs. Au niveau des affluents, si l'étude des éléments conservatifs prouve l'équilibre des cours d'eau avec la nappe dans leur partie aval, l'étude des éléments non-conservatifs prouve l'hétérogénéité chimique de cette nappe. Cette hétérogénéité peut être due aux variations spatiales des sources d'éléments qui alimentent la nappe, mais aussi aux processus de surface à l'instar du Ru des Vaux et de ses étangs.

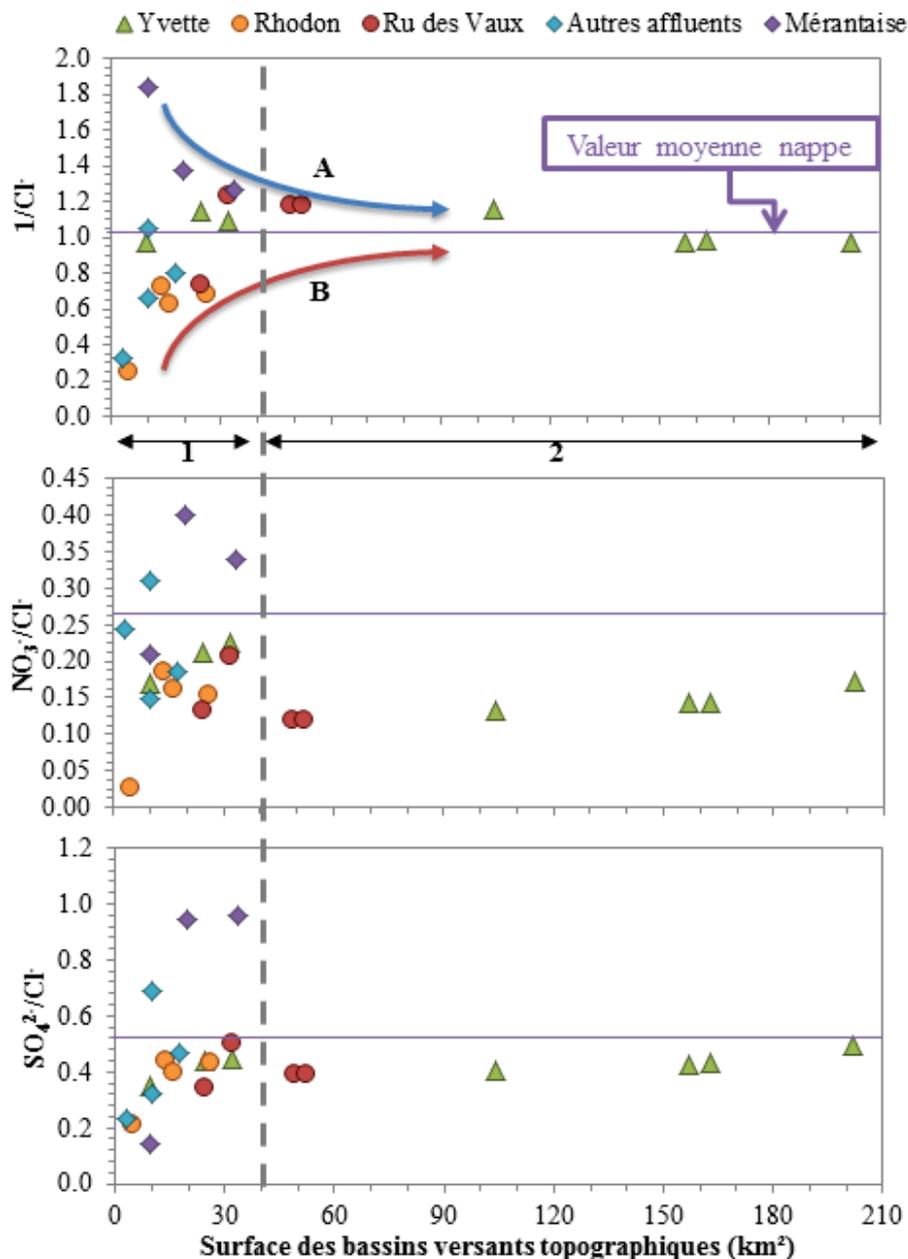


Figure 4-12 : Relation entre les rapports élémentaires des espèces majoritaires dissoutes dans les rivières et la taille des sous-bassins d'alimentation. Les zones 1 et 2 correspondent respectivement aux bassins de taille inférieure à 40 km² et supérieure à 40 km². La flèche A représente la minéralisation progressive des eaux de rivière dont la source est peu minéralisée, tandis que la flèche B représente la dilution progressive des eaux de rivière dont la source provient des STEP.

Pour distinguer les sous-bassins les plus contributifs en termes d'eau et de chimie, des bilans de masse ont été effectués pour les phosphates et les pesticides totaux afin de compléter les bilans présentés en partie 4.2.3 (Figure 4-8). Au niveau des flux d'eau, l'Yvette à son

exutoire de Gif-sur-Yvette est donc alimentée à 63 % par ses affluents et à 37 % par des flux issus du fond de vallée du cours d'eau principal (nappe des sables de Fontainebleau, les stations d'épuration de Lévis-Saint-Nom et de Dampierre-en-Yvelines, représentant 3 % du débit total à Gif-sur-Yvette, et plusieurs petits rus qui transitent dans les zones humides ; Figure 4-13). En cohérence avec les résultats hydrodynamiques, le Ru des Vaux suivi du Rhodon et de la Mérantaise sont les trois affluents principaux du cours principal de l'Yvette.

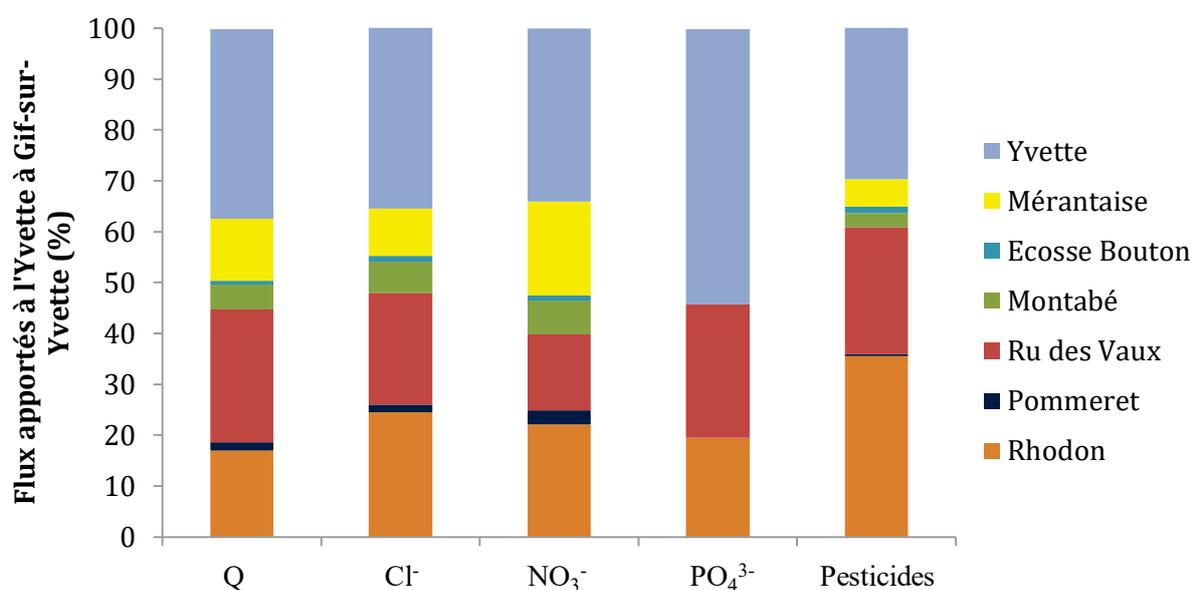


Figure 4-13 : Bilan de masse de l'eau et des principaux éléments chimiques à l'échelle du bassin versant de l'Yvette amont pour l'été 2014. Répartition de l'alimentation provenant directement du fond de vallée de l'Yvette et des six affluents principaux.

Au niveau des éléments dissous, la répartition des flux est très hétérogène. 64 % des chlorures sont apportés à l'Yvette par les affluents (dont 24 % par le Rhodon et 22 % par le Ru des Vaux). Les nitrates sont, quant à eux, principalement apportés par le Rhodon, à hauteur de 22 %, et par la Mérantaise, à hauteur de 18 %. Les phosphates proviennent uniquement du fond de vallée du cours principal de l'Yvette, et des bassins du Ru des Vaux et du Rhodon, les autres sous-bassins ayant des teneurs négligeables à leur exutoire car inférieures au seuil de détection. Enfin pour les pesticides, l'ensemble des sous-bassins aide à leurs transports, mais le Rhodon est largement plus impacté que les autres sous-bassins avec une contribution au cours principal de 36 % contre seulement 25 % pour le Ru des Vaux et moins de 5 % pour les autres affluents. De la même manière que pour les nutriments, la principale source de pesticides sur le bassin du Rhodon est la STEP du Mesnil-Saint-Denis,

puisqu'elle amène 60 % du flux de pesticides présent à l'exutoire du cours d'eau. Les 40 % restants sont amenés au cours d'eau sur la partie aval du bassin entre les stations R3 et R4, ce qui laisse présumer un impact des bourgs importants.

- ***Mélange nappe – STEP au sein des rivières et impact des écoulements retardés***

La dynamique des éléments dissous dans les rivières au sein du bassin dépend de trois facteurs : (i) la composition des sources d'eau, (ii) les parts de mélange de chaque source au niveau de la rivière et (iii) les processus biogéochimiques pouvant modifier la composition de l'eau et (iv) la dilution possible par les écoulements retardés. Pour identifier la variabilité spatiale de l'influence du pôle « écoulement retardé » et l'impact des processus biochimiques, les concentrations en chlorures (éléments conservatifs) et sulfates (non conservatifs) des rivières sont comparées à celles d'eaux issues d'un simple mélange binaire entre l'eau de nappe (non influencée par les écoulements retardés dilués) et l'eau des STEP (Figure 4-14).

Que ce soit pour les chlorures ou pour les sulfates il est clairement visible que peu de stations s'alignent sur la droite de mélange. De manière générale, les stations les plus éloignées de cette droite sont celles situées en tête de bassin, même quand d'après les mesures de débit, ces dernières ne sont censées recevoir que de l'eau de STEP. Ce constat peut être associé à une variabilité directe de la chimie des effluents mais aussi à un mélange entre STEP et écoulement retardé au niveau des points de mesure situés proches de leurs rejets. En transitant simplement dans la zone non saturée (ZNS), les écoulements retardés pourraient donc impacter de manière importante les têtes de bassins où la nappe n'alimente pas le réseau hydrographique. En revanche pour les points de mesure situés le plus en aval des différents affluents et du cours principal de l'Yvette se rapprochent de plus en plus de la droite de mélange binaire, diminuant ainsi l'impact des écoulements retardés. À l'échelle du bassin de l'Yvette, l'impact de l'écoulement retardé serait donc plus important en amont qu'en aval des sous bassins.

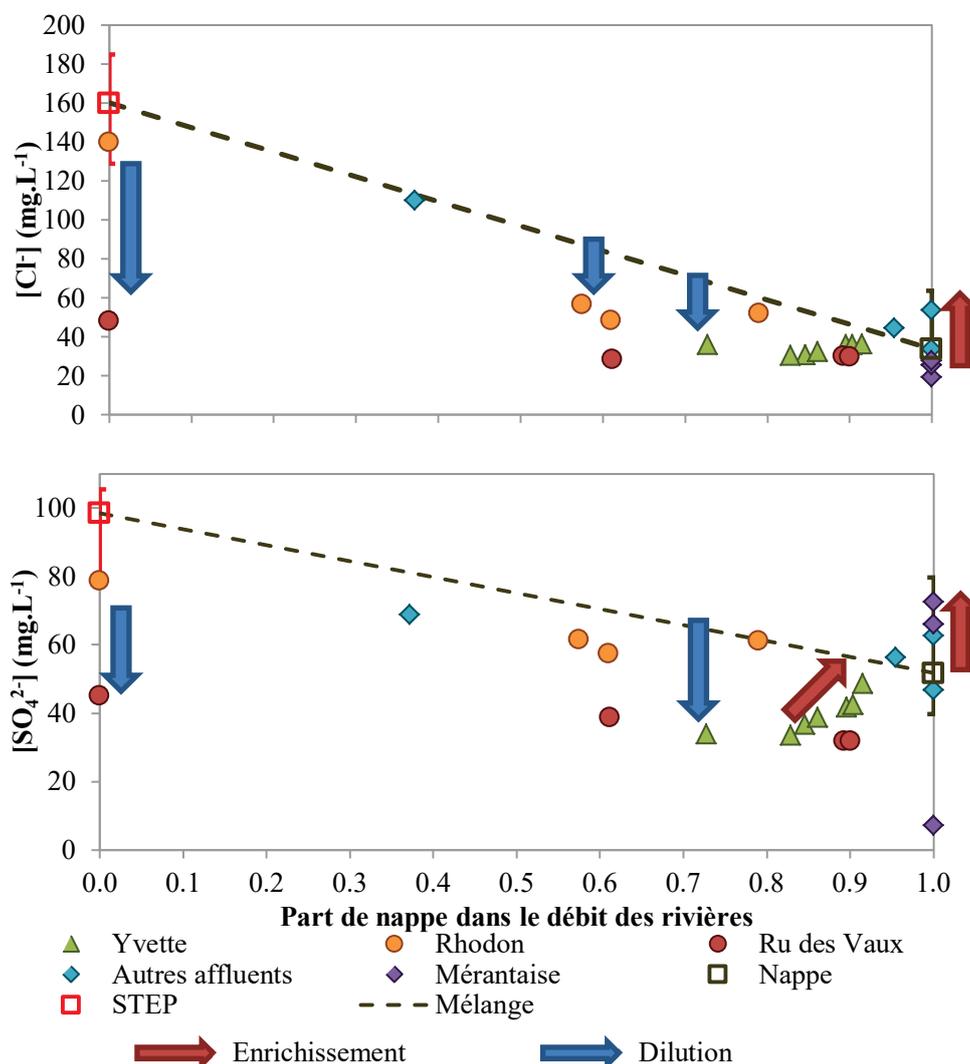


Figure 4-14 : Comparaison entre le mélange binaire théorique STEP – nappe et les données de la cartographie de rivières d’été 2014. Les barres d’erreur sur les deux pôles correspondent aux valeurs minimales et maximales observées.

Une façon de quantifier l’impact des écoulements retardés, il est possible de calculer le taux de dilution à partir des concentrations en chlorures et en sulfates, pour chacun des points décalés de la droite de mélange. Pour cela, l’hypothèse d’une chimie de nappe et de STEP homogène spatialement est toujours prise en compte, la chimie de la nappe étant celle non influencée par les écoulements retardés (Tableau 4-1). Les taux de dilution obtenus à partir des concentrations en sulfates sont cohérents avec ceux obtenus à partir des concentrations en chlorures, sauf pour La Mérintaise et l’Ecosse Bouton ce qui laisse présumer des processus supplémentaires jouant sur la qualité des eaux de ces deux sous-bassins (Figure 4-15). Les eaux des deux points aval de la Mérintaise subissent un enrichissement en sulfates en

parallèle de la dilution des chlorures, l'Ecosse Bouton subit à l'inverse un enrichissement en chlorures. Les eaux des stations situées aux exutoires du Pommeret et du Montabé sont légèrement enrichies dans les deux éléments. L'origine de l'enrichissement en sulfate et/ou chlorure est multiple : les eaux de STEP et les zones urbaines pour les chlorures, les eaux de STEP, l'agriculture et les jardins pour les sulfates. Compte-tenu de la répartition homogène à l'échelle du bassin de ces différentes sources de chlorure et de sulfates, il est difficile de privilégier l'une au détriment des autres pour expliquer les enrichissements observés dans certaines rivières.

Cependant, pour la majorité des points qui démontrent une dilution simultanée des deux éléments, les taux de dilution calculés en amont des principaux cours d'eau sont en moyenne deux fois plus élevés que ceux en aval, présentant une évolution cohérente entre l'amont et l'aval : ils diminuent de 50 % à moins de 20 % pour l'Yvette, de 70 % à 40 % pour le Ru des Vaux et de 40 % à 10 % pour le Rhodon.

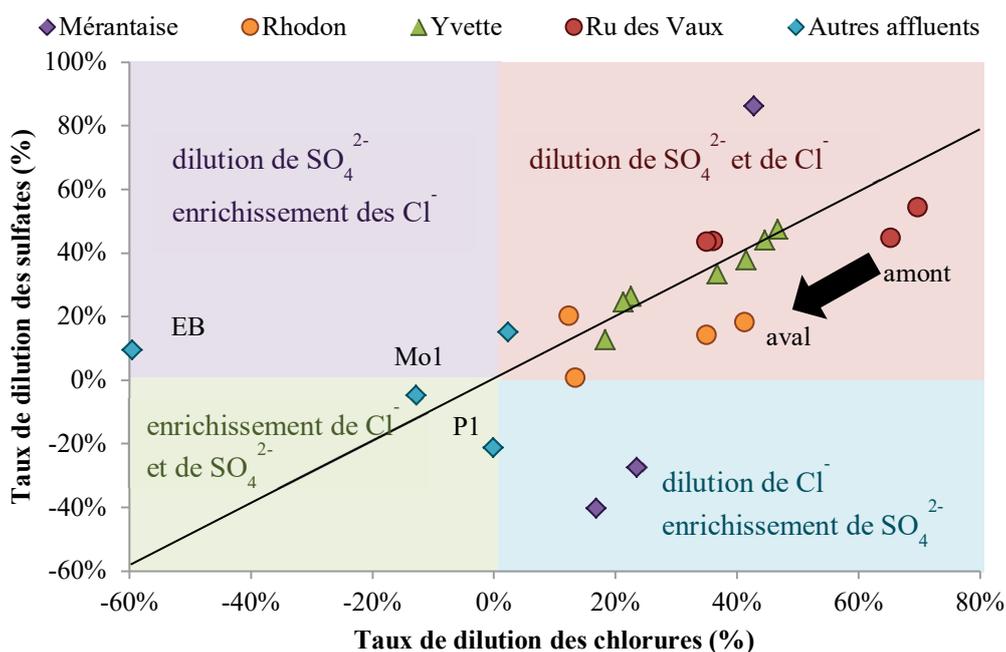


Figure 4-15 : Impact des écoulements retardés sur la chimie des rivières. La flèche noire représente l'évolution spatiale (amont – aval) des taux de dilution sur les cours du Rhodon, du Ru des Vaux et de l'Yvette.

Pour expliquer cette évolution amont-aval des taux de dilution deux hypothèses peuvent être émises : (i) les écoulements retardés sont plus importants sur les parties amont des bassins versants, (ii) la nappe est plus riche en éléments dissous sur les parties aval des

bassins versants. D'après les résultats du chapitre 2, les écoulements retardés semblent proportionnels aux surfaces de versant et de zones humides de fond de vallée. Or, ces surfaces augmentent de l'amont vers l'aval des bassins versants. La diminution des taux de dilution vers l'aval ne peut donc pas être expliquée par une diminution des écoulements retardés vers l'aval. Cette première hypothèse peut donc être écartée.

La seconde hypothèse réside dans la composition chimique de l'eau de nappe initiale, non influencée par les écoulements retardés, considérée constante sur l'ensemble du bassin. Or sur le bassin du Rhodon, la composition chimique de la nappe est variable, avec des eaux faiblement minéralisées sur la partie amont du bassin, certainement en lien avec les étangs du Manet situés sur son aire de recharge. De plus, des études antérieures ont déjà montré l'influence des étangs sur la composition isotopique de la nappe sur un rayon d'environ 3 km (Schneider, 2005). Or, les étangs se répartissant de manière assez homogène sur toutes les têtes de bassin, leur impact sur la nappe est donc possible et probable. La dilution des eaux ne serait donc pas uniquement liée à des écoulements retardés mais aussi à l'influence des étangs sur la composition chimique de la nappe. Ces étangs étant principalement concentrés en tête de bassins, la dilution y est plus importante. Cette répartition spatiale des taux de dilution renforce donc l'idée d'une stratification de la chimie de la nappe avec une décharge en tête de bassin plutôt appauvrie en éléments dissous, et une décharge en aval dont la composition est similaire au fond géochimique de la nappe régionale.

4.3.2 Origine de la stratification de la nappe

Les différents processus de recharge de la nappe, notamment sur les plateaux avec la présence d'étangs et de zones humides sont à l'origine de sa stratification. Pour tenter de comprendre ce phénomène à l'échelle du bassin entier, nous avons étudié les signatures isotopiques de l'eau au droit des 22 points échantillonnés (Figure 4-16). Deux groupes de points se distinguent : (i) les eaux des points du cours principal de l'Yvette, du Ru des Vaux et de l'amont de la Mérantaise, s'alignant le long d'une droite d'évaporation proche de celle qui mène à la signature isotopique des étangs de plateau, et (ii) les eaux des autres points (Rhodon, Mérantaise aval, Pommeret, Montabé et Ecosse Bouton), plus appauvries que le premier groupe, se rapprochant de la signature moyenne de l'eau de nappe, calculée à partir des campagnes d'analyses de la thèse de V. Schneider (2005).

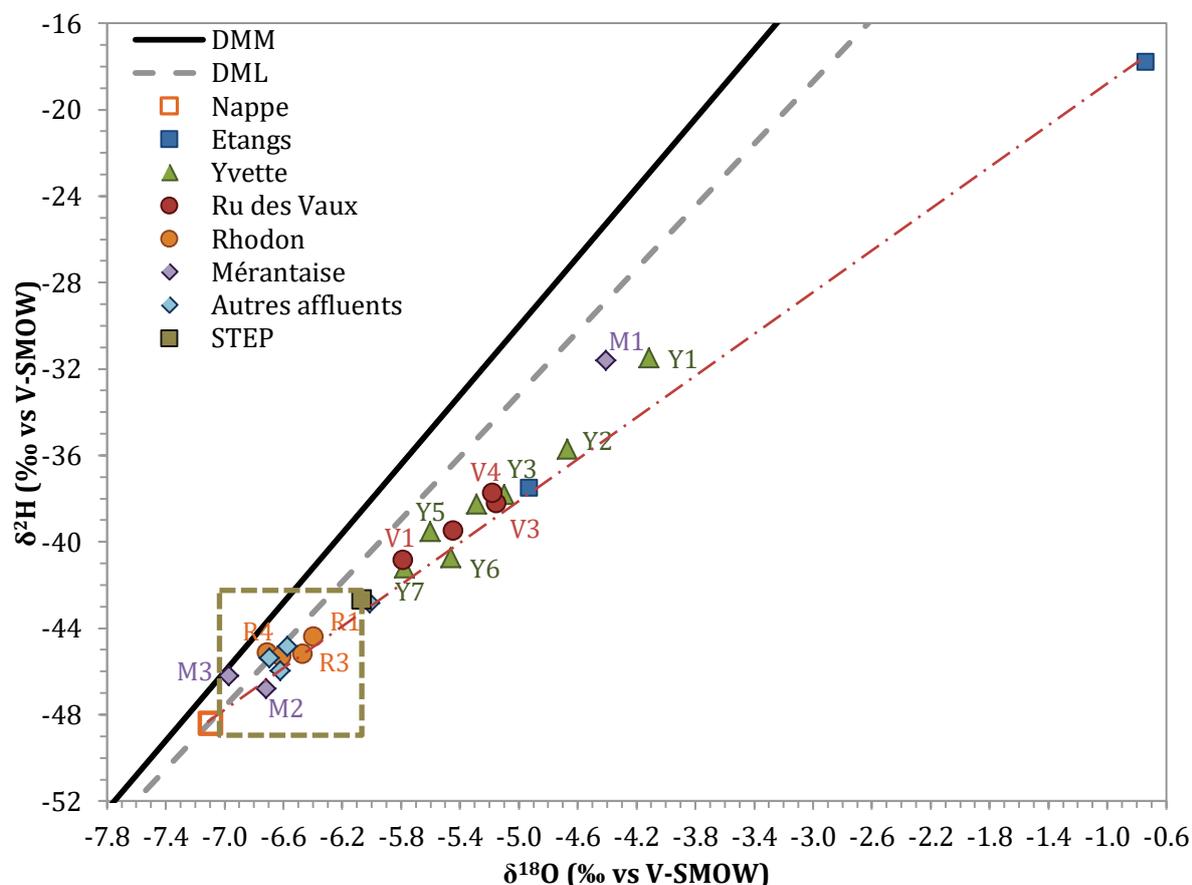


Figure 4-16 : Signatures isotopique des eaux de rivière échantillonnées en été 2014. Le carré en pointillé marron représente la gamme de variation isotopique des eaux de nappe sur le bassin versant du Rhodon. La droite en pointillé rouge correspond à la droite d'évaporation des étangs.

Par ailleurs les compositions isotopiques du second groupe sont incluses dans la gamme de variation des eaux de nappe étudiées au sein du bassin versant du Rhodon. Sur les quatre cours d'eau principaux, à l'exception du Ru des Vaux, on observe un appauvrissement global des eaux de l'amont vers l'aval. Cet état coïncide avec un mélange entre une eau de nappe enrichie, impactée par les étangs sur les têtes de bassin, et une eau de nappe « pure », *i.e.* appauvrie en ^{18}O et ^2H car non influencée par les étangs et les écoulements retardés, rechargée uniquement par l'infiltration de la pluie sur les parties avales des bassins. Pour le Rhodon néanmoins cette évolution spatiale est très réduite, en accord avec les résultats présentés dans le chapitre 3.

Au contraire, le Ru des Vaux s'enrichit en ^{18}O et ^2H d'amont en aval. Cette contradiction est simplement due à la particularité de l'aménagement du fond de vallée sur cet affluent. En effet, les nombreux étangs, construits sur le cours d'eau ou par côté en faisant un

bief pour alimenter l'étang en continu par la rivière, représentent de grandes surfaces d'eau libre plus ou moins stagnante qui s'évaporent facilement. Ainsi, la signature isotopique du Ru des Vaux tend à s'enrichir, masquant les apports souterrains néanmoins bien présents.

Il existe donc trois types de systèmes sur le bassin : (i) les cours d'eau dominés par les apports de nappe appauvrie (Pommeret, Montabé, Ecosse Bouton et Mérantaise), (ii) les cours d'eau dominés par les interactions avec les étangs de fond de vallée (Ru des Vaux) et (iii) les cours d'eau alimentés à la fois par les différentes « strates » de la nappe, *i.e.* influencée (en amont des bassins) ou non (en aval des bassins) par les étangs et les écoulements retardés, les STEP (Rhodon, Yvette).

Les stations d'épuration jouent elles-aussi un rôle dans la recharge de la nappe puisque l'on a vu dans le cas du Rhodon une zone d'infiltration des eaux de STEP au travers du lit de la rivière sur quelque centaines de mètres. Il reste cependant difficile de quantifier précisément la part de chaque source car toutes s'alignent sur la même droite d'évaporation. Pour aller plus loin dans la recherche des impacts respectifs des étangs et des STEP sur la recharge de la nappe, il faudrait réaliser des expériences de terrain telles que des traçages artificiels (au deutérium par exemple) pour calculer des taux d'infiltration et étudier les zones d'expansion de ces flux d'infiltration.

4.3.3 Impact des zones humides et de l'occupation des sols sur les variations spatiales de la chimie des rivières

La qualité des eaux de rivière est dépendante de celle des eaux de STEP, des eaux des étangs et des eaux de la nappe, ces dernières pouvant être enrichies en nutriments et pesticides via les infiltrations en provenance des plateaux cultivés. Afin de tester de manière globale si l'occupation des sols, dans le sens large du terme, a un impact sur la dynamique de certains éléments ou non, le traitement géostatistique réalisé pour les sous-bassins des stations hydrométriques a été réalisé à plus petite échelle pour les onze points complémentaires suivis lors des cartographies. Sur chaque sous-bassin, les surfaces de zones humides, de cultures, de prairies, de forêts et de zones urbaines ont été calculées sous QGis (<http://www.qgis.org/>). Ces répartitions ont été combinées avec les données chimiques obtenues sur les 22 stations de mesures lors des trois campagnes de basses eaux pour la réalisation d'analyses en composantes principales (*i.e.* 66 individus pour 15 variables). Parmi l'ensemble des analyses

effectuées, seuls les éléments majeurs ont été sélectionnés pour ces ACP. Les résultats sont présentés dans la Figure 4-17. Deux ACP distinctes ont été réalisées : la première compare la chimie des rivières à l'occupation du sol au sens strict, c'est-à-dire la répartition des surfaces en zones urbaines, cultures, forêts et prairies (ACP_A, panneau du haut), tandis que la seconde compare les mêmes éléments chimiques que la première aux répartitions de zones humides (ACP_B, panneau du bas). Les variabilités des paramètres des deux ACP sont assez bien représentées par les composantes 1 et 2, qui englobent 63 % de la variance pour l'ACP_A et 65 % de la variance pour l'ACP_B.

Sur l'ACP_A, les paramètres chimiques se répartissent en deux groupes distincts : (i) d'un côté les éléments d'origine principalement anthropique (Na^+ , Cl^- , K^+ , PO_4^{3-}) et (ii) de l'autre les éléments d'origine principalement géologique (Ca^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Mg^{2+}). La conductivité électrique dépendant de la somme de tous les éléments dissous, est naturellement située à mi-distance des deux groupes de paramètres. Les prairies sont majoritairement indépendantes des dynamiques de tous les éléments majeurs présents dans les rivières. Les cultures, très mal représentées car proches du centre de la figure, semblent corrélées aux nitrites mais l'incertitude est grande sur cette relation. En revanche, la corrélation entre les villes et les éléments du groupe 1 est en accord avec une origine purement anthropique. Les stations d'épuration étant les exutoires majeurs de la plupart des polluants citadins, elles peuvent représenter la source principale de ces éléments dans les cours d'eau. Mais il y a aussi le lessivage des éléments apportés sur le sol, notamment les sels, qui atteignent la nappe avant d'être relâchés en rivière. La répartition des villes peut donc englober ces deux sources. Par ailleurs, la corrélation inverse entre les forêts et les éléments du groupe 1 ainsi que l'indépendance des éléments du groupe 2 à la proportion de forêts permet d'émettre l'hypothèse que les forêts impactent peu la chimie des eaux avant leur décharge en rivière. Sur cette représentation, les nitrates semblent indépendants de tout type d'occupation du territoire, et leur isolement de tout groupe met en avant la complexité du suivi du cycle de l'azote en lien avec une double source de nitrates en proportions équivalentes (*i.e.* les stations d'épuration et les eaux de nappe) et avec les processus intrinsèques en rivière de changement de spéciation de l'azote (*e.g.* oxydation de NH_4^+ en NO_3^-).

Concernant l'ACP_B, les deux groupes d'éléments chimiques sont toujours bien représentés malgré un léger espacement entre les paramètres d'un même groupe. Les zones

humides de plateau semblent assez bien corrélées avec les éléments d'origine anthropique. Souvent situées autour des étangs recueillant les eaux pluviales, ou sur les terres agricoles, ces milieux humides sont donc en interaction directe avec des sources d'éléments dissous importantes. Pourtant dans les parties précédentes, l'impact des étangs était plutôt associé à une dilution des éléments et non à un apport conséquent en éléments dissous. Bien que les étangs puissent avoir une autre dynamique que les zones humides de plateau, cette hypothèse semble peu probable en raison de la liaison étroite des deux milieux. De plus, le faible pourcentage d'étendue des zones humides de plateau limite l'impact global de ces zones sur la qualité des rivières. La corrélation visible sur cette ACP n'a donc pas de sens physique sur le bassin. Les zones humides riveraines et plus largement les zones humides de fond de vallées sont indépendantes des éléments « naturels », et faiblement anti-corrélées aux éléments anthropiques. Bien que ces zones puissent jouer le rôle de puits de certains éléments, cette hypothèse ne peut être validée à l'échelle du bassin par cette analyse. Ce qui paraît ressortir en revanche, est la faible connexion entre les zones humides de fond de vallée et la qualité des eaux. En cohérence avec les modélisations effectuées sur le Rhodon, ces informations renforcent l'hypothèse de la non-efficacité des milieux humides riverains, due à leur drainage historique, qui concentre les écoulements le long de lignes préférentielles en augmentant la vitesse de transit de l'eau et donc en diminuant les interactions entre l'eau et les zones humides.

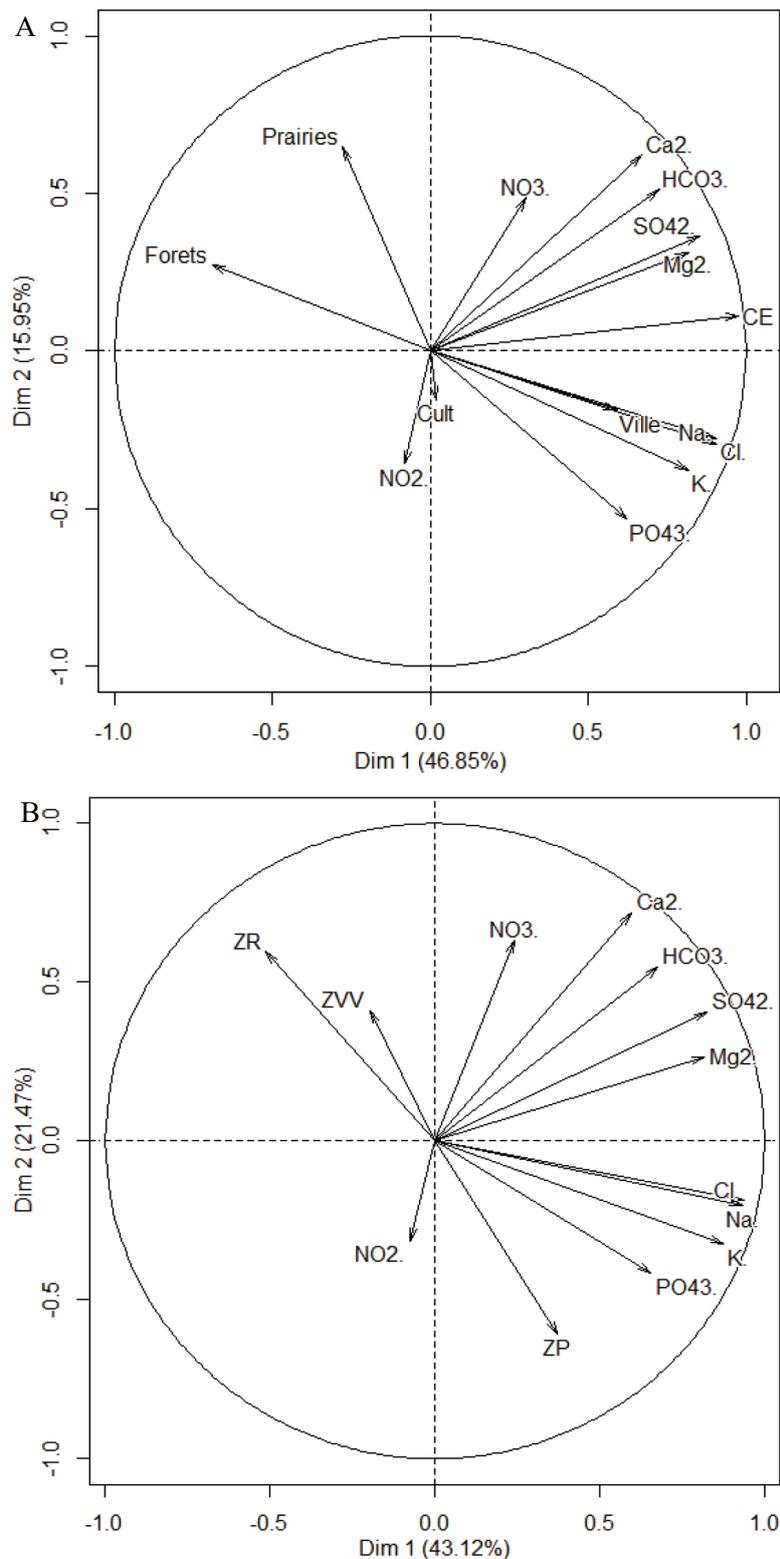


Figure 4-17 : Répartition des paramètres chimiques et géostatistiques résultants des ACP réalisées sur les trois cartographies de basses eaux. ZR correspond aux zones humides riveraines, ZV aux zones humides de fond de vallée et ZP aux zones humides de plateaux. Les compositions des axes ainsi que les graphes de répartition des points sont présentés en Annexe 8.

4.4 Synthèse

Dans ce chapitre, plusieurs éléments importants ont été mis en évidence. Tout d'abord, la grande disparité dans les dynamiques temporelles pour les nutriments en particulier, non reliée à la dynamique hydrologique des rivières, a été associée à des apports ponctuels d'eau très riche en éléments dissous, pouvant être dus à des problèmes dans les réseaux sanitaires ou dans les traitements des stations d'épuration peuvent changer radicalement la qualité des eaux sans impacter significativement le débit des cours d'eau.

D'un point de vue spatial, le cours principal de l'Yvette paraît très homogène avec une chimie globalement proche de la chimie moyenne de la nappe. Pourtant le reste du bassin, représenté par les six affluents principaux de l'Yvette, est hétérogène. Le Ru des Vaux est le premier affluent de l'Yvette en termes de quantité d'eau et, dans l'ensemble des éléments étudiés, l'affluent de l'Yvette possédant les teneurs les plus faibles en éléments dissous. À l'inverse, le Rhodon, second affluent de l'Yvette en termes d'eau, est le contributeur majeur des flux d'éléments dissous du cours principal de l'Yvette. Si le Ru des Vaux a un impact diluant assez fort sur l'Yvette, le Rhodon agit complètement dans le sens opposé. Ces deux extrêmes sont directement liés à leur contexte anthropique. Les nombreux étangs artificiels du Ru des Vaux permettent une épuration progressive de l'eau de l'amont vers l'aval en annihilant l'impact des STEP situées sur les têtes de bassin, tandis que la STEP du Rhodon qui est de loin la plus importante de tout le secteur, alimente doublement le flux d'éléments dans la rivière en apportant de l'eau chargée en surface, et en s'infiltrant dans la nappe qui se décharge dans le Rhodon plus en aval.

L'étude détaillée des variations spatiales de la chimie des rivières a permis de mettre en évidence une stratification des eaux de nappe avec une partie supérieure très impactée par les aires de recharge des plateaux, et une partie inférieure plus homogène dans l'espace. L'analyse des relations entre occupation du territoire et chimie des eaux a principalement montré l'impact des activités anthropiques des zones urbaines sur les apports en sels et en phosphates. Les nitrates provenant de plusieurs sources, et subissant des processus redox, leur variabilité spatiale ne peut être contrainte par des analyses géostatistiques à cette échelle.

Conclusion générale et perspectives

De nos jours, les bassins versants tels que celui de l'Yvette amont sont soumis à de nombreuses pressions anthropiques liés à des apports d'eau anthropiques (*i.e.* stations d'épuration), des pollutions diffuses (*e.g.* infiltration des engrais et des pesticides d'origine agricoles) et des pollutions ponctuelles (*e.g.* défaillance des systèmes de traitement des STEP, fuite des réseaux d'eau usée). Pourtant à l'image de la Directive Cadre sur l'Eau de la commission européenne, des actions de plus en plus nombreuses sont mises en œuvre pour restaurer la qualité des ressources en eau et gérer ces ressources de manière durable. Le défi majeur de ces actions réside souvent dans les incertitudes de l'efficacité des aménagements mis en place en raison de la méconnaissance du fonctionnement des systèmes hydrogéologiques et riverains. C'est pour cette raison qu'en tant qu'acteur du territoire, le Parc naturel Régional de la Haute Vallée de Chevreuse a soutenu ce projet de thèse, pour améliorer les connaissances hydrologiques sur son territoire dans le but d'optimiser ses plans de restauration et de gestion de son patrimoine.

L'objectif de cette thèse était de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique des rivières du bassin versant de l'Yvette amont et de caractériser l'impact des interactions nappe – rivière sur la qualité des cours d'eau en lien avec le contexte géomorphologique et anthropique du site. Pour cela, il a été nécessaire de (i) caractériser la dynamique hydrologique des cours d'eau et la contribution des différentes sources d'eau, (ii) quantifier les flux nappe – rivière et localiser les zones d'apport majeur d'eau souterraine en rivière et (iii) déterminer l'impact des zones humides sur la qualité des eaux de rivière.

L'originalité de ce projet était de coupler deux approches complémentaires (hydrologiques et géochimiques) parmi les plus faciles et rapides à mettre en œuvre pour étudier le système sur différentes échelles et de regrouper toutes les informations dans un modèle de fonctionnement global du bassin versant. La dynamique hydrologique a été contrainte par l'étude des chroniques de débits, qui ont été (i) traitées par une méthode de filtre numérique et (ii) utilisées comme paramètre de contrôle de calibration du modèle conceptuel global MOHYSE. La quantification des flux nappe – rivière et leurs différents modes de décharge ont été étudiés localement grâce au couplage des mesures de débit et de ^{222}Rn , sur le ru du Rhodon. Enfin, le couplage des nombreux outils isotopiques et géochimiques (paramètres physico-chimiques, ions majeurs, $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) a été utilisé pour (i)

contraindre les variations de la qualité des eaux de rivière et de nappe en fond de vallée et (ii) caractériser l'impact du contexte anthropisé du bassin sur la qualité de ces masses d'eau.

Dynamique hydrologique du système :

Grâce à l'homogénéité de son contexte géologique et morphologique, le bassin versant de l'Yvette amont possède une dynamique hydrologique similaire sur l'ensemble des principaux cours d'eau qui en constitue le réseau hydrographique. À l'échelle du bassin entier, la proportion annuelle de débit de l'Yvette provenant des flux souterrains est de 60 %, les 40 % restants provenant des flux de STEP et du ruissellement lors des épisodes de crues. La réactivité très rapide du système à toute précipitation supérieure à 4 mm cumulée sur quelques heures, à la fois en montée de crue et en décrue, démontre d'un impact significatif des réseaux d'eau pluviale des communes qui se sont développées sur le bassin ou en périphérie de celui-ci. Ajoutés à ces réseaux, l'ensemble des étangs présents sur les plateaux, gérés par les communautés d'agglomération ou par le SMAGER, est régulièrement connecté aux différentes têtes de bassin, augmentant artificiellement le débit des rivières parfois de manière très importante (*e.g.* sur la tête de bassin du ru des Vaux). En dehors des événements pluvieux, les rivières sont alimentées principalement par la nappe des sables de Fontainebleau dont la recharge moyenne annuelle sur les quatorze dernières années a été estimée à 124 mm.an⁻¹. Si cette estimation est en accord avec les précédentes études réalisées sur cet aquifère, la variation spatiale du taux de recharge est très importante, démontrant la difficulté d'associer les découpages de bassins topographiques aux bassins souterrains sur les parties les plus amont. L'hypothèse de la déconnexion entre la nappe et les cours d'eau en têtes de bassin, émise grâce à la comparaison entre la carte topographique et la carte hydrogéologique du bassin, a été confirmée sur le ru des Vaux par les modèles calibrés sur les deux stations amont (*i.e.* stations 5 et 6). À l'inverse, le Rhodon se démarque des autres sous-bassins par une recharge importante et un IEB plus important (*i.e.* 70 % des flux d'eau annuels proviennent d'apports souterrains). Concernant l'occupation du territoire, le découpage des surfaces drainée en quatre types d'occupation (*i.e.* zones urbaines, cultures, forêts et prairies) n'a pas permis d'obtenir de tendance claire. Ce constat nous amène à mettre en avant la grande hétérogénéité des dynamiques internes de chaque type d'occupation en fonction des événements pluvieux. De plus, malgré une faible extension en terme de superficie totale, les

zones humides semblent avoir des rôles différenciés en fonction de leur situation géographique avec des zones humides de plateaux plutôt liées à la recharge de la nappe et les zones humides riveraines plutôt liées au tamponnage des crues par stockage temporaire des eaux pluviales.

La plupart des résultats présentés ici sont issus de traitements de chroniques temporelles courtes, et il serait intéressant de poursuivre le suivi des débits et la modélisation, afin d'une part de valider ces résultats, et d'autre part de regarder à plus long terme si l'impact du changement climatique devient significatif sur le bassin et par la modification de quel facteur il se manifesterait. Un suivi piézométrique sur les versants ou en fond de vallée serait aussi utile pour quantifier le stockage potentiel d'eau à ces niveaux qui permet le soutien partiel des débits. Par ailleurs, les étangs et les STEP ayant un impact certain sur les débits des cours d'eau, il serait nécessaire d'engager une étude approfondie avec des suivis précis des débits de sortie de chaque installation afin de quantifier la part de chacun dans la dynamique des rivières notamment en période de crue et de modifier la gestion des sites en fonction des résultats.

Décharge de la nappe en rivière et efficacité des zones humides riveraines :

L'étude plus fine du bassin du Rhodon a mis en évidence la grande proportion de l'eau de la nappe qui se décharge en rivière par voie latérale, par le biais des lignes de sources par rapport à la part qui se décharge par voie souterraine directe. La campagne de terrain réalisée en période d'étiage, où aucune dilution des flux de nappe par la pluie n'a été observée, a permis de montrer que malgré les 85 % des flux de nappe transitant au sein des zones humides, seulement 6 % seraient épurés en termes de nitrates. Cette faible efficacité des milieux humides riverains en contraste avec les taux d'épuration des eaux transitant dans leur zone racinaire proches de 100 % est certainement due au drainage de ces milieux, réalisé lors des derniers siècles, dont les vestiges sont encore visibles aujourd'hui malgré l'abandon de leur entretien. De ce fait, la qualité de la rivière est extrêmement dépendante de celle de la nappe qui s'est trouvée être très hétérogène même à petite échelle. En effet, les eaux de nappe ont été impactées par les infiltrations d'eau de STEP au niveau du lit du Rhodon, et par les infiltrations d'eau d'étangs sur les plateaux. Ainsi, de l'amont vers l'aval, le Rhodon a été

alimenté par des eaux de nappe très riches en nutriments puis par des eaux de nappe diluées et enfin par des eaux de nappe dont la chimie correspond au fond géochimique connu de la nappe des sables de Fontainebleau (Figure 5-1).



Figure 5-1 : Schématisation des flux de nappe alimentant le Rhodon de l'amont vers l'aval en fonction de la distance à la source

Bien que les zones d'impact de chaque type de chimie de nappe soient assez bien contraintes, il serait utile de connaître le temps de transit exact de l'eau de la STEP et des étangs en souterrain afin d'estimer précisément le temps de réponse du système à un changement de qualité des eaux de STEP ou d'étangs. Des traçages naturels (*e.g.* Cl) ou artificiels (*e.g.* au deutérium) seraient aisés à mettre en œuvre et pourraient permettre de compléter le schéma conceptuel du fonctionnement du bassin en lui donnant une dimension temporelle que cette étude n'a pas permise de donner. De manière générale, le double impact des effluents de STEP sur la rivière et sur la nappe augmente la nécessité de gérer correctement ces infrastructures afin qu'elles ne déversent plus de polluants, d'autant plus que ce schéma démontré sur le Rhodon pourrait très bien s'appliquer aussi sur le Ru des Vaux où l'on observe le même type de contexte hydrogéologique sur les 5 premiers kilomètres de rivière depuis la sortie de la STEP du Perray.

Variabilité spatiale de la qualité des eaux :

L'étude comparative des résultats obtenus à l'échelle du Rhodon et de ceux obtenus à l'échelle de l'Yvette ont permis de dresser un bilan des sources d'eau et d'éléments dissous qui atteignent le cours principal de l'Yvette. Ces sources sont au nombre de quatre, classées par ordre décroissant d'apports en éléments dissous, à savoir les STEP, la nappe, les étangs de plateau et les étangs de fond de vallée (Figure 5-2). Pour ces sources, les incertitudes sur leur chimie sont assez nombreuses notamment à cause de leur variabilité temporelle, et ce d'autant

plus en ce qui concerne la nappe qui de par ses aires d'alimentations importantes et ses modes de décharge possède des variabilités à la fois spatiales et temporelles très grandes. Pourtant les traceurs géochimiques nous ont permis de définir sa qualité en fonction des modes d'alimentation qui s'ajoutent ponctuellement aux infiltrations naturelles de la pluie. Ces modes, au nombre de trois, ont eux aussi été classés par ordre décroissant d'apports en éléments dissous à la nappe, à savoir les STEP, les étangs de plateau et les écoulements retardés.

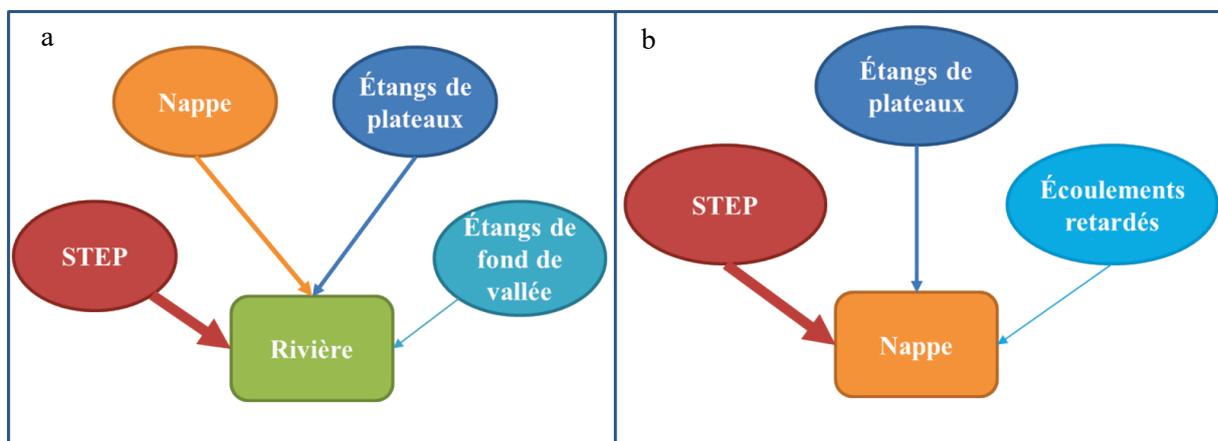


Figure 5-2 : Représentation des sources d'eau et d'éléments (a) dans la rivière et (b) dans la nappe. L'épaisseur des flèches est proportionnelle aux flux d'éléments dissous.

Les étangs de plateau ont un impact ponctuel sur les rivières correspondant aux connexions temporaires avec le réseau hydrographique qui ont souvent lieu en période de hautes eaux. Cet impact n'a donc pas pu être identifié dans ce projet. En revanche, leur impact sur la nappe, déjà supposé dans les précédentes études, a été clairement prouvé pour toutes les têtes de bassin par des taux de dilution des eaux de nappe deux fois plus importants que sur le reste du bassin. Cette dilution des eaux de nappe, ajoutée à celle issue des écoulements retardés ont impacté notablement la qualité des eaux de rivière dont les teneurs en éléments dissous sont en général comprises dans les moyennes acceptables par les normes de qualité DCE. Pourtant, l'impact des écoulements retardés sur le débit des lignes de sources et leur chimie serait à confirmer par un suivi de conductivité électrique pendant et après un événement pluvieux important. D'autre part, dans une perspective de réchauffement climatique où les périodes de sécheresse devraient se multiplier, l'impact diluant de ces écoulements sera de moins en moins prépondérant ce qui soutient l'importance de gérer la

qualité de la nappe à long terme pour éviter que sa chimie « pure » (*i.e.* non diluée) ne dépasse les seuils de mauvaise qualité. Enfin, l'étude plus approfondie de la dynamique des pesticides serait aussi intéressante pour déterminer leur temps de résidence moyen dans le bassin. La présence toujours significative de l'atrazine, interdite officiellement depuis 2003, et de ses dérivés laisse d'ores et déjà penser que le temps de séjour est au minimum de l'ordre de plusieurs décennies.

Bien que la facilité d'application et l'ubiquité de la plupart des traceurs géochimiques et isotopiques utilisés rendent les méthodes utilisées dans ce projet aisément transposables, il est important de noter la difficulté de travailler avec ces outils à ces échelles (*i.e.* bassins versants de petite taille dont les rivières ont un temps de séjour court sur bassin. En effet, pour certains outils comme les traceurs isotopiques de l'eau, les sous-systèmes riverains composés des différents affluents de l'Yvette possèdent des variations trop faibles pour réaliser de la quantification de flux. Concernant l'analyse géostatistique, le découpage de l'occupation des sols a été réalisé à une échelle au contraire trop grande pour réussir à déterminer l'impact réel des zones urbaines et des terres cultivées sur les flux d'eau et de nutriments. Ces éléments sont instructifs car ils permettent d'affiner la méthodologie employée sur ce type de tête de bassins.

Dans l'ensemble, cette étude a permis de mettre en avant la complexité des bassins pourtant petits et l'étroite relation entre la qualité des rivières, celle de la nappe et les sources d'eau situées au niveau des aires de recharge (*i.e.* STEP, étangs, zones humides). Afin de gérer durablement les rivières et les écosystèmes associés, il est donc nécessaire de prendre en compte ces différents facteurs (nappe, étangs et STEP) et de préserver et de restaurer autant les zones riveraines, qui jouent leur rôle de tampon (crues et pollutions), que les aires de recharges qui impactent la qualité de la nappe et donc par voie de conséquence tout le système aquatique à plus long terme.

L'hétérogénéité des dynamiques des sous-bassins non visible sur le cours principal de l'Yvette met en avant la différence temporelle très nette entre les têtes de bassin qui dépendent majoritairement de flux plus rapides et l'Yvette qui moyenne ces flux rapides avec des flux beaucoup plus lents. La nappe des sables de Fontainebleau, peu utilisée directement pour l'alimentation en eau potable constitue cependant le maintien vital de tous les

écosystèmes aquatiques et riverains. Avec un temps de résidence de l'eau souterraine variant de quelques années à plusieurs siècles, si la qualité de cette eau se détériore par les activités anthropiques, comme on peut le constater par endroits, l'état d'équilibre, image de la nappe, vers lequel tendent toutes les rivières sera lui aussi détérioré. Les zones humides si restaurées peuvent limiter l'impact des pollutions diffuses, mais c'est en amont qu'il faut accentuer les efforts en limitant les risques de pollution par des changements de pratiques agricoles mais aussi par des processus de traitement des eaux usées et pluviales plus efficaces.

Lexique – liste des abréviations

ACP: analyse en composantes principales

AEP : alimentation en eau potable

CASQY : Communauté d'Agglomération de Saint Quentin en Yvelines

CE : conductivité électrique

CEA : Centre d'Energie Atomique

CID : carbone inorganique dissous

DBO5 : demande biologique en oxygène en 5 jours

DCE : directive cadre sur l'eau

DRIEE : Direction Régionale et Interdépartementale de l'Environnement et de l'Energie

EH : équivalent habitant = 60g/jour/habitant de DBO5

IEB : indice d'écoulement de base

MEDDE : Ministère de l'Écologie, du Développement durable et de l'Énergie

PNRHVC : Parc Naturel Régional de la Haute Vallée de Chevreuse

RI : réservoir inférieur

RS : réservoir supérieur

SEEE : système d'évaluation de l'état des eaux

SIAHVY : Syndicat Intercommunal pour l'Aménagement Hydraulique de la Vallée de l'Yvette

SMAGER : Syndicat Mixte d'Aménagement et de Gestion des Etangs et Rigoles

SPANC : service publique d'assainissement non collectif

STEP : station d'épuration

ZH : zone humide

ZNS : zone non saturée

Bibliographie

- Adams, Rebecca Kavage, et James A. Spotila. 2005. «The form and function of headwater streams based on field and modeling investigations in the southern Appalachian Mountains». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 30, no 12, p. 1521-1546.
- Alard, Didier. 2002. «Zones humides de la basse vallée de la Seine». Programme Scientifique Seine Aval, Ifremer, Agence de l'Eau Seine Normandie et Région Haute Normandie, Rouen, France, vol. 15, p. 1-36.
- Alexander, R. B., E. W. Boyer, R. A. Smith, G. E. Schwarz et R. B. Moore. 2007. «The Role of Headwater Streams in Downstream Water Quality». *J Am Water Resour Assoc*, vol. 43, no 1, p. 41-59. En ligne. <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/22457565>>.
- Allan, J David, et María M Castillo. 2007. «Stream ecology: structure and function of running waters». Springer Science & Business Media, Dordrecht, Netherlands 2nd Ed., 436pp.
- Arnal, Gérard. 1996. «Les plantes protégées d'Ile-de-France». Collection Parthénope, Paris, 349pp.
- Arsenault, Richard, Philippe Gatien, Benoit Renaud, François Brissette et Jean-Luc Martel. 2015. «A comparative analysis of 9 multi-model averaging approaches in hydrological continuous streamflow simulation». *Journal of Hydrology*, vol. 529, p. 754-767.
- Atkinson, A. P., I. Cartwright, B. S. Gilfedder, H. Hofmann, N. P. Unland, D. I. Cendón et R. Chisari. 2015. «A multi-tracer approach to quantifying groundwater inflows to an upland river; assessing the influence of variable groundwater chemistry». *Hydrological Processes*, vol. 29, no 1, p. 1-12.
- Baccini, Alain. 2010. «Statistique Descriptive Multidimensionnelle (pour les nuls)». Institut de Mathématiques de Toulouse - UMR CNRS 5219 .Université Paul Sabatier -31062 - Toulouse, 33pp.
- Banaszuk, Piotr, Agnieszka Wysocka-Czubaszek et Piotr Kondratiuk. 2005. «Spatial and temporal patterns of groundwater chemistry in the river riparian zone». *Agriculture, Ecosystems & Environment*, vol. 107, no 2-3, p. 167-179.

- Barbecot, Florent. 2006. «Etude du fonctionnement hydrologique d'un petit bassin versant. Vallée du Rhodon». Parc naturel Régional de la Haute Vallée de Chevreuse, Rapport d'étude, 62pp.
- Bariteau, Anne. 1996. «Modélisation géochimique d'un aquifère: la nappe de l'Oligocène en Beauce et l'altération des Sables de Fontainebleau». Thèse de doctorat, Ecole des Mines de Paris, France, 178pp.
- Barnaud, Geneviève, et Eliane Fustec. 2007. «Conserver les milieux humides: pourquoi? comment?». Quae/Educagri editions, 296pp.
- Barnes, CJ, et GB Allison. 1988. «Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen». *Journal of Hydrology*, vol. 100, no 1, p. 143-176.
- Barriuso, E, R Calvet, M Schiavon et G Soulas. 1996. «Les pesticides et les polluants organiques des sols». *Etude et gestion des sols*, vol. 3, no 4, p. 279-296.
- Battle-Aguilar, J, GA Harrington, M Leblanc, C Welch et PG Cook. 2014. «Chemistry of groundwater discharge inferred from longitudinal river sampling». *Water Resources Research*, vol. 50, no 2, p. 1550-1568.
- Becker, M. W., T. Georgian, H. Ambrose, J. Siniscalchi et K. Fredrick. 2004. «Estimating flow and flux of ground water discharge using water temperature and velocity». *Journal of Hydrology*, vol. 296, no 1-4, p. 221-233.
- Bencala, Kenneth E. 2005. «Hyporheic exchange flows». *Encyclopedia of hydrological sciences*.
- Bendjoudi, Hocine, et Pierre Hubert. 2002. «Le coefficient de compacité de Gravelius: analyse critique d'un indice de forme des bassins versants». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 47, no 6, p. 921-930.
- Billen, G., J. Garnier, J. M. Mouchel et M. Silvestre. 2007a. «The Seine system: introduction to a multidisciplinary approach of the functioning of a regional river system». *Sci Total Environ*, vol. 375, no 1-3, p. 1-12. En ligne. <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17250875>>.
- Billen, G., J. Garnier, J. Nemery, M. Sebilo, A. Sferratore, S. Barles, P. Benoit et M. Benoit. 2007b. «A long-term view of nutrient transfers through the Seine river continuum».

- Sci Total Environ, vol. 375, no 1-3, p. 80-97. En ligne. <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17239940>>.
- Billen, Gilles, Josette Garnier, Marie Benoît et Juliette Anglade. 2013. «La cascade de l'azote dans les territoires de grande culture du Nord de la France». Cahiers Agricultures, vol. 22, no 4, p. 272-281.
- Bissardon, Miriam, Lucas Guibal et J.-C. Rameau. 2002. «CORINE biotopes: version originale, types d'habitats français». École nationale du génie rural, des eaux et des forêts (ENGREF) & ATEN, 175pp.
- Boulton, Andrew J., Thibault Datry, Tamao Kasahara, Michael Mutz et Jack A. Stanford. 2010. «Ecology and management of the hyporheic zone: stream-groundwater interactions of running waters and their floodplains». Journal of the North American Benthological Society, vol. 29, no 1, p. 26-40.
- BRGM (1975). Carte géologique au 1/50000. Feuille de Rambouillet (218)
- Briggs, Martin A., Laura K. Lutz et Jeffrey M. McKenzie. 2012. «A comparison of fibre-optic distributed temperature sensing to traditional methods of evaluating groundwater inflow to streams». Hydrological Processes, vol. 26, no 9, p. 1277-1290.
- Broecker, W.S., et T.-H. Peng. 1974. «Gas exchange rates between air and sea». Tellus, vol. XXVI.
- Bullock, A., et M. Acreman. 2003. «The role of wetlands in the hydrological cycle». Hydrology and Earth System Sciences Discussions, vol. 7, no 3, p. 358-389.
- Buss, S, Z Cai, B Cardenas, J Fleckenstein, D Hannah, K Heppell et P Wood. 2009. «The Hyporheic Handbook: A handbook on the groundwater-surface water interface and hyporheic zone for environment managers, Integrated Catchment Science Programme». Science report SC040070, Environment Agency, Bristol, UK, p. 280pp.
- Büttner, George, et B. Kosztra. 2007. «CLC2006 technical guidelines». European Environment Agency, Technical Report n°17, p. 45pp.
- Cable, Jaye E., William C. Burnett, Jeffrey P. Chanton et Georges L. Weatherly. 1996. «Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using radon-222». Earth and Planetary Science Letters, vol. 144, no 3, p. 591-604.

- Calvet, R, E Barriuso, C Bedos, P Benoit, MP Charnay et Y Coquet. 2005. «Les pesticides dans le sol, conséquences agronomiques et environnementales». Éditions France Agricole, Paris : 637pp.
- Cartwright, Ian, et Benjamin Gilfedder. 2015. «Mapping and quantifying groundwater inflows to Deep Creek (Maribyrnong catchment, SE Australia) using ^{222}Rn , implications for protecting groundwater-dependant ecosystems». *Applied Geochemistry*, vol. 52, p. 118-129.
- Cartwright, Ian, Harald Hofmann, Melissa A. Sirianos, Tamie R. Weaver et Craig T. Simmons. 2011. «Geochemical and ^{222}Rn constraints on baseflow to the Murray River, Australia, and timescales for the decay of low-salinity groundwater lenses». *Journal of Hydrology*, vol. 405, no 3-4, p. 333-343.
- Casey, Ryan E., M. D. Taylor et Stephen J. Klaine. 2004. «Localization of denitrification activity in macropores of a riparian wetland». *Soil Biology and Biochemistry*, vol. 36, no 4, p. 563-569.
- Chapman, TG. 1963. «Effects of ground-water storage and flow on the water balance». *Water resources, use and management*, Merlbourne University Press, Canberra, p. 290-301.
- Chapman, TG, et AI Maxwell. 1996. «Baseflow separation-comparison of numerical methods with tracer experiments». 23rd Hydrology and Water Resources Symposium, Hobart Australia, May 21-24, p. 539-545.
- Chen, Xi, et Dingbao Wang. 2015. «Modeling seasonal surface runoff and base flow based on the generalized proportionality hypothesis». *Journal of Hydrology*, vol. 527, p. 367-379.
- Choubey, V. M., et R. C. Ramola. 1997. «Correlation between geology and radon levels in groundwater, soil and indoor air in Bhilangana Valley, Garhwal Himalaya, India». *Environmental Geology*, vol. 32, no 4, p. 258-262. En ligne. <<http://dx.doi.org/10.1007/s002540050215>>.
- Clark, Ian D, et Peter Fritz. 1997. «Environmental isotopes in hydrogeology». CRC press LLC, Boca Raton, FL, 328pp.
- Cleveland, Cory C., et Daniel Liptzin. 2007. «C:N:P stoichiometry in soil: is there a “Redfield ratio” for the microbial biomass?». *Biogeochemistry*, vol. 85, no 3, p. 235-252.

- Conant, B., Jr., J. A. Cherry et R. W. Gillham. 2004. «A PCE groundwater plume discharging to a river: influence of the streambed and near-river zone on contaminant distributions». *J Contam Hydrol*, vol. 73, no 1-4, p. 249-279. En ligne. <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/15336797>>.
- Constantz, Jim. 2008. «Heat as a tracer to determine streambed water exchanges». *Water Resources Research*, vol. 44, no 4, p. 1-20. W00D10.
- Cook, P. G., G. Favreau, J. C. Dighton et S. Tickell. 2003. «Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers». *Journal of Hydrology*, vol. 277, no 1-2, p. 74-88.
- Cook, P. G., S. Lamontagne, D. Berhane et J. F. Clark. 2006. «Quantifying groundwater discharge to Cockburn River, southeastern Australia, using dissolved gas tracers ^{222}Rn and SF_6 ». *Water Resources Research*, vol. 42, no 10, p. 1-12. W10411.
- Cook, P. G., C. Wood, T. White, C. T. Simmons, T. Fass et P. Brunner. 2008. «Groundwater inflow to a shallow, poorly-mixed wetland estimated from a mass balance of radon». *Journal of Hydrology*, vol. 354, no 1-4, p. 213-226.
- Cook, Peter G. 2013. «Estimating groundwater discharge to rivers from river chemistry surveys». *Hydrological Processes*, vol. 27, no 25, p. 3694-3707.
- Coplen, Tyler B, Andrew L Herczeg et Chris Barnes. 2000. «Isotope engineering—using stable isotopes of the water molecule to solve practical problems». In *Environmental tracers in subsurface hydrology*, p. 79-110: Springer.
- Corbett, D Reide, Kevin Dillon, William Burnett et Jeffrey Chanton. 2000. «Estimating the groundwater contribution into Florida Bay via natural tracers, ^{222}Rn and CH_4 ». *Limnology and Oceanography*, vol. 45, no 7, p. 1546-1557.
- Corcho Alvarado, J. A., F. Barbecot et R. Purtschert. 2009. «Ambient vertical flow in long-screen wells: a case study in the Fontainebleau Sands Aquifer (France)». *Hydrogeology Journal*, vol. 17, no 2, p. 425-431.
- Corcho Alvarado, J. A., R. Purtschert, F. Barbecot, C. Chabault, J. Rueedi, V. Schneider, W. Aeschbach-Hertig, R. Kipfer et H. H. Loosli. 2007. «Constraining the age distribution of highly mixed groundwater using ^{39}Ar : A multiple environmental tracer ($^3\text{H}/^3\text{He}$, ^{85}Kr , ^{39}Ar , and ^{14}C) study in the semiconfined Fontainebleau Sands Aquifer (France)». *Water Resources Research*, vol. 43, no 3, p. 1-16 W03427.

- Couillard, Line, et Pierre Grondin. 1986. *La végétation des milieux humides du Québec*: Gouvernement du Québec, Ministère de l'environnement, Québec, 400pp p.
- Cowardin, Lewis M, Virginia Carter, Francis C Golet et Edward T LaRoe (1979). Classification of wetlands and deepwater habitats of the United States, US Department of the Interior, US Fish and Wildlife Service, Office of Biological Services, Washington DC, FWS/OBS-79/31, 131 pp
- Craig, Harmon. 1957. «Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 12, no 1-2, p. 133-149. En ligne. <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0016703757900248>>.
- Cranswick, Roger H., et Peter G. Cook. 2015. «Scales and magnitude of hyporheic, river-aquifer and bank storage exchange fluxes». *Hydrological Processes*, vol. 29, no 14, p. 3084-3097.
- Cranswick, Roger H., Peter G. Cook et Sebastien Lamontagne. 2014. «Hyporheic zone exchange fluxes and residence times inferred from riverbed temperature and radon data». *Journal of Hydrology*, vol. 519, p. 1870-1881.
- CSIRO, et SKM (2010). Baseflow assessment for the Murray-Darling Basin. CSIRO: Water for a Healthy Country National Research Flagship.: 78 p
- Curie, F., A. Ducharne, M. Sebilo et H. Bendjoudi. 2009. «Denitrification in a hyporheic riparian zone controlled by river regulation in the Seine river basin (France)». *Hydrological Processes*, vol. 23, no 5, p. 655-664.
- Dahl, M., B. Nilsson, J. H. Langhoff et J. C. Refsgaard. 2007. «Review of classification systems and new multi-scale typology of groundwater–surface water interaction». *Journal of Hydrology*, vol. 344, no 1-2, p. 1-16.
- Das, Anirban, S Krishnaswami et SK Bhattacharya. 2005. «Carbon isotope ratio of dissolved inorganic carbon (DIC) in rivers draining the Deccan Traps, India: sources of DIC and their magnitudes». *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 236, no 1, p. 419-429.
- Datry, Thibault, Marie-José Dole-Olivier, Pierre Marmonier, Jean-François Perrin, Michel Lafont, Cécile Claret et Pascal Breil. 2008. «La zone hyporhéique, une composante à ne pas négliger dans l'état des lieux et la restauration des cours d'eau». *Ingénieries - E A T.*, vol. 54, p. 3-18.

- Dimova, Natasha T, et William C Burnett. 2011. «Evaluation of groundwater discharge into small lakes based on the temporal distribution of radon-222». *Limnology and Oceanography*, vol. 56, no 2, p. 486-494.
- Dugan, Patrick J. 1990. *Wetland conservation: A review of current issues and required action*: IUCN, Gland, Switzerland, 96pp p.
- Dulaiova, Henrieta, Richard Peterson, William C. Burnett et D. Lane-Smith. 2005. «A multi-detector continuous monitor for assessment of ^{222}Rn in the coastal ocean». *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, vol. 263, no 2, p. 361-363.
- Eckhardt, K. 2005. «How to construct recursive digital filters for baseflow separation». *Hydrological Processes*, vol. 19, no 2, p. 507-515.
- Eckhardt, K. 2008. «A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods». *Journal of Hydrology*, vol. 352, no 1-2, p. 168-173.
- Ellis, P. A., R. Mackay et M. O. Rivett. 2007. «Quantifying urban river-aquifer fluid exchange processes: a multi-scale problem». *J Contam Hydrol*, vol. 91, no 1-2, p. 58-80. En ligne. <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17182151>>.
- Etcheverry, David (2002). Valorisation des méthodes isotopiques pour le questions pratiques liées aux eaux souterraines-Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène. GEOLEP-REPORT-2002-008, 72pp. Office fédéral des eaux et de la géologie
- Filoché, Sébastien, Maëlle Rambaud, Anne Beylot et Frédéric Hendoux. 2014. *Catalogue de la flore vasculaire d'Ile-de-France*. Conservatoire Botanique national du Bassin Parisien/Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 195pp. , 195 p.
- Flipo, Nicolas. 2005. «Modélisation intégrée des transferts d'azote dans les aquifères et les rivières; Application au bassin du Grand Morin». Thèse de doctorat, Ecole Supérieure des Mines de Paris, 262 p.
- Fortin, V, et R Turcotte. 2007. «Le modèle hydrologique MOHYSE (bases théoriques et manuel de l'utilisateur)». Note de cours pour SCA7420, Département des sciences de la terre et de l'atmosphère, Université du Québec à Montréal, 17 pp.
- Frazier, Scott. 1996. *Directory of wetlands of international importance: An update*. Ramsar Convention Bureau, Gland, Switzerland.

- Freeze, R Allan, et JA Cherry (1979). *Groundwater*, 604 pp, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ
- Fustec, Éliane, et Jean-Claude Lefeuvre. 2000. *Fonctions et valeurs des zones humides*: Dunod, Paris, 426pp p.
- Gangbazo, G, et F Babin. 2000. «Pollution de l'eau des rivières dans les bassins versants agricoles». *Vecteur environnement*, vol. 33, no 4, p. 47-57.
- Garnier, J., G. Billen, G. Vilain, M. Benoit, P. Passy, G. Tallec, J. Tournebize, J. Anglade, C. Billy, B. Mercier, P. Ansart, A. Azougui, M. Sebilou et C. Kao. 2014. «Curative vs. preventive management of nitrogen transfers in rural areas: Lessons from the case of the Orgeval watershed (Seine River basin, France)». *J Environ Manage*, vol. 144, p. 125-134.
- Garnier, Josette, Julien Némery, Gilles Billen et Sylvain Théry. 2005. «Nutrient dynamics and control of eutrophication in the Marne River system: modelling the role of exchangeable phosphorus». *Journal of Hydrology*, vol. 304, no 1-4, p. 397-412.
- Genereux, David P., et Harold F. Hemond. 1992. «Determination of Gas Exchange Rate Constants for a Small Stream on Walker Branch Watershed, Tennessee». *Water Resources Research*, vol. 28, no 9, p. 2365-2374.
- Gibson, JJ, TWD Edwards, GG Bursey et TD Prowse. 1993. «Estimating evaporation using stable isotopes: quantitative results and sensitivity analysis for». *Nordic Hydrology*, vol. 24, p. 79-94.
- Gillon, M., F. Barbecot, E. Gibert, J. A. Corcho Alvarado, C. Marlin et M. Massault. 2009. «Open to closed system transition traced through the TDIC isotopic signature at the aquifer recharge stage, implications for groundwater ¹⁴C dating». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 73, no 21, p. 6488-6501.
- Gleeson, Tom, Kent Novakowski, Peter G. Cook et T. Kurt Kyser. 2009. «Constraining groundwater discharge in a large watershed: Integrated isotopic, hydraulic, and thermal data from the Canadian shield». *Water Resources Research*, vol. 45, no 8, p. 1-16, W08402.
- Grivel, Stéphane, et Pierre Caessteker. 2015. «Têtes de bassin versant. Milieux, usages, enjeux et politiques publiques». In *Têtes de bassin: comment concilier les enjeux sur ces territoires hors du commun?*, sous la dir. de: Paris.

- Hamon, W Russell. 1961. «Estimating potential evapotranspiration». *Journal of the Hydraulics Division*, vol. 87, no 3, p. 107-120.
- Harvey, Judson W., J. K. Böhlke, Mary A. Voytek, Durelle Scott et Craig R. Tobias. 2013. «Hyporheic zone denitrification: Controls on effective reaction depth and contribution to whole-stream mass balance». *Water Resources Research*, vol. 49, no 10, p. 6298-6316.
- Hattermann, F. F., V. Krysanova, A. Habeck et A. Bronstert. 2006. «Integrating wetlands and riparian zones in river basin modelling». *Ecological Modelling*, vol. 199, no 4, p. 379-392.
- Hefting, M., B. Beltman, D. Karssenberg, K. Rebel, M. van Riessen et M. Spijker. 2006. «Water quality dynamics and hydrology in nitrate loaded riparian zones in the Netherlands». *Environ Pollut*, vol. 139, no 1, p. 143-156. En ligne. <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/15996804>>.
- Hydrosphère. 2009. «Mesure de la qualité des eaux de l'Yvette amont et ses affluents». Rapport d'étude, PNR HVC, 99pp.
- Jacks, G., et A. C. Norrström. 2004. «Hydrochemistry and hydrology of forest riparian wetlands». *Forest Ecology and Management*, vol. 196, no 2-3, p. 187-197.
- Jayaraman, K. 1999. «Manuel de statistique pour la recherche forestière». FORSPA-FAO Publication, Peechi, India, 239pp. <ftp://ftp.fao.org/docrep/fao/003/X6831F/X6831F00.pdf>.
- Joly, D, T Brossard, H Cardot, J Cavailhès, M Hilal et P Wavresky. 2010. «Types of climates on continental France, a spatial construction». *Cybergeo European Journal of Geography*, vol. 501. <http://www.cybergeo.revues.org/index23155.html>.
- Jones Jr, Jeremy B, et Robert M Holmes. 1996. «Surface-subsurface interactions in stream ecosystems». *Trends in Ecology & Evolution*, vol. 11, no 6, p. 239-242.
- Jonsson, Karin, Håkan Johansson et Anders Wörman. 2003. «Hyporheic exchange of reactive and conservative solutes in streams—tracer methodology and model interpretation». *Journal of Hydrology*, vol. 278, no 1-4, p. 153-171.
- Kalbus, E., F. Reinstorf et M. Schirmer. 2006. «Measuring methods for groundwater – surface water interactions: a review». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 10, no 6, p. 873-887.

- Kalin, L, MM Hantush, S Isik, A Yucekaya et T Jordan. 2012. «Nutrient Dynamics in flooded wetlands. II: Model application». *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. 18, no 12, p. 1724-1738.
- Kendall, Carol, et Tyler B Coplen. 2001. «Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States». *Hydrological Processes*, vol. 15, no 7, p. 1363-1393.
- Khadka, Mitra B., Jonathan B. Martin et Jin Jin. 2014. «Transport of dissolved carbon and CO₂ degassing from a river system in a mixed silicate and carbonate catchment». *Journal of Hydrology*, vol. 513, p. 391-402.
- Kim, H. S., et S. Lee. 2014a. «Assessment of a seasonal calibration technique using multiple objectives in rainfall-runoff analysis». *Hydrological Processes*, vol. 28, no 4, p. 2159-2173.
- Kim, H. S., et S. Lee. 2014b. «Assessment of the adequacy of the regional relationships between catchment attributes and catchment response dynamics, calibrated by a multi-objective approach». *Hydrological Processes*, vol. 28, no 13, p. 4023-4041.
- Kluge, T, Johann Ilmberger, C von Rohden et Werner Aeschbach-Hertig. 2007. «Tracing and quantifying groundwater inflow into lakes using a simple method for radon-222 analysis». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 11, no 5, p. 1621-1631.
- Koivusalo, Harri, et Teemu Kokkonen. 2003. «Modelling runoff generation in a forested catchment in southern Finland». *Hydrological Processes*, vol. 17, no 2, p. 313-328.
- Ladson, A. R., R. Brown, B. Neal et R. Nathan. 2013. «A standard approach to baseflow separation using the Lyne and Hollick filter». *Australian Journal of Water Resources*, vol. 17, no 1, p. 25-34.
- Landon, Matthew K., David L. Rus et F. Edwin Harvey. 2001. «Comparison of Instream Methods for Measuring Hydrolic Conductivity in Sandy Streambeds». *Ground Water*, vol. 39, no 6, p. 870-885.
- Larocque, Marie , Pascale M. Biron, Thomas Buffin-Bélanger, Michael Needelman, Claude-André Cloutier et Jeffrey M. McKenzie. 2016. «Role of the geomorphic setting in controlling groundwater–surface water exchanges in riverine wetlands: A case study from two southern Québec rivers (Canada)». *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques*, in press. <http://dx.doi.org/10.1080/07011784.2015.1128360>.

- Lauerwald, Ronny, Jens Hartmann, Nils Moosdorf, Stephan Kempe et Peter A Raymond. 2013. «What controls the spatial patterns of the riverine carbonate system?—A case study for North America». *Chemical Geology*, vol. 337, p. 114-127.
- Lefebvre, K., F. Barbecot, B. Ghaleb, M. Larocque et S. Gagne. 2013. «Full range determination of ^{222}Rn at the watershed scale by liquid scintillation counting». *Appl Radiat Isot*, vol. 75, p. 71-76. En ligne. <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/23466700>>.
- Lefebvre, Karine, Florent Barbecot, Marie Larocque et Marina Gillon. 2015. «Combining isotopic tracers (^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}$) for improved modelling of groundwater discharge to small rivers». *Hydrological Processes*, vol. 29, no 12, p. 2814-2822.
- Leopold, Luna B, et Thomas Dunne. 1978. «Water in environmental planning». New York, 818p.
- Li, Hong, C. Y. Xu et Stein Beldring. 2015. «How much can we gain with increasing model complexity with the same model concepts?». *Journal of Hydrology*, vol. 527, p. 858-871.
- Linacre, Edward T. 1977. «A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone». *Agricultural meteorology*, vol. 18, no 6, p. 409-424.
- Longobardi, Antonia, et Paolo Villani. 2008. «Baseflow index regionalization analysis in a mediterranean area and data scarcity context: Role of the catchment permeability index». *Journal of Hydrology*, vol. 355, no 1-4, p. 63-75.
- Lozouet, P. 2012. «Stratotype Stampien». Muséum national d'Histoire naturelle-Mèze, Biotop Editions, Paris, 400pp.
- Lyne, V, et M Hollick. 1979. «Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling». *Institute of Engineers Australia National Conference*, vol. 79, no 10, p. 89-93.
- Maître, Véronique, Anne-Claude Cosandey, Eric Desagher et Aurèle Parriaux. 2003. «Effectiveness of groundwater nitrate removal in a river riparian area: the importance of hydrogeological conditions». *Journal of Hydrology*, vol. 278, no 1-4, p. 76-93.
- Martinez, J. L., M. Raiber et M. E. Cox. 2015. «Assessment of groundwater–surface water interaction using long-term hydrochemical data and isotope hydrology: Headwaters of

- the Condamine River, Southeast Queensland, Australia». *Science of The Total Environment*, vol. 536, p. 499-516.
- McCallum, James L., Peter G. Cook, Dawit Berhane, Chris Rumpf et Gerard A. McMahon. 2012. «Quantifying groundwater flows to streams using differential flow gaugings and water chemistry». *Journal of Hydrology*, vol. 416-417, p. 118-132.
- McGuire, Kevin J, et Jeffrey J McDonnell. 2006. «A review and evaluation of catchment transit time modeling». *Journal of Hydrology*, vol. 330, no 3, p. 543-563.
- MEDDE. 2009. «Évaluation de l'état des eaux de surface continentales (cours d'eau, canaux, plans d'eau)». Guide technique, 74pp.
- Mégien, Claude. 1979. «Hydrogéologie du centre du bassin de Paris: contribution à l'étude de quelques aquifères principaux». Rapport du BRGM, vol. 98, p. 144-149.
- Mei, Yiwen, et Emmanouil N. Anagnostou. 2015. «A hydrograph separation method based on information from rainfall and runoff records». *Journal of Hydrology*, vol. 523, p. 636-649.
- Ménillet, F. 1988. «Meulière, argiles à meulière et meulière: historique, évolution des termes et hypothèses génétiques [Meulière, Clay meulière and meulière: historical evolution of the terms and assumptions genetic]». *Bull Inf Géol Bassin Paris*, vol. 25, no 4, p. 71-79.
- Mercier, R. 1981. «Inventaire des ressources aquifères et vulnérabilité des nappes du département des Yvelines. ». Rapport 81SGN348IDF, BRGM, Paris.
- Meredith, E. L., et S. L. Kuzara. 2012. «Identification and quantification of base flow using carbon isotopes». *Ground Water*, vol. 50, no 6, p. 959-965. En ligne. <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/22671689>>.
- Meredith, K. T., S. E. Hollins, C. E. Hughes, D. I. Cendón, S. Hankin et D. J. M. Stone. 2009. «Temporal variation in stable isotopes (^{18}O and ^2H) and major ion concentrations within the Darling River between Bourke and Wilcannia due to variable flows, saline groundwater influx and evaporation». *Journal of Hydrology*, vol. 378, no 3-4, p. 313-324.
- Mérot, Ph, P Durand et C Morisson. 1995. «Four-component hydrograph separation using isotopic and chemical determinations in an agricultural catchment in Western France». *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 20, no 3, p. 415-425.

- Merz, R., G. Blöschl et J. Parajka. 2006. «Spatio-temporal variability of event runoff coefficients». *Journal of Hydrology*, vol. 331, no 3-4, p. 591-604.
- Météo_France (2014). Données climatologiques de la station de Trappes (78). Publiothèque Météo France
- Meybeck, Michel. 1982. «Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers». *Am. J. Sci*, vol. 282, no 4, p. 401-450.
- Meybeck, Michel, Ghislain de Marsily et Éliane Fustec. 1998. «La Seine en son bassin: fonctionnement écologique d'un système fluvial anthropisé». Elsevier, 750pp.
- Meyer, Judy L., David L. Strayer, J. Bruce Wallace, Sue L. Eggert, Gene S. Helfman et Norman E. Leonard. 2007. «The Contribution of Headwater Streams to Biodiversity in River Networks¹». *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, vol. 43, no 1, p. 86-103.
- Mitsch, WJ, et JG Gosselink. 1993. «Wetlands». VanNostrand Reinhold, New York, 722 pp.
- Molenat, Jérôme, Chantal Gascuel-Oudou, Laurent Ruiz et Gérard Gruau. 2008. «Role of water table dynamics on stream nitrate export and concentration in agricultural headwater catchment (France)». *Journal of Hydrology*, vol. 348, no 3-4, p. 363-378.
- Monteith, J.L. 1965. «The state and movement of water in living organisms». *Proc., Evaporation and Environment, XIXth Symp*, p. 205-234.
- Mook, WG, et JJ de Vries (2001). *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Application, Volume I: Introduction, Theory, Methods, Review* (WG Mook, editor), UNESCO/IAEA, Vienna, Austria and Paris France, http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/documents/global_cycle/Environmental%20Isotopes%20in%20the%20Hydrological%20Cycle%20Vol%201.pdf
- Moore, RD. 2004a. «Introduction to salt dilution gauging for streamflow measurement Part 2: Constant-rate injection». *Streamline Watershed Management Bulletin*, vol. 8, no 1, p. 11-15.
- Moore, RD. 2004b. «Introduction to salt dilution gauging for streamflow measurement: Part 1». *Streamline Watershed Management Bulletin*, vol. 7, no 4, p. 20-23.
- Moss, Dorian, et BK Wyatt. 1994. «The CORINE Biotopes Project: a database for conservation of nature and wildlife in the European Community». *Applied Geography*, vol. 14, no 4, p. 327-349.

- Mullinger, N. J., A. M. Binley, J. M. Pates et N. P. Crook. 2007. «Radon in Chalk streams: Spatial and temporal variation of groundwater sources in the Pang and Lambourn catchments, UK». *Journal of Hydrology*, vol. 339, no 3-4, p. 172-182.
- Nathan, RJ, et TA McMahon. 1990. «Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses». *Water Resources Research*, vol. 26, no 7, p. 1465-1473.
- Noorduijn, Saskia L., Glenn A. Harrington et Peter G. Cook. 2014. «The representative stream length for estimating surface water-groundwater exchange using Darcy's Law». *Journal of Hydrology*, vol. 513, p. 353-361.
- Oerke, E-C. 2006. «Crop losses to pests». *The Journal of Agricultural Science*, vol. 144, no 01, p. 31-43.
- Olias, M, JM Nieto, AM Sarmiento, JC Cerón et CR Cánovas. 2004. «Seasonal water quality variations in a river affected by acid mine drainage: the Odiel River (South West Spain)». *Science of The Total Environment*, vol. 333, no 1, p. 267-281.
- Oudin, Ludovic. 2004. «Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global». Thèse de doctorat, ENGREF (AgroParisTech), 496pp p.
- Oudin, Ludovic, Vazken Andréassian, Thibault Mathevet, Charles Perrin et Claude Michel. 2006. «Dynamic averaging of rainfall-runoff model simulations from complementary model parameterizations». *Water Resources Research*, vol. 42, no 7, p. 1-10, W07410.
- Oudin, Ludovic, Vazken Andréassian, Charles Perrin, Claude Michel et Nicolas Le Moine. 2008. «Spatial proximity, physical similarity, regression and ungaged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments». *Water Resources Research*, vol. 44, no 3, p. 1-15, W03413.
- Partington, D., P. Brunner, C. T. Simmons, A. D. Werner, R. Therrien, H. R. Maier et G. C. Dandy. 2012. «Evaluation of outputs from automated baseflow separation methods against simulated baseflow from a physically based, surface water-groundwater flow model». *Journal of Hydrology*, vol. 458-459, p. 28-39.
- Paul, Michael J, et Judy L Meyer. 2001. «Streams in the urban landscape». *Annu. Rev. Ecol. Syst*, vol. 32, p. 333-365.

- Perrin, Charles, Claude Michel et Vazken Andréassian. 2003. «Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation». *Journal of Hydrology*, vol. 279, no 1, p. 275-289.
- Perrin, Charles, Ludovic Oudin, Vazken Andreassian, Claudia Rojas-Serna, Claude Michel et Thibault Mathevet. 2007. «Impact of limited streamflow data on the efficiency and the parameters of rainfall—runoff models». *Hydrological Sciences Journal*, vol. 52, no 1, p. 131-151.
- Petelet-Giraud, Emmanuelle, et Philippe Negrel. 2007. «Geochemical flood deconvolution in a Mediterranean catchment (Hérault, France) by Sr isotopes, major and trace elements». *Journal of Hydrology*, vol. 337, no 1, p. 224-241.
- Peterjohn, William T, et David L Correll. 1984. «Nutrient dynamics in an agricultural watershed: observations on the role of a riparian forest». *Ecology*, vol. 65, no 5, p. 1466-1475.
- Polus, Edwige, Nicolas Flipo, Chantal de Fouquet et Michel Poulin. 2011. «Geostatistics for assessing the efficiency of a distributed physically-based water quality model: application to nitrate in the Seine River». *Hydrological Processes*, vol. 25, no 2, p. 217-233.
- Rampon, G. 1965. «Etat de la documentation sur les ouvrages souterrains implantés sur les feuilles topographiques de Nogent le Roi-Rambouillet et synthèse hydrogéologique provisoire [State of the documentation on the underground Structures located on the leaves topographic Nogent le-Roi-Rambouillet and provisional hydrogeological synthesis]». *Rapport du BRGM DSGR*, vol. 65, p. A7.
- Ranalli, Anthony J., et Donald L. Macalady. 2010. «The importance of the riparian zone and in-stream processes in nitrate attenuation in undisturbed and agricultural watersheds – A review of the scientific literature». *Journal of Hydrology*, vol. 389, no 3-4, p. 406-415.
- Reddy, KR, RH Kadlec, E Flaig et PM Gale. 1999. «Phosphorus retention in streams and wetlands: a review». *Critical reviews in environmental science and technology*, vol. 29, no 1, p. 83-146.
- Redfield, Alfred C. 1958. «The biological control of chemical factors in the environment». *American scientist*, vol. 46, p. 205-221.

- Reichenberger, Stefan, Martin Bach, Adrian Skitschak et Hans-Georg Frede. 2007. «Mitigation strategies to reduce pesticide inputs into ground-and surface water and their effectiveness; A review». *Science of The Total Environment*, vol. 384, no 1, p. 1-35.
- Rivett, M. O., S. R. Buss, P. Morgan, J. W. Smith et C. D. Bemment. 2008. «Nitrate attenuation in groundwater: a review of biogeochemical controlling processes». *Water Res*, vol. 42, no 16, p. 4215-4232. En ligne. <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/18721996>>.
- Roche, François-Gérard. 1997. *La Vallée de Chevreuse en 1900 à travers les cartes postales Auffargis, Saint-Benoist, chasses et chenils des Rothschild : 230 illustrations* Trad. de: *French*. Paris 21 rue Eugène-Flachat, 75017: IDC plus p.
- Roche, Marcel. 1963. «Hydrologie de surface». GAUTHIER-VILLARS, Paris, France, 430pp.
- Rushton, KR, et LM Tomlinson. 1979. «Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers». *Journal of Hydrology*, vol. 40, no 1, p. 49-65.
- Sahu, Saroj Kumar, G. Beig et N. Parkhi. 2012. «Emerging pattern of Anthropogenic NOx emission over Indian subcontinent during 1990s and 2000s». *Atmospheric Pollution Research*, vol. 3, no 2.
- Santos, I. R., D. T. Maher et B. D. Eyre. 2012. «Coupling automated radon and carbon dioxide measurements in coastal waters». *Environ Sci Technol*, vol. 46, no 14, p. 7685-7691. En ligne. <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/22694256>>.
- Schmidt, A, JJ Gibson, Isaac R Santos, M Schubert, K Tattrie et H Weiss. 2010. «The contribution of groundwater discharge to the overall water budget of two typical Boreal lakes in Alberta/Canada estimated from a radon mass balance». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 14, no 1, p. 79-89.
- Schmidt, Axel, Christina E Stringer, Ulrike Haferkorn et Michael Schubert. 2009. «Quantification of groundwater discharge into lakes using radon-222 as naturally occurring tracer». *Environmental Geology*, vol. 56, no 5, p. 855-863.
- Schneider, Vincent. 2005. «Apports de l'hydrodynamique et de la géochimie à la caractérisation des nappes de l'Oligocène et de l'Éocène, et à la reconnaissance de leurs relations actuelles et passées : origine de la dégradation de la nappe de

- l'Oligocène (sud-ouest du Bassin de Paris)». Thèse de doctorat, Université Paris Sud 11, 298pp.
- Schulte, Peter, Robert van Geldern, Heiko Freitag, Ajaz Karim, Philippe Négrel, Emmanuelle Petelet-Giraud, Anne Probst, Jean-Luc Probst, Kevin Telmer, Ján Veizer et Johannes A. C. Barth. 2011. «Applications of stable water and carbon isotopes in watershed research: Weathering, carbon cycling, and water balances». *Earth-Science Reviews*, vol. 109, no 1-2, p. 20-31.
- Sharma, S, et CD Frost. 2008. «Tracing Coalbed Natural Gas–Coproducted Water Using Stable Isotopes of Carbon». *Groundwater*, vol. 46, no 2, p. 329-334.
- Smerdon, Brian D., W. Payton Gardner, Glenn A. Harrington et Steven J. Tickell. 2012. «Identifying the contribution of regional groundwater to the baseflow of a tropical river (Daly River, Australia)». *Journal of Hydrology*, vol. 464-465, p. 107-115.
- Sophocleous, Marios. 2002. «Interactions between groundwater and surface water: the state of the science». *Hydrogeology Journal*, vol. 10, no 1, p. 52-67.
- Stellato, Luisa, Emma Petrella, Filippo Terrasi, Paolo Belloni, Maria Belli, Umberto Sansone et Fulvio Celico. 2008. «Some limitations in using ^{222}Rn to assess river–groundwater interactions: the case of Castel di Sangro alluvial plain (central Italy)». *Hydrogeology Journal*, vol. 16, no 4, p. 701-712.
- Stewart, M. K. 2015. «Promising new baseflow separation and recession analysis methods applied to streamflow at Glendhu Catchment, New Zealand». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 19, no 6, p. 2587-2603.
- Tang, Xiangyu, Bo Zhu et Hidetaka Katou. 2012. «A review of rapid transport of pesticides from sloping farmland to surface waters: Processes and mitigation strategies». *Journal of Environmental Sciences*, vol. 24, no 3, p. 351-361.
- Tocqueur, Flore. 2015. «Ozone et transport dans la haute troposphère tropicale de l'Océan Indien et de l'Asie du Sud : apport des données spatiales (IASI) et de la modélisation». Thèse de doctorat, Université Toulouse III Paul Sabatier, 152pp.
- Uchida, Taro, Yuko Asano, Yuichi Onda et Shuusuke Miyata. 2005. «Are headwaters just the sum of hillslopes?». *Hydrological Processes*, vol. 19, no 16, p. 3251-3261.

- Uhlenbrook, Stefan, et Angela Sieber. 2005. «On the value of experimental data to reduce the prediction uncertainty of a process-oriented catchment model». *Environmental Modelling & Software*, vol. 20, no 1, p. 19-32.
- Unland, N. P., I. Cartwright, M. S. Andersen, G. C. Rau, J. Reed, B. S. Gilfedder, A. P. Atkinson et H. Hofmann. 2013. «Investigating the spatio-temporal variability in groundwater and surface water interactions: a multi-technique approach». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 17, no 9, p. 3437-3453.
- Vernoux, J.F., J. Barbier, M. Donsimoni, J.J. Seguin et J. Vairon (1999). *Etude hydrogéologique du plateau de Saclay (Essonne)*, BRGM SGR/IDF: 77 p
- Vymazal, Jan, et Tereza Březinová. 2015. «The use of constructed wetlands for removal of pesticides from agricultural runoff and drainage: a review». *Environment international*, vol. 75, p. 11-20.
- Wang, Dingbao, et Negin Alimohammadi. 2012. «Responses of annual runoff, evaporation, and storage change to climate variability at the watershed scale». *Water Resources Research*, vol. 48, no 5, p. 1-16, W05546.
- Wang, Heng, Xiao-Wei Jiang, Li Wan, Guilin Han et Huaming Guo. 2015. «Hydrogeochemical characterization of groundwater flow systems in the discharge area of a river basin». *Journal of Hydrology*, vol. 527, p. 433-441.
- Winter, Thomas C. 1999. «Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems». *Hydrogeology Journal*, vol. 7, p. 28-45.
- Winter, Thomas C., J. W. Harvey, O. Lehn Franke et William M. Alley. 1998. «Groundwater and Surface water: a single resource». US Geological Survey, C1139, 87pp.
- Wipfli, Mark S, John S Richardson et Robert J Naiman. 2007. «Ecological linkages between headwaters and downstream ecosystems: transport of organic matter, invertebrates, and wood down headwater channels1». vol. 43, no 1, p. 72-85.
- Woessner, William W. 2000. «Stream and fluvial plain ground water interactions: rescaling hydrogeologic thought». *Ground Water*, vol. 38, no 3, p. 423-429.
- Xu, Xianli, Wen Liu, Bridget R. Scanlon, Lu Zhang et Ming Pan. 2013. «Local and global factors controlling water-energy balances within the Budyko framework». *Geophysical Research Letters*, vol. 40, no 23, p. 6123-6129.

Zarnetske, Jay P., Roy Haggerty, Steven M. Wondzell et Michelle A. Baker. 2011. «Dynamics of nitrate production and removal as a function of residence time in the hyporheic zone». *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, p. 1-12, G01025.

Annexes

Annexe 1 : Classification biotope.....	226
Annexe 2 : Données géochimiques de la nappe des sables de Fontainebleau.....	227
Annexe 3 : Réseau d'étangs et rigoles gérés par le SMAGER.....	228
Annexe 4 : Système de traitement des stations d'épurations du site d'étude.....	229
Annexe 5 : Fiches des stations hydrométriques instrumentées pour le projet de thèse.....	230
Annexe 6 : Méthodes d'échantillonnage, de mesures <i>in situ</i> et d'analyses en laboratoire.....	251
Annexe 7 : Données climatologiques entre 2001 et 2014.....	253
Annexe 8 : Données complémentaires des ACP réalisées sur les données hydrodynamiques et géochimiques.....	255
Annexe 9 : Modélisation MOHYSE.....	258
Annexe 10 : Données des mesures en sortie de STEP sur les campagnes 2013 – 2014.....	268
Annexe 11 : Données des campagnes de mesures dans le fond de vallée du Rhodon en mai et septembre 2014.....	269
Annexe 12 : Données géochimiques et isotopiques des quatre campagnes de cartographie réalisées.....	270
Annexe 13 : Données pesticides issues des analyses réalisées sur les prélèvements de la campagne d'été 2014.....	274

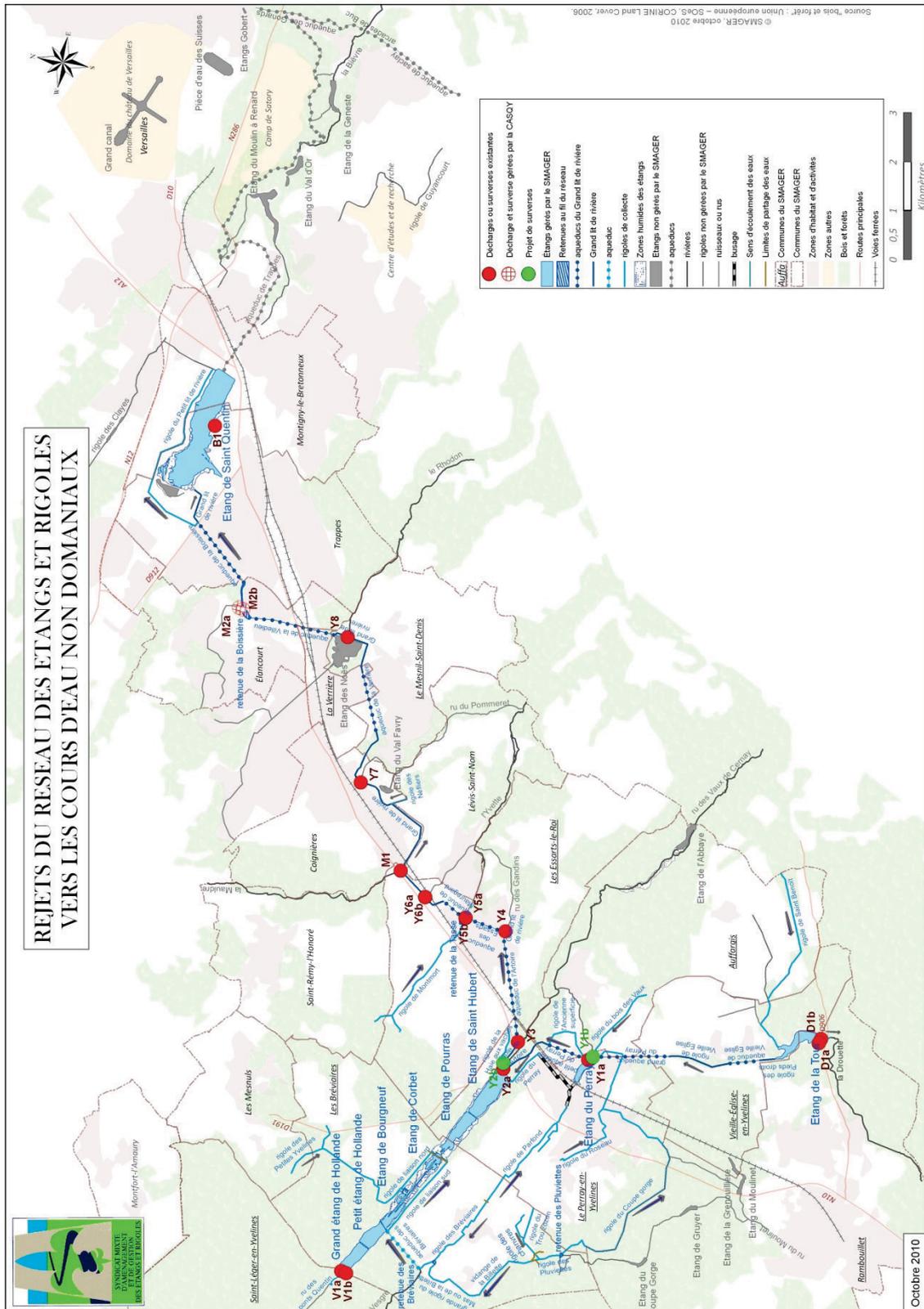
Annexe 1 : Classification biotope

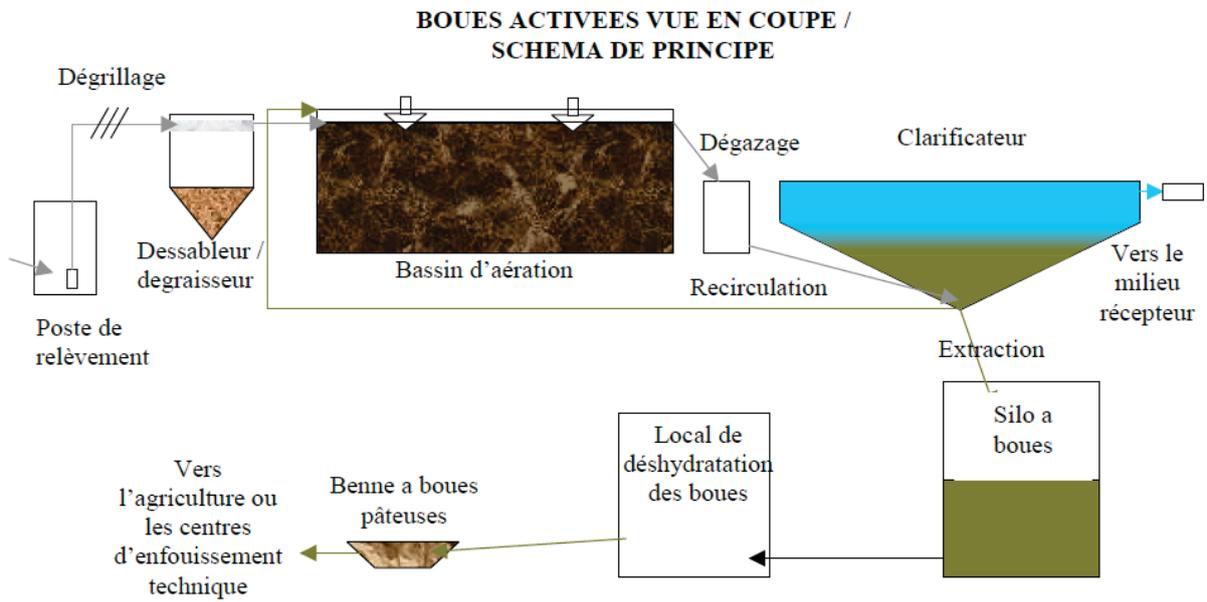
CLC3	CLC3_intitule	CLC4	CLC4_intitule	CLC5	CLC5_intitule	CLC6	CLC6_intitule		
231	Prairies	2312	Prairies humides	23121	Prairies humides "propres"	231211	Prairies humides "propres"		
				231212	Prairies humides "propres", en forêt	231212	Prairies humides "propres", en forêt		
				231213	Prairies humides "propres", liées à des infrastructures de transport	231213	Prairies humides "propres", liées à des infrastructures de transport		
				231214	Prairies humides "propres", en bassin de décantation	231214	Prairies humides "propres", en bassin de décantation		
				231221	Prairies humides avec arbrisseaux	231221	Prairies humides "propres" avec arbrisseaux		
				231222	Prairies humides avec arbrisseaux, en forêt	231222	Prairies humides avec arbrisseaux, en forêt		
				231231	Prairies humides avec arbres	231231	Prairies humides avec arbres		
				231232	Prairies humides avec arbres	231232	Prairies humides avec arbres, en forêt		
				31161	Forêts marécageuses denses	31161	Forêts marécageuses denses	311611	Forêts humides à marécageuses denses
				31162	Forêts marécageuses denses	31162	Forêts marécageuses denses	311612	Forêts humides à marécageuses denses sous ligne HT ou THT
311	Forêts de feuillus	3116	Forêts marécageuses	31162	Forêts marécageuses jeunes	311620	Forêts humides à marécageuses jeunes		
				31162	Forêts marécageuses jeunes	311622	Forêts humides à marécageuses jeunes, sous ligne HT ou THT		
				31163	Forêts marécageuses claires	311630	Forêts humides à marécageuses claires		
				31172	Peupleraies jeunes	311722	Peupleraies jeune sur mégaphorbiale		
				32230	Landes humides	322300	Landes humides		
411	Marais intérieurs	4115	Zones marécageuses avec saules	41110	Grèves d'étang	411100	Grèves d'étang		
				41120	Roselières	411200	Roselières		
				41130	Magnocaricaies	411300	Magnocaricaies		
				41140	Mégaphorbiaies	411400	Mégaphorbiaies		
				41150	Zones marécageuses avec saules	411500	Zones marécageuses avec saules		
				41161	Végétation humide basse	411611	Végétation humide basse		
				41162	Végétation humide, avec arbustes	411612	Végétation humide en bassin de décantation		
				41163	Végétation humide, avec arbres	411620	Végétation humide, avec arbustes		
				41200	Tourbières	411630	Végétation humide, avec arbres		
				41200	Tourbières	412000	Tourbières		
512	Plans d'eau	5123	Plans d'eau avec végétation aquatique	51211	Plans d'eau permanents libres	512111	Plans d'eau permanents libres		
				51212	Plans d'eau permanents libres, avec quelques arbres	512112	Bassins de décantation, en eau libre		
				51220	Plans d'eau avec végétation aquatique	512120	Plans d'eau permanents libres, avec quelques arbres		
				51230	Plans d'eau avec nénuphars	512200	Plans d'eau avec végétation aquatique		
				51240	Mouillères	512300	Plans d'eau avec nénuphars		
51240	Mouillères	512400	Mouillères						

Annexe 2 : Données géochimiques de la nappe des sables de Fontainebleau

nom	Etude	pH	CE μS.cm ⁻¹	T °C	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻ mg.L ⁻¹	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	δ ² H ‰ VSMOW	δ ¹⁸ O ‰ VSMOW	δ ¹³ C ‰ VPDB
Auffargis		6.5	459	12.8	97	36.5	44.6	-	125.4	61.9	8.4	21.4	3.1	-47.8	-6.8	-17.6
BA-Ader		6.9	827	12.9	286	31.9	51.5	-	126.3	146.5	12.3	25.5	1.2	-47.3	-6.3	-14.9
BA-CB		7.0	674	11.9	324	26.6	3.7	-	47.5	129.3	9.6	12.7	1.2	-40	-4.8	-15.6
BA-Vaillant		6.9	739	12.6	298	31.6	32.9	-	79.7	136.3	10.4	15.2	1.6	-41.7	-5.3	-16.2
Bièvres		7.1	546	13.9	259	16.7	-	-	47.1	95.4	11.2	15.9	0.8	-46.7	-6.0	-15.5
Coignières		7.0	586	12.1	234	19.9	26.0	-	70.1	99.2	7.8	21.6	1.2	-45	-6.4	-15.7
IMR		7.0	797	13.2	372	42.5	26.0	-	84.5	131.5	13.2	36.1	3.1	-47.8	-6.9	-15.4
Marcoussis		7.2	727	13	420	17.0	-	-	41.3	105.2	28.6	16.3	3.5	-48.8	-6.6	-14.8
Méridon	Schneider	7.1	588	12.9	319	52.8	25.4	-	25.0	130.9	10.3	16.3	1.2	-47.2	-6.8	-15.8
Plaisir-SF	2005	7.1	904	12.6	300	37.6	35.3	-	159.0	151.3	20.0	29.9	1.6	-50.5	-6.7	-14.9
Ramb P4		6.9	1157	12.9	395	17.0	9.3	-	37.0	167.1	4.6	28.5	2.0	-52.5	-7.3	-17.3
Ramb P5		6.8	691	12.2	303	28.4	10.5	-	72.5	146.5	4.7	15.6	1.2	-51.3	-7.1	-16.5
Saclay		6.9	795	12.7	331	44.3	13.6	-	107.6	148.5	14.3	15.0	1.2	-41.7	-4.9	-11.5
SLP4		6.7	490	12	191	30.5	21.1	-	28.8	77.8	7.9	19.8	1.2	-49.3	-7.0	-16.5
SLP5		6.8	478	12.3	196	22.3	27.3	-	33.1	74.3	7.3	19.1	1.2	-47.5	-7.2	-16.3
St aubin		7.1	556	12.2	342	26.9	22.3	-	76.4	135.9	13.1	12.2	0.8	-50.5	-6.9	-15.7
Trappes-P		7.5	650	13.8	395	18.4	2.5	-	28.3	116.4	12.3	10.6	1.2	-32.3	-3.9	-15.7
Trappes-E		7.2	1416	12.9	333	65.2	92.4	-	332.8	208.8	18.3	41.2	79.4	-49.8	-6.4	-
SLP5-2012	GDAT 2012	6.7	495	11.9	188	23.5	24.0	0.0	33.4	69.1	6.4	19.2	1.2	-	-	-

Annexe 3 : Réseau d'étangs et rigoles gérés par le SMAGER



Annexe 4 : Système de traitement des stations d'épurations du site d'étude

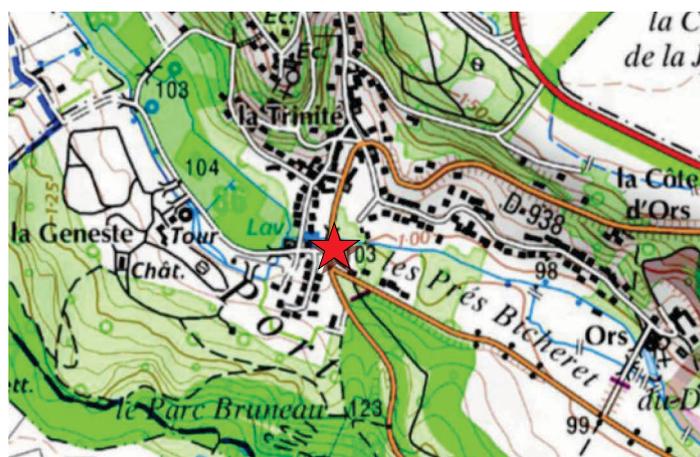
Annexe 5 : Fiches des stations hydrométriques instrumentées pour le projet de thèse

Station 1 : Mérantaise à Châteaufort

Coordonnées GPS : Lat. 48°43'54.28"N - Long. 2°5'30.50"E



Photo de la station



Carte de localisation de la station

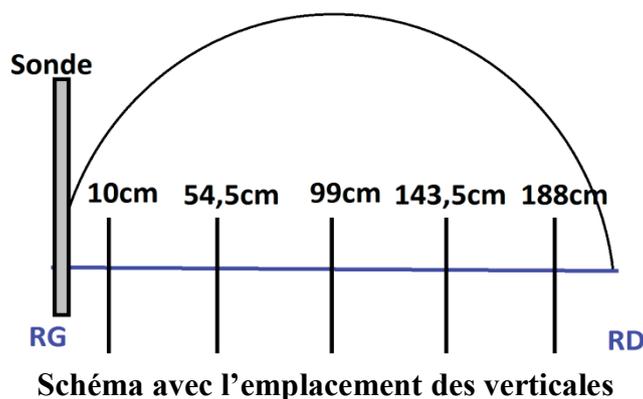


Schéma avec l'emplacement des verticales

Date d'installation : décembre 2012

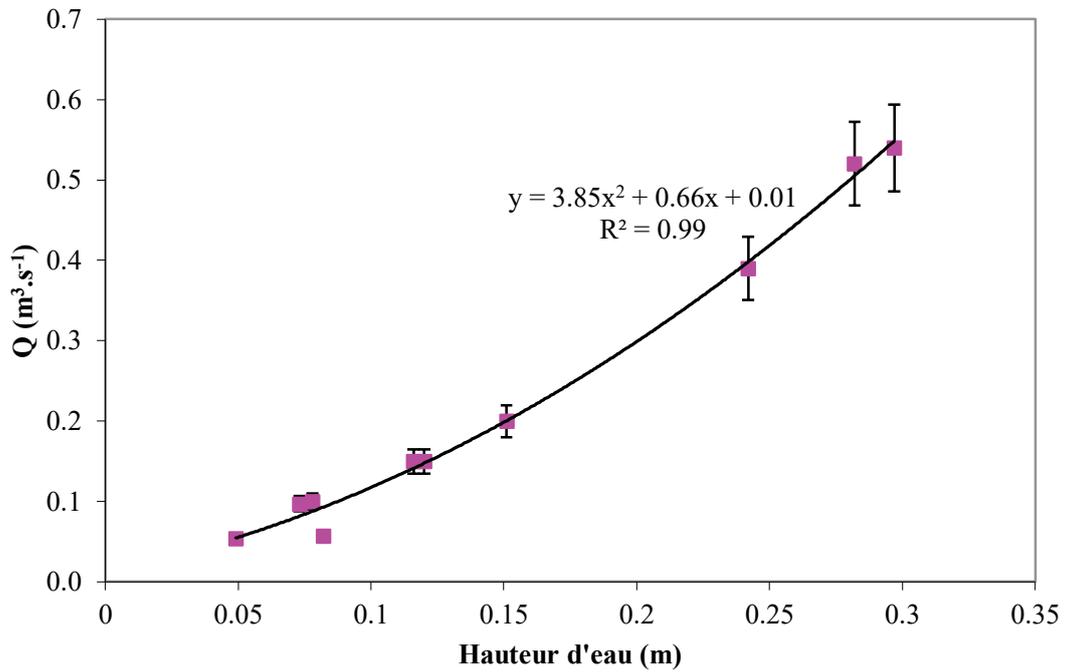
Section : section rectiligne identifiée sous le pont ; hauteur maximum de l'arche : 1.90 m ; lit composé en partie de dépôts fins, de sable et de morceaux de grès de diverses tailles ; fond du lit maçonné (travaux anciens).

Largeur de section : 1.98 m **Nombre de verticales** : 5 **Marquage des verticales** : corde

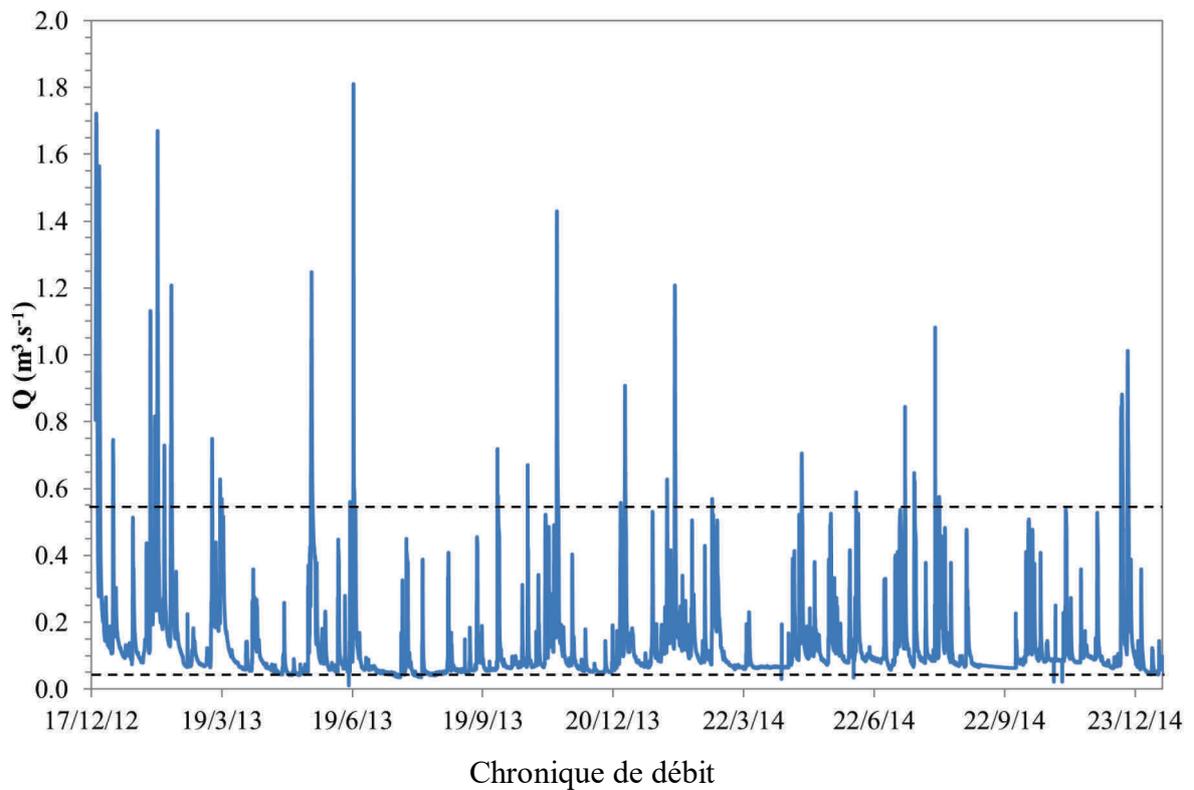
Équipement et emplacement des équipements : échelle limnimétrique de 2 m en rive droite ; sonde Orpheus mini n°317839 ; longueur de câble : 2.60 m en rive gauche.

Profondeur moyenne : 25 cm **Gamme de hauteurs d'eau calibrée** : 5-30 cm

Remarques : mesure de débit sous le pont ; essentiel du courant en rive gauche.



Courbe de tarage de la station (réalisée entre le 16 mai 2013 et le 1^{er} août 2014)

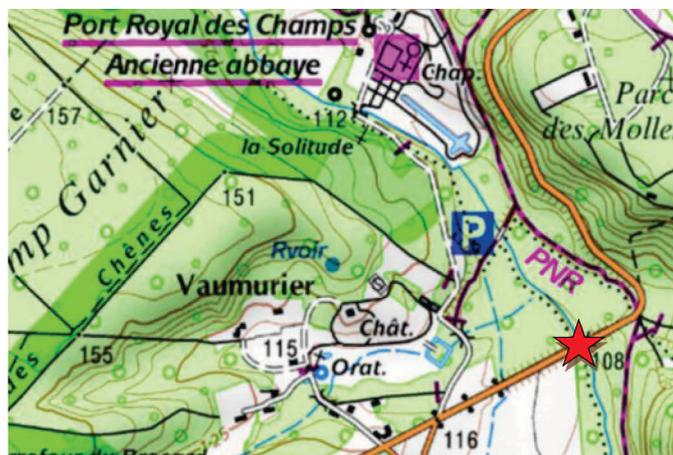


Station 2 : Rhodon D91

Coordonnées GPS : Lat. 48°44'21.72"N - Long. 2°1'16.01"E



Photo de la station



Carte de localisation de la station

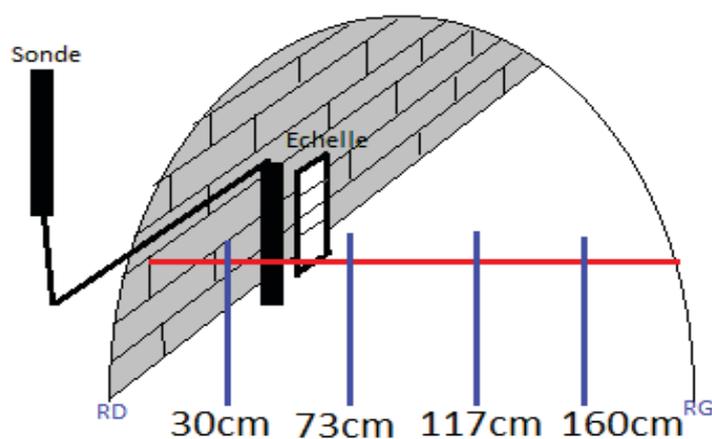


Schéma avec emplacement des verticales

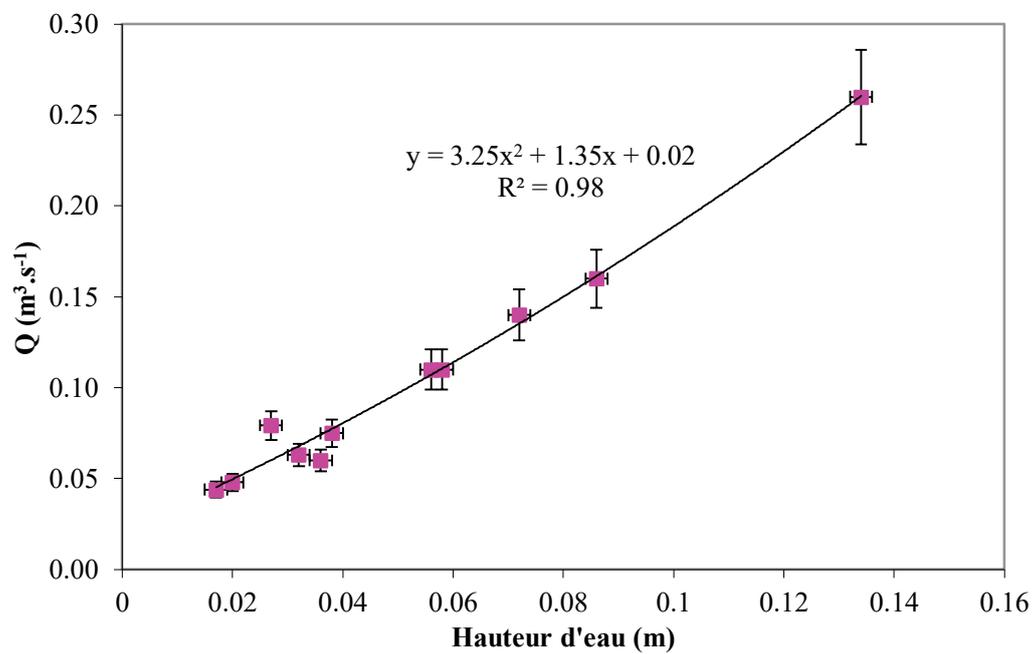
Date d'installation : mai 2013

Section : sous le pont, fond du lit pavé avec des bords lisses cimentés ; section rectiligne et écoulement laminaire.

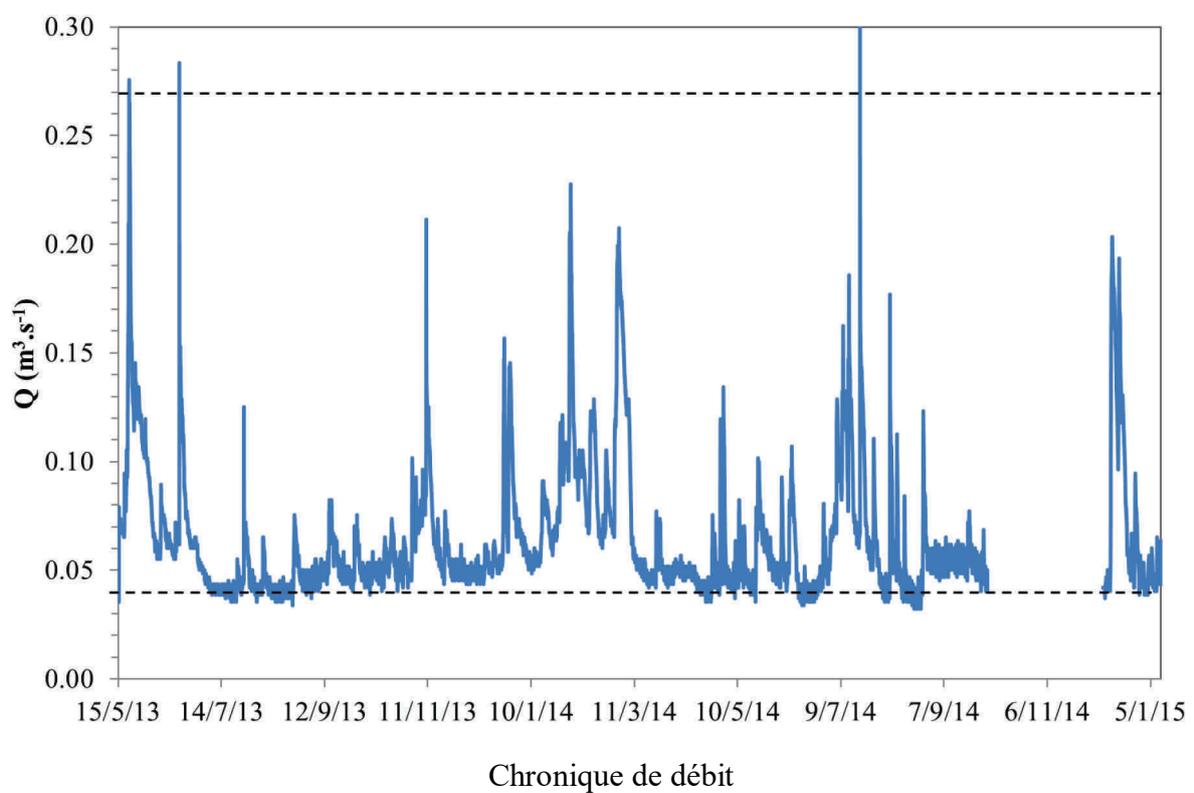
Largeur de section : 1.90 m **Nombre de verticales** : 4 **Marquage des verticales** : corde

Équipement et emplacement des équipements : échelle limnimétrique de 1 m en rive droite sous le pont ; sonde Orpheus mini n°317844 ; longueur de câble : 3 m en rive droite.

Profondeur moyenne : 15 cm **Gamme de hauteurs d'eau calibrée** : 4-16 cm



Courbe de tarage de la station (réalisée entre le 16 mai 2013 et le 31 juillet 2014)



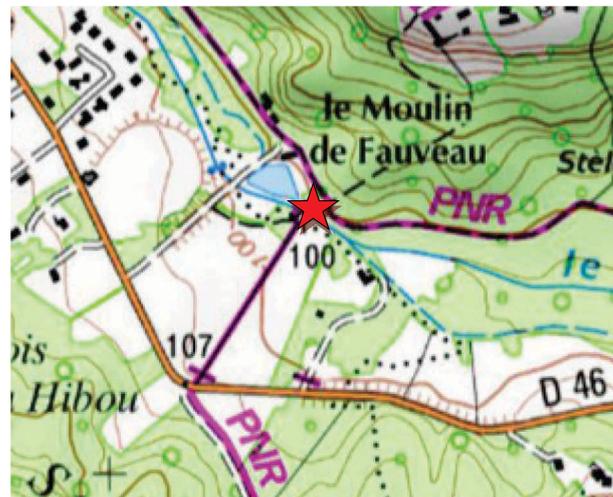
Chronique de débit

Station 3 : Rhodon au Moulin de Fauveau, St Lambert

Coordonnées GPS : Lat. 48°43'45.95"N - Long. 2°1'40.19"E



Photo de la station



Carte de localisation de la station

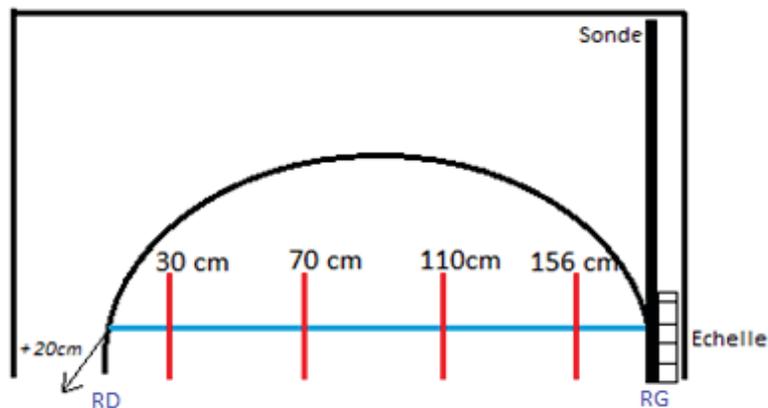


Schéma avec emplacement des verticales

Date d'installation : décembre 2012

Section : section rectiligne sous le pont ; hauteur max de l'arche : 1.40 m ; lit composé de dépôts fins, de sable et de morceaux de grès de diverses tailles sur substratum enroché.

Largeur de section : 1.88 m **Nombre de verticales** : 4 **Marquage des verticales** : Marqueur sur le pont

Équipement et emplacement des équipements : échelle limnimétrique de 1 m en rive gauche ; sonde Orpheus mini n°317842 ; longueur de câble : 3.50 m en rive gauche.

Profondeur moyenne : 30 cm **Gamme de hauteurs d'eau mesurée (sonde)** : 10-70 cm

Station 4 : Rhodon à Saint Rémy

Coordonnées GPS : Lat. 48°42'25.24"N - Long. 2°4'16.09"E

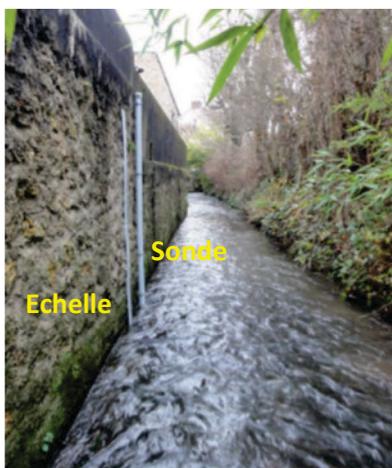
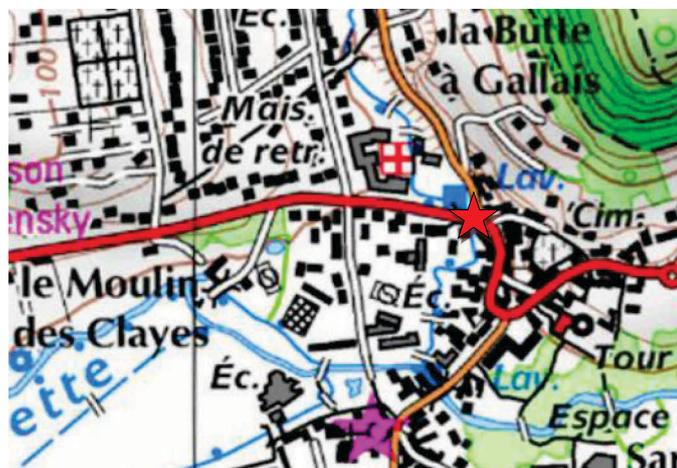


Photo de la station



Carte de localisation de la station

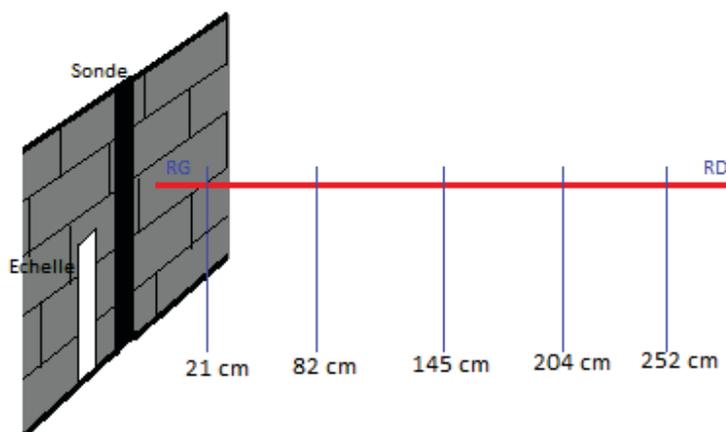


Schéma avec emplacement des verticales

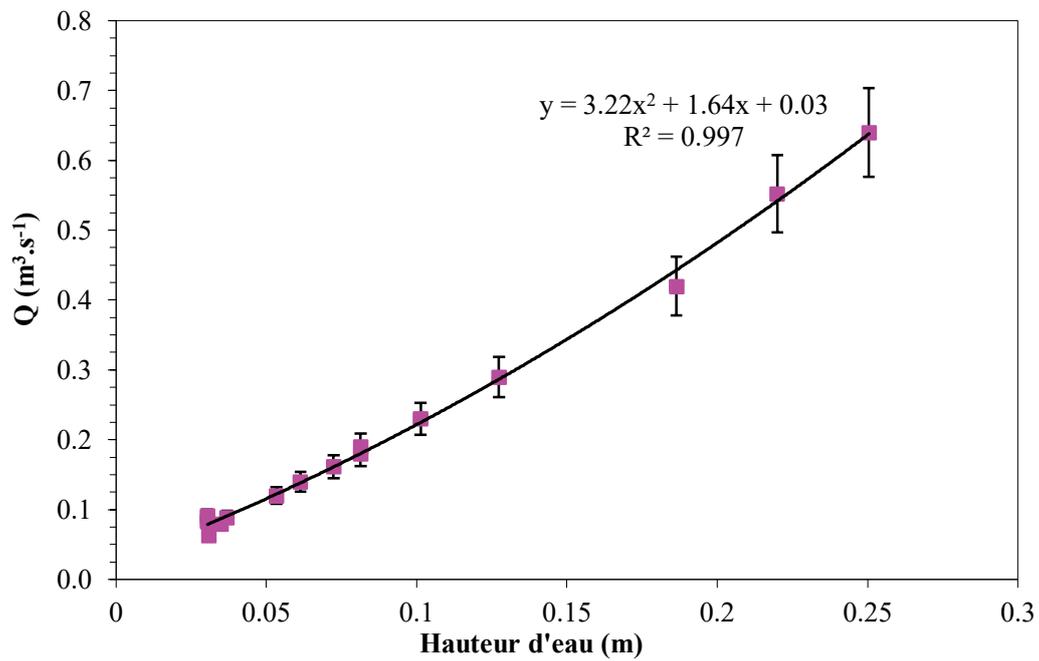
Date d'installation : décembre 2012

Section : lit composé de blocs et de morceaux de grès de diverses tailles.

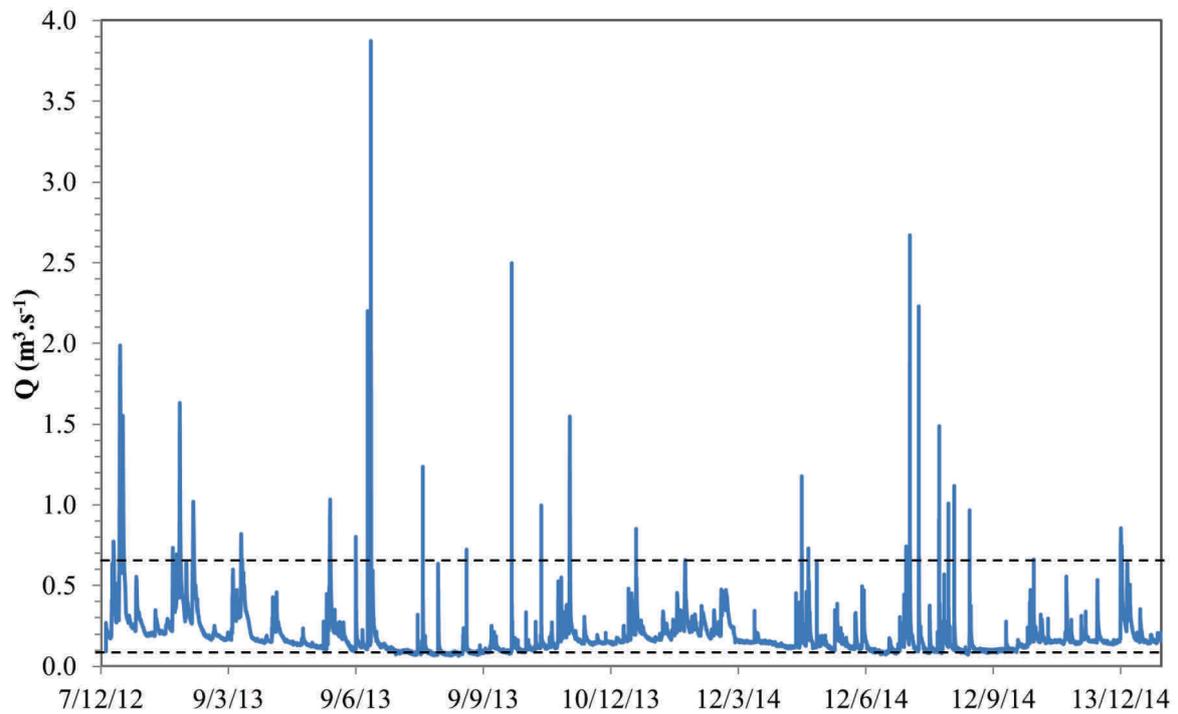
Largeur de section : 2.80 m **Nombre de verticales** : 5 **Marquage des verticales** : corde

Équipement et emplacement des équipements : échelle limnimétrique de 2 m en rive gauche ; sonde Orpheus mini n°317838 ; longueur de câble : 2.20 m en rive gauche.

Profondeur moyenne : 10 cm **Gamme de hauteurs d'eau calibrée** : 2-25 cm



Courbe de tarage de la station (réalisée entre le 16 mai 2013 et le 31 juillet 2014)



Chronique de débit

Station 5 : Ru des Vaux à Auffargis

Coordonnées GPS : Lat. 48°42'14.86"N - Long. 1°53'7.54"E



Photo de la station



Carte de localisation de la station

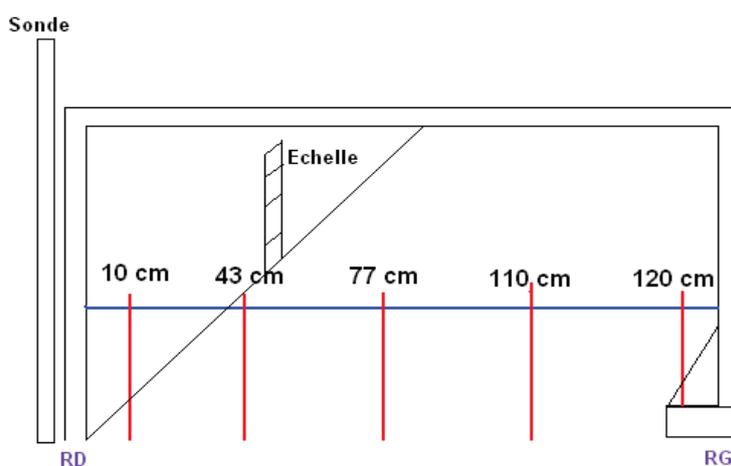


Schéma avec emplacement des verticales

Date d'installation : mai 2013

Section : devant le pont, lit avec différents blocs.

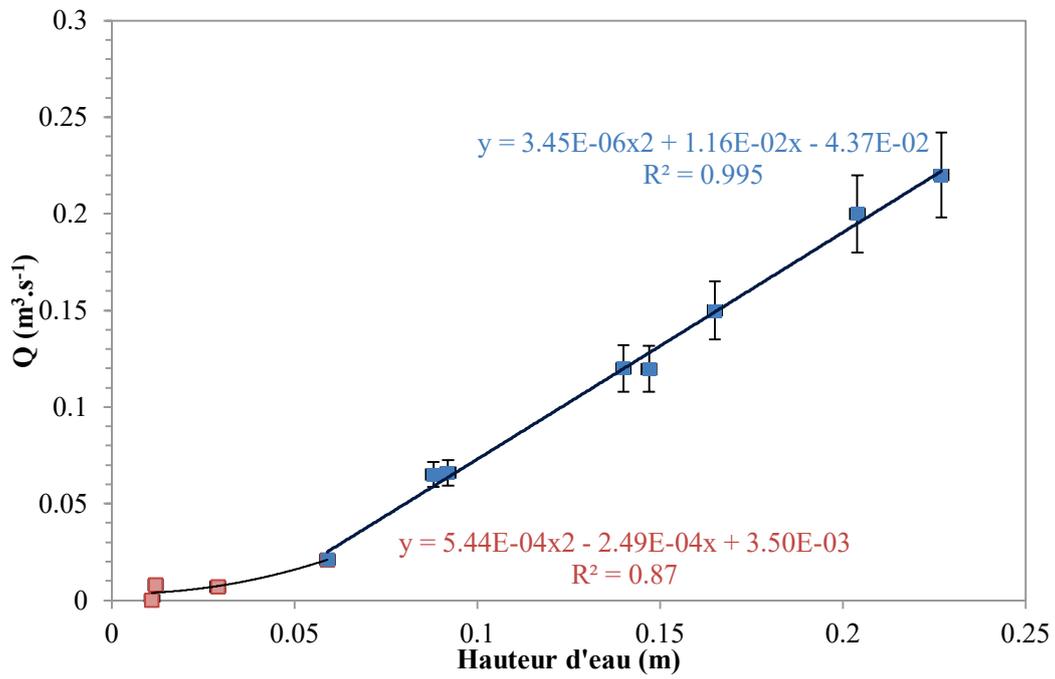
Largeur de section : petite section (sans la margelle en RG) 1.22 m ; grande section 1.33 m.

Nombre de verticales : petite section 4 ; grande section (la dernière sur la margelle) 5.

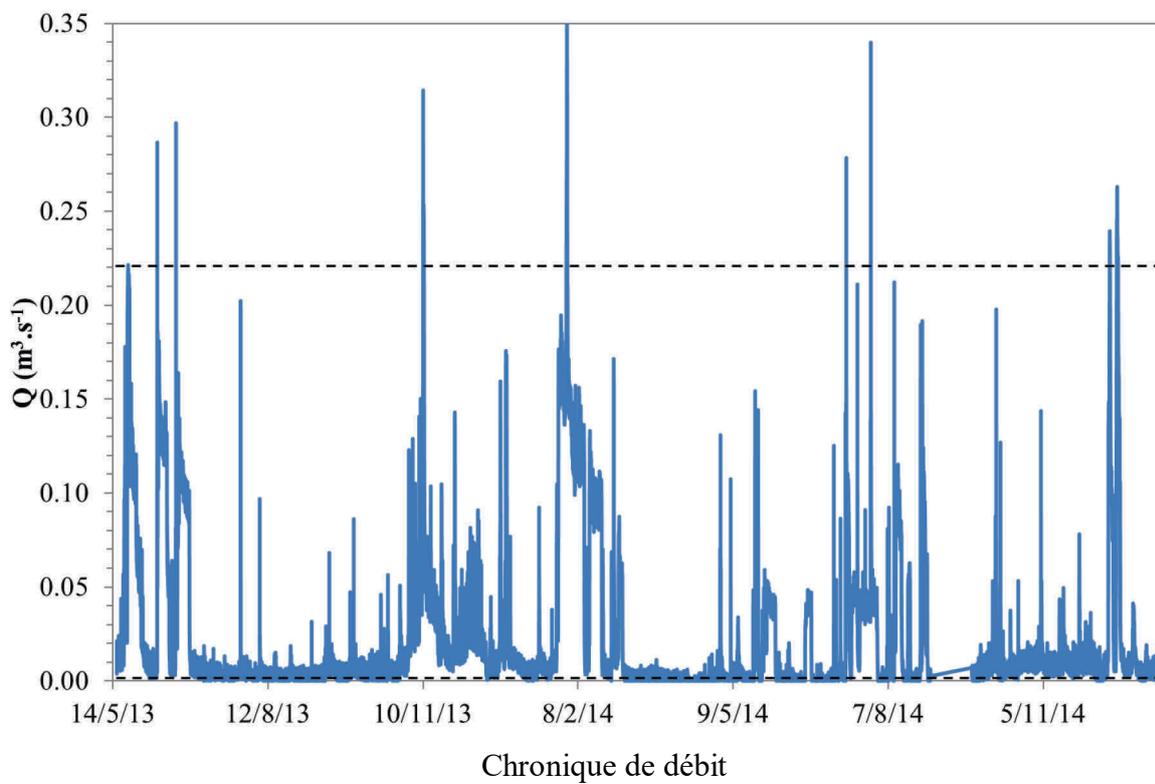
Marquage des verticales : marquage sur le pont.

Équipement et emplacement des équipements : échelle limnimétrique de 1 m en rive droite ; sonde Orpheus mini n°317837 en rive droite.

Profondeur moyenne : 15 cm **Gamme de hauteurs d'eau calibrée** : 2-23 cm



Courbe de tarage de la station (réalisée entre le 16 mai 2013 et le 3 mars 2015)



Station 6 : Rouillon de Cernay

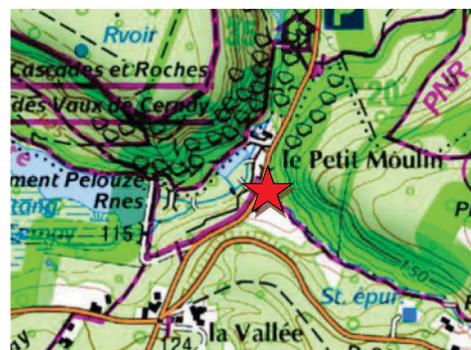
Coordonnées GPS : Lat. 48°40'36.20"N - Long. 1°57'52.75"E



Photo de la section



Photo de la station



Carte de localisation de la station

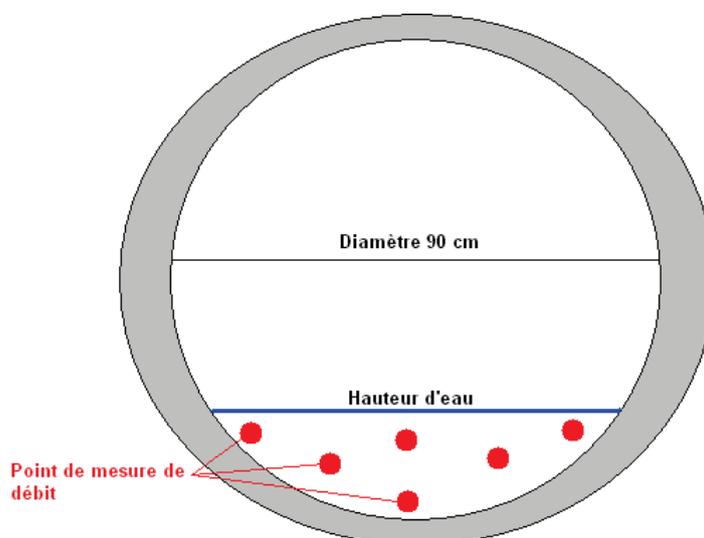


Schéma avec emplacement des verticales

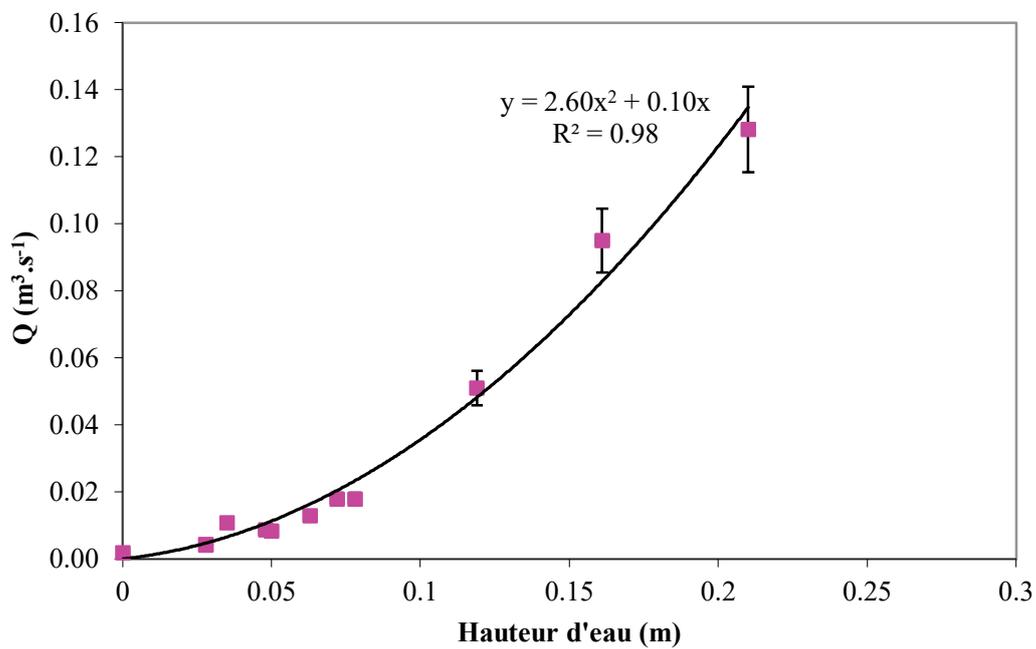
Date d'installation : mai 2013

Section : hauteur max de l'arche : 66 cm ; lit sur matériel maçonné ; mesure de débit en aval de la buse.

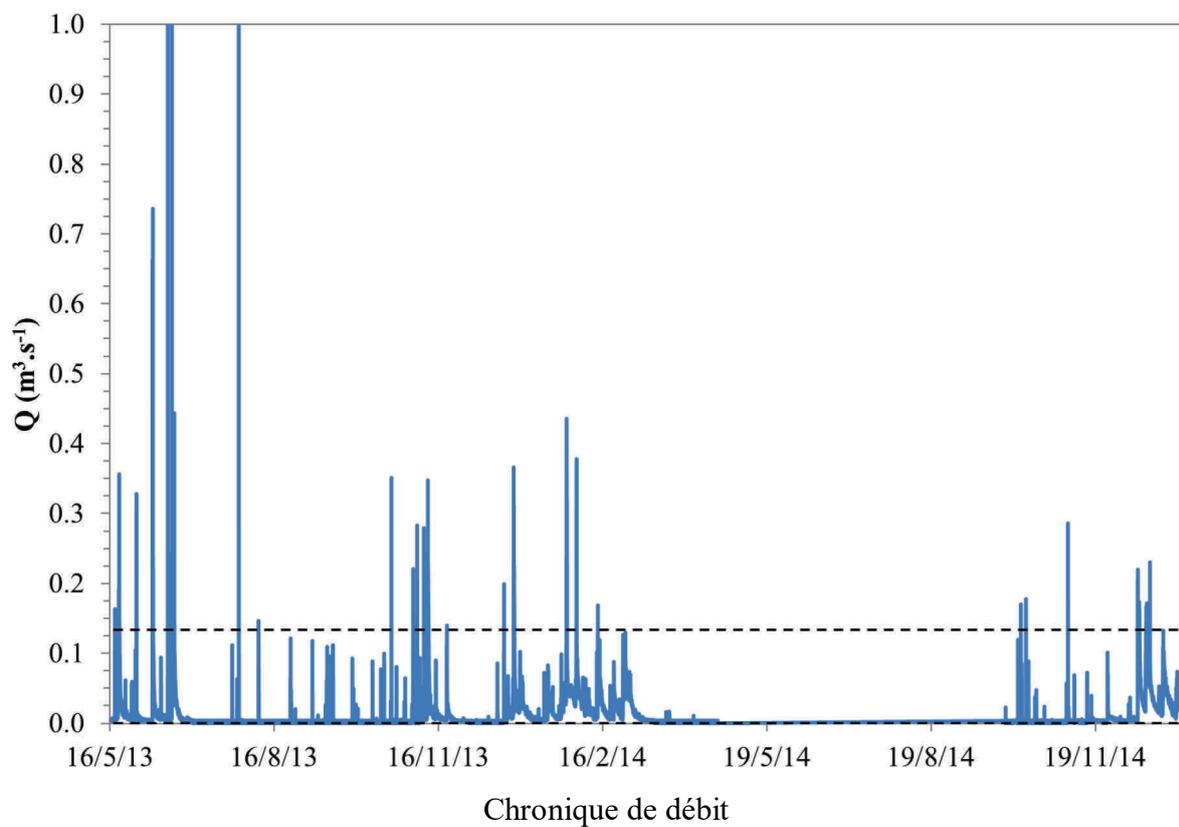
Largeur de section : moins de 2 m de large au niveau de la sonde ; mesure de débit se fait sur la buse de 90 cm de diamètre.

Équipement et emplacement des équipements : pas d'échelle limnimétrique ; sonde Orpheus mini n°321988 ; longueur de câble : 1.60 m en rive gauche.

Gamme de hauteurs d'eau calibrée : 2-21 cm



Courbe de tarage de la station (réalisée entre le 15 mai 2013 et le 23 février 2015)

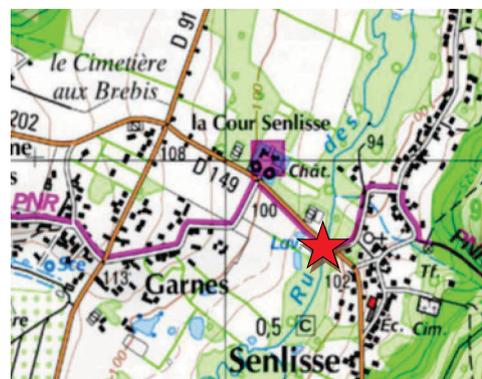
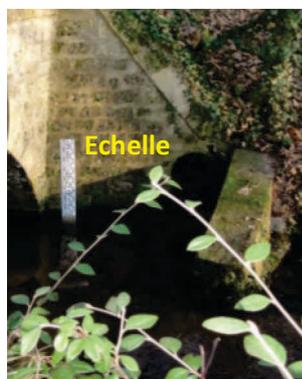


Station 7 : Ru des Vaux Senlisse

Coordonnées GPS : Lat. 48°41'17.04"N - Long. 1°58'47.90"E



Photo de la station (amont du pont)



Carte de localisation de la station

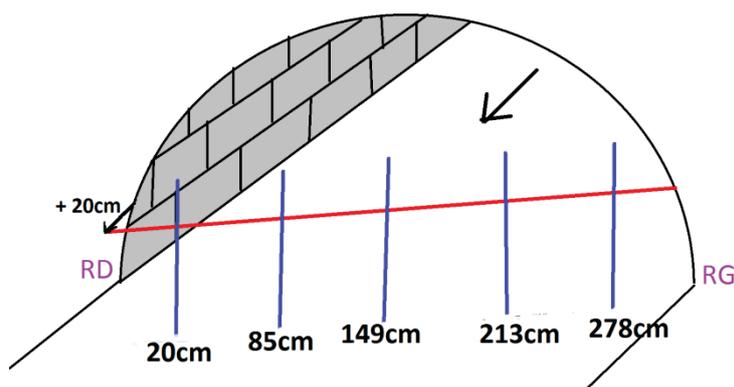


Schéma avec emplacement des verticales

Date d'installation : décembre 2012

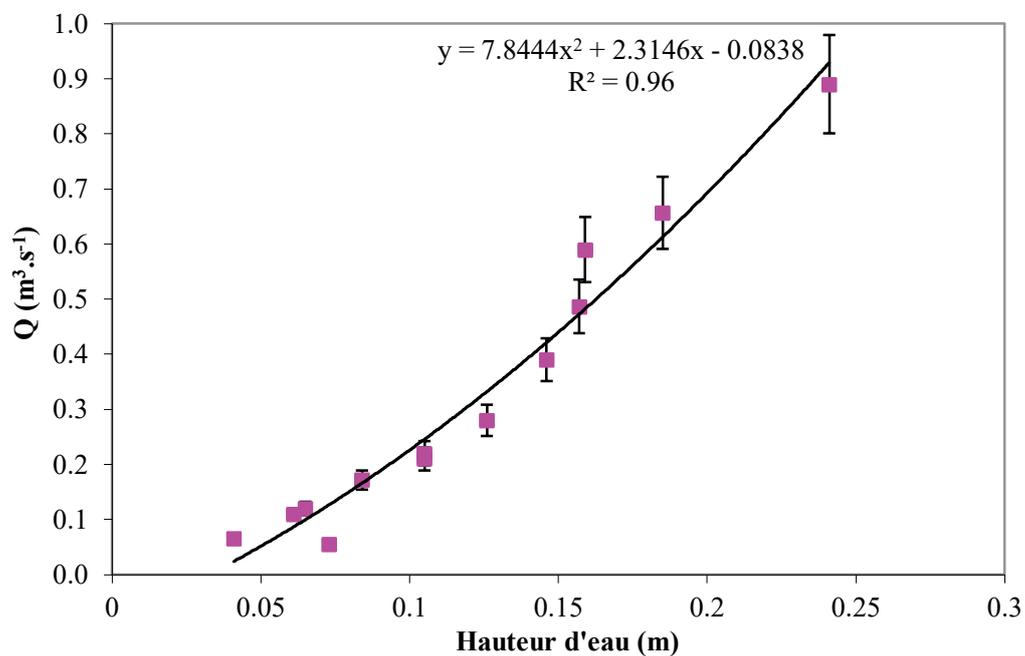
Section : station en amont du pont ; environ 3 m de large ; lit stable.

Largeur de section : 2.88 m **Nombre de verticales** : 5 **Marquage des verticales** : marquage sur le pont

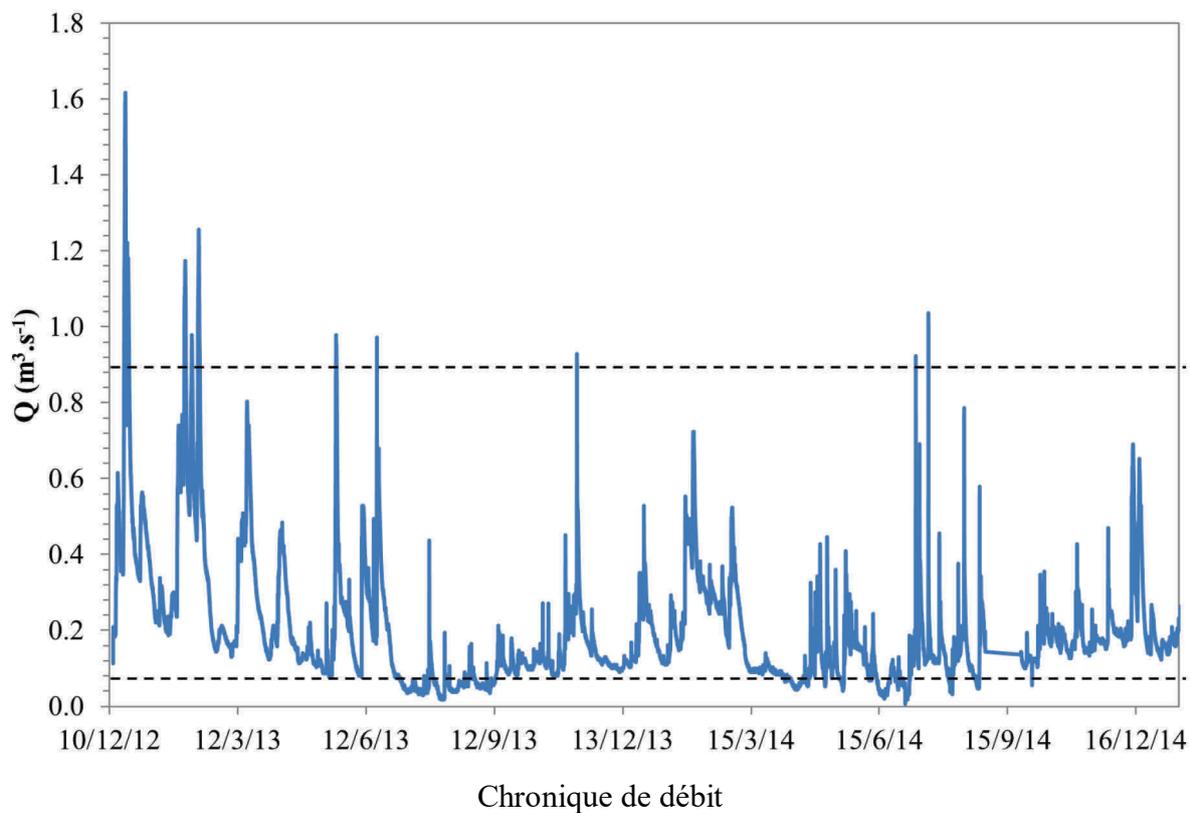
Équipement et emplacement des équipements : échelle limnimétrique de 2 m en rive droite ; sonde Orpheus mini n°317836 ; longueur de câble : 2 m en rive gauche.

Profondeur moyenne : 25 cm **Gamme de hauteurs d'eau calibrée** : 3-25 cm

Remarques : mesure de débit juste en aval du pont ; écoulement non perpendiculaire au pont, se décaler de 20 cm en rive droite.



Courbe de tarage de la station (réalisée entre le 16 mai 2013 et le 3 mars 2015)



Station 8 : Pommeret à La Recette

Coordonnées GPS : Lat. 48°43'26.13"N - Long. 1°57'21.10"E

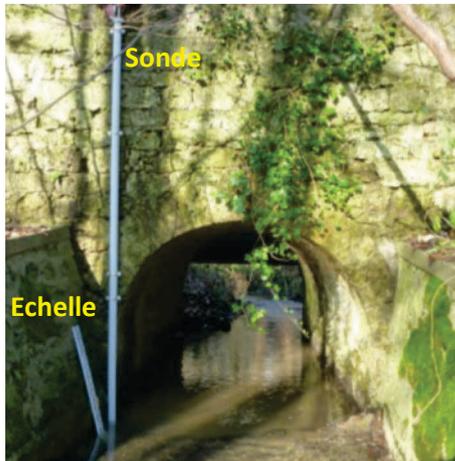


Photo de la station



Carte de localisation de la station

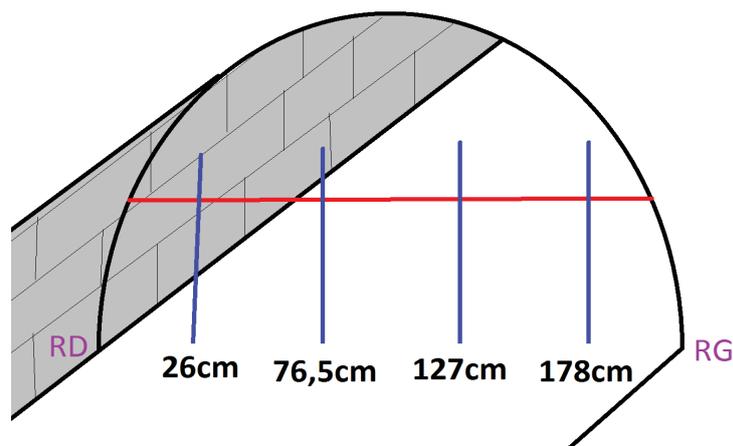


Schéma avec emplacement des verticales

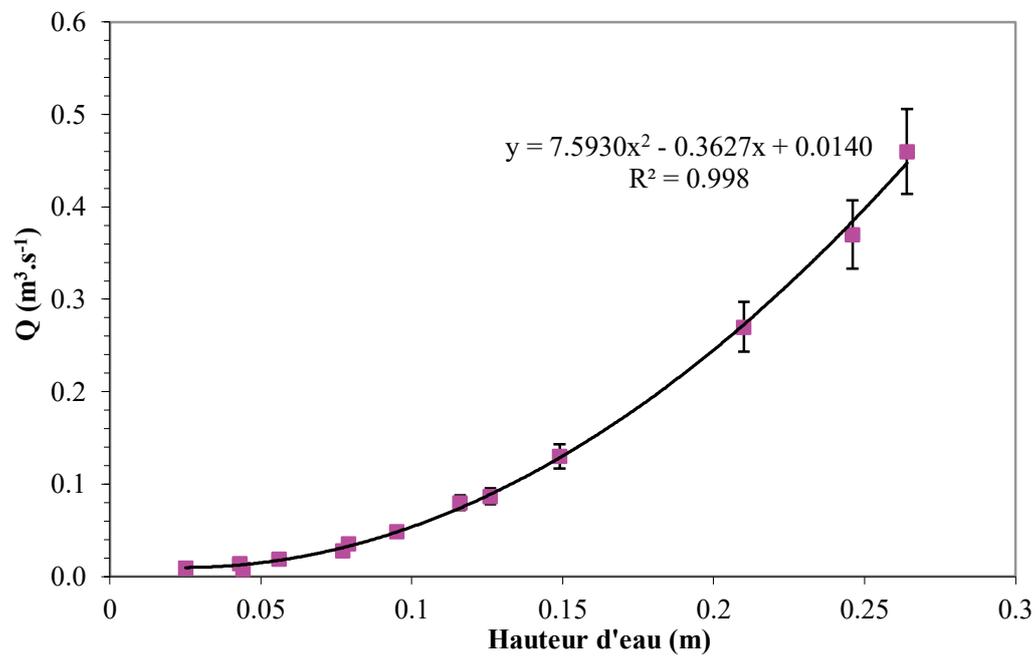
Date d'installation : décembre 2012

Section : hauteur max de l'arche : 1.85 m ; lit sur morceaux de grès stabilisés.

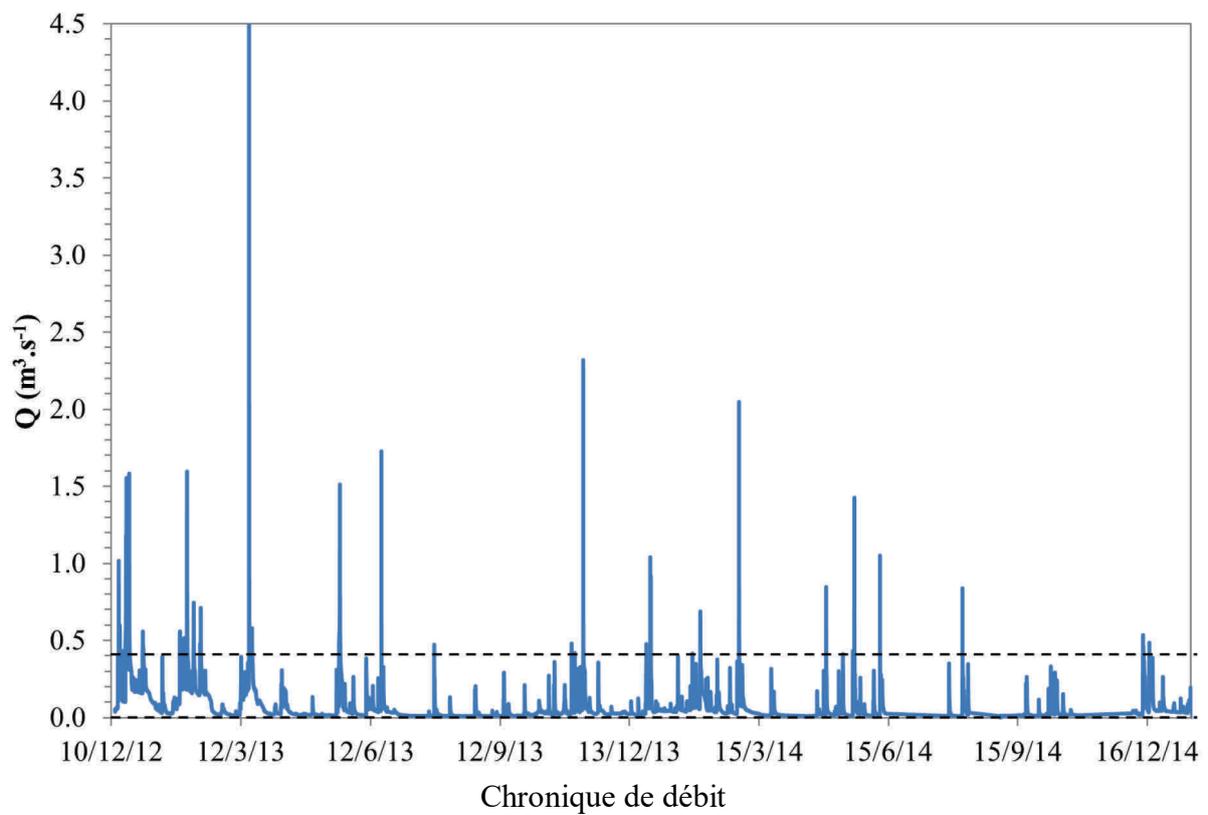
Largeur de section : 1.98 m **Nombre de verticales** : 4 **Marquage des verticales** : corde

Équipement et emplacement des équipements : échelle limnimétrique de 1 m en rive droite ; sonde Orpheus mini n°317843 ; longueur de câble : 3.50 m en rive droite.

Profondeur moyenne : 15 cm **Gamme de hauteurs d'eau calibrée** : 2-27 cm



Courbe de tarage de la station (réalisée entre le 16 mai 2013 et le 3 mars 2015)

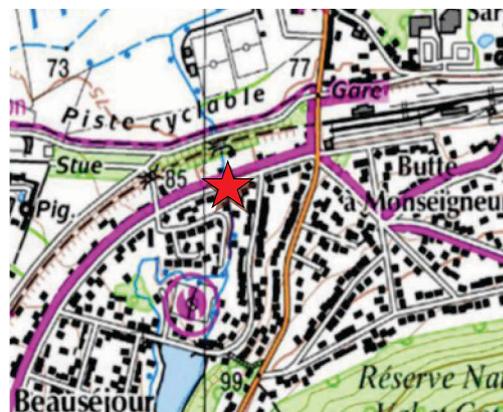


Station 9 : Montabé à Saint Rémy

Coordonnées GPS : Lat. 48°42'6.06"N - Long. 2°4'1.63"E



Photo de la station



Carte de localisation de la station

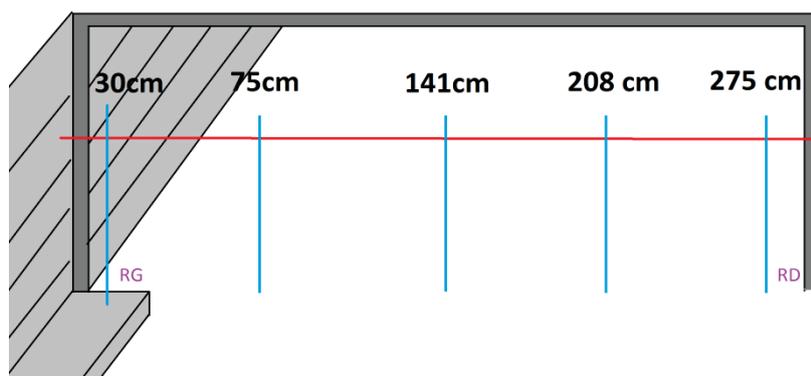


Schéma avec emplacement des verticales

Date d'installation : décembre 2012

Section : hauteur du pont : 1.80 m ; lit sur substratum maçonné.

Largeur de section : petite section (sans la marche) 2.37 m ; grande section 3.04 m.

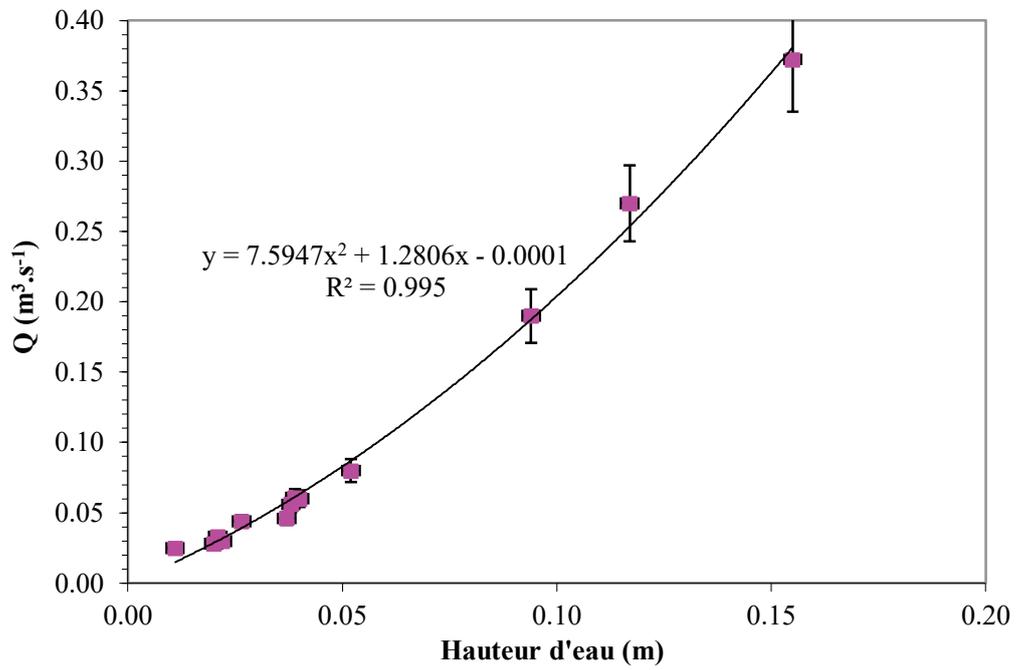
Nombre de verticales : 4 pour la petite section ; 5 pour la grande.

Marquage des verticales : corde

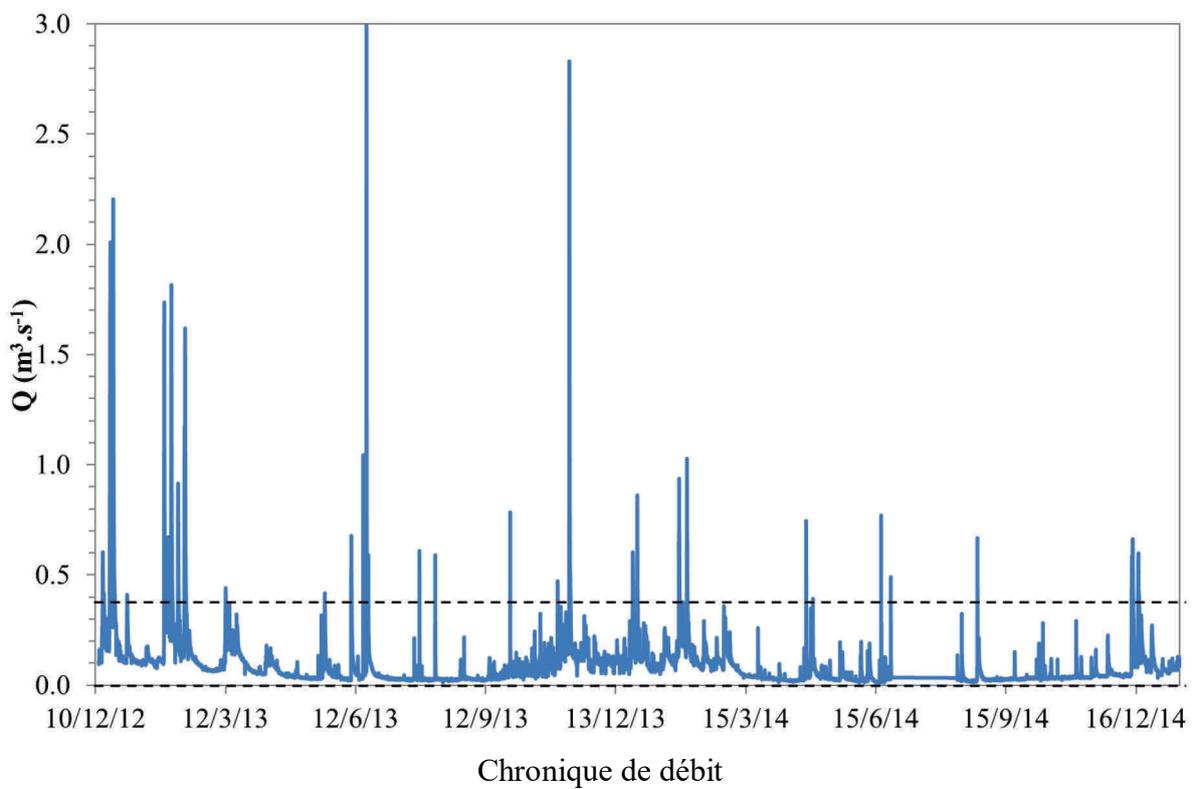
Équipement et emplacement des équipements : échelle limnimétrique de 1 m en rive gauche ; sonde Orpheus mini n°317835 ; longueur de câble : 2 m en rive gauche ; équipements en aval du pont.

Profondeur moyenne : 10 cm **Gamme de hauteurs d'eau calibrée** : 2-17 cm

Remarque : mesure de débit en amont du pont.



Courbe de tarage de la station (réalisée entre le 16 mai 2013 et le 3 mars 2015)



Station 10 : Yvette à Maincourt

Coordonnées GPS : Lat. 48°43'10.1"N - Long. 1°57'31.3"E



Photo de la station



Carte de localisation de la station

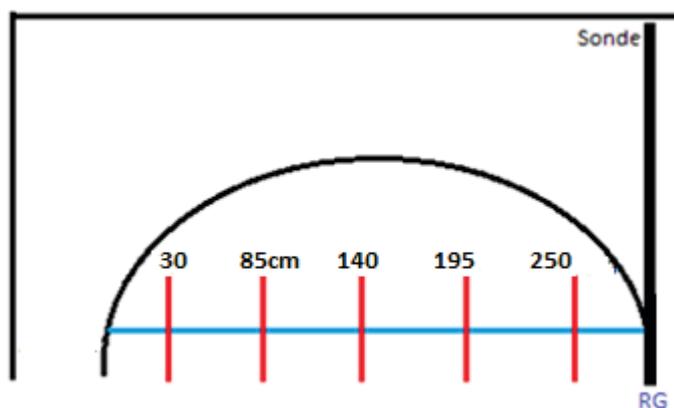


Schéma avec emplacement des verticales

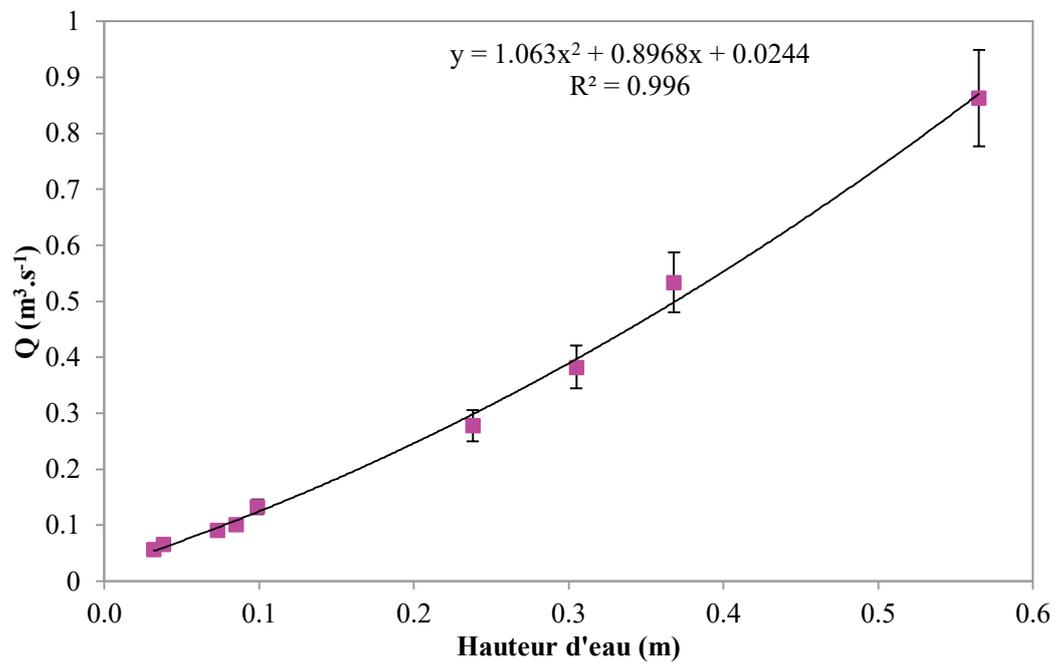
Date d'installation : juillet 2013

Section : sous le pont

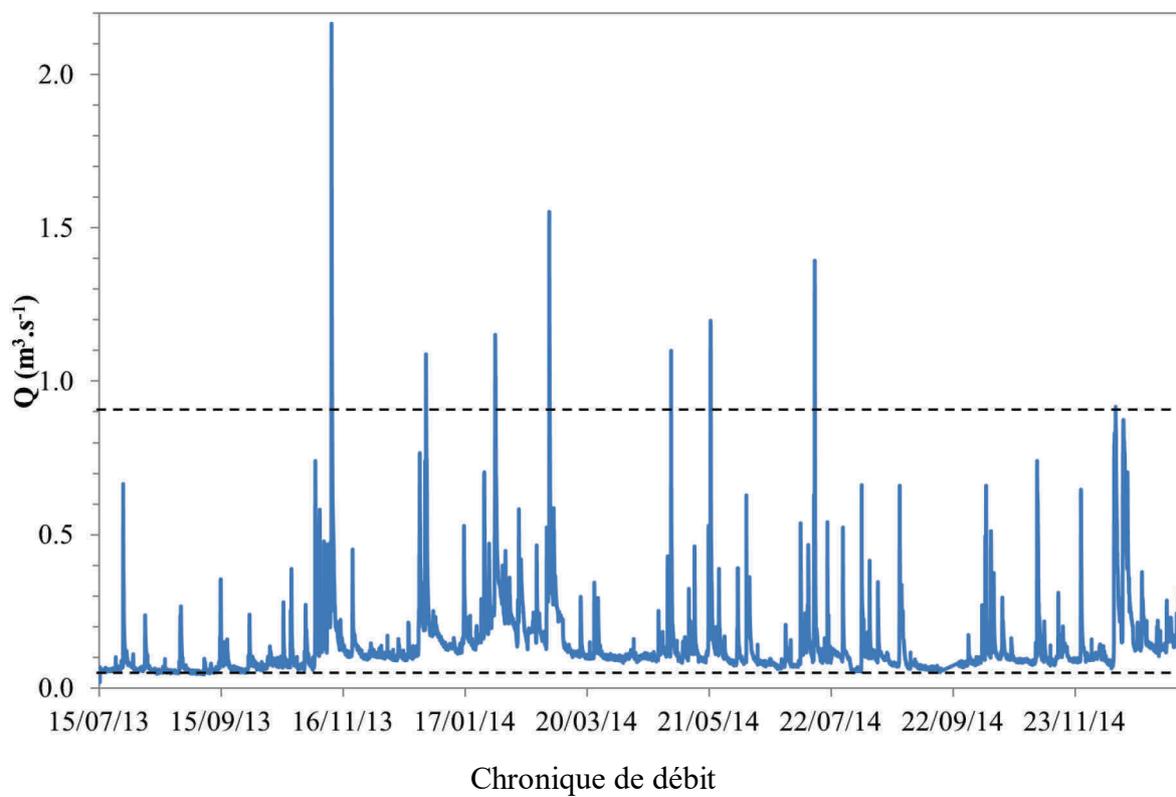
Largeur de section : 2.80 m **Nombre de verticales** : 5 **Marquage des verticales** : corde

Équipement et emplacement des équipements : échelle limnimétrique de 1 m en rive droite ; sonde Orpheus mini n°317841 en rive gauche.

Profondeur moyenne : 15 cm **Gamme de hauteurs d'eau calibrée** : 3-57 cm



Courbe de tarage de la station (réalisée entre le 16 mai 2013 et le 3 mars 2015)



Chronique de débit

Station 11 : Yvette à Saint Rémy

Coordonnées GPS : Lat. 48°42'18.85"N - Long. 2°4'14.14"E



Sonde



Echelle



Carte de localisation de la station

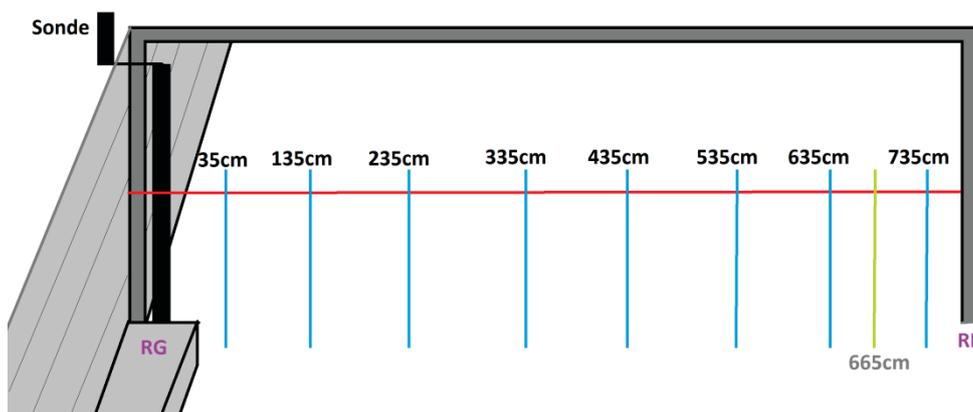


Schéma avec emplacement des verticales

Date d'installation : décembre 2012

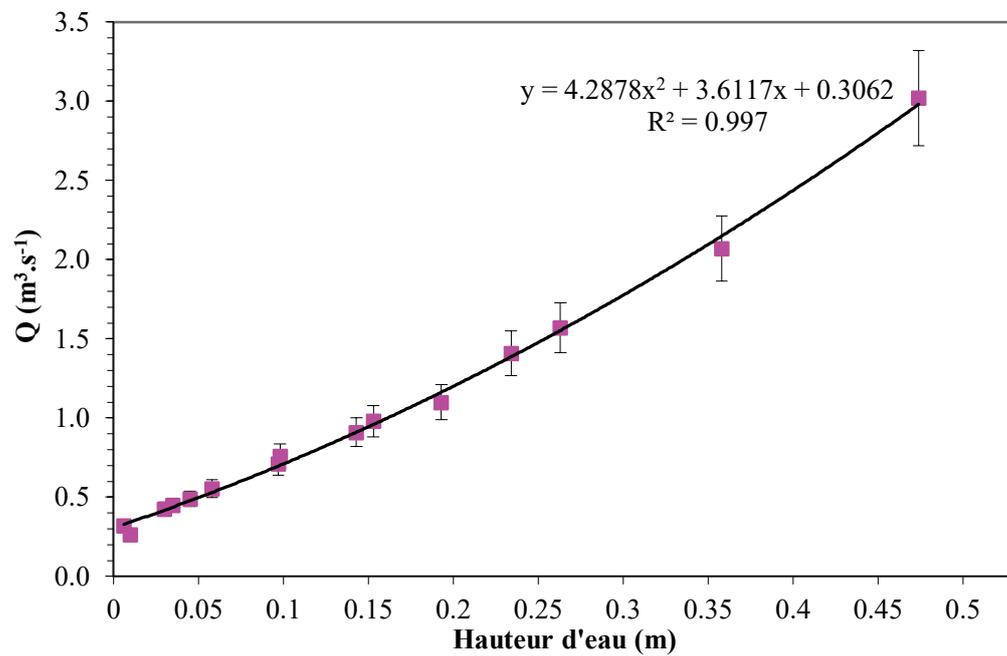
Section : hauteur max de l'arche : 2 m environ.

Largeur de section : 7.70 m **Nombre de verticales** : 8 **Marquage des verticales** : corde

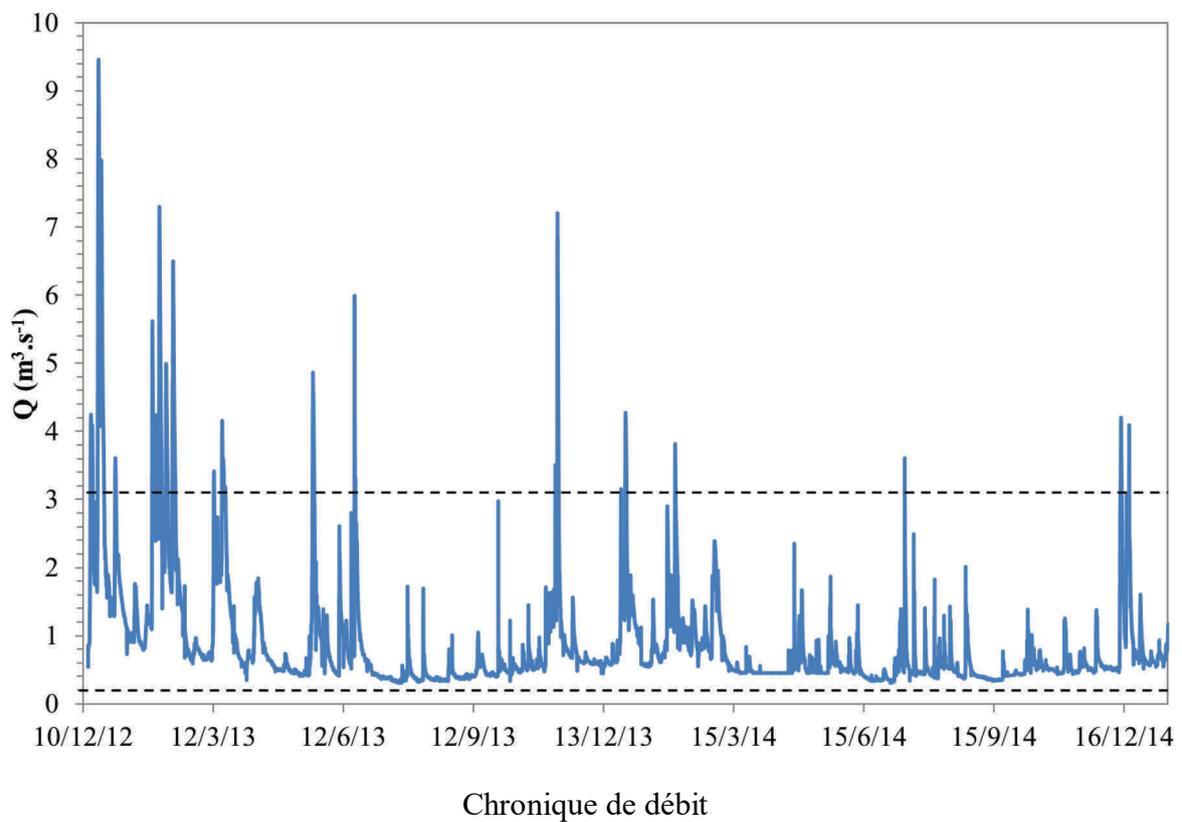
Équipement et emplacement des équipements : échelle limnimétrique de 2 m en rive droite ; sonde Orpheus mini n°317840 ; longueur de câble : 2.80 m en rive gauche.

Profondeur moyenne : 35 cm **Gamme de hauteurs d'eau calibrée** : 1-47 cm

Remarques : dangereux en crue ; emplacement de l'étiquette en rive gauche ; pour hauteurs d'eau ≤ 20 cm (à l'échelle) : dernière verticale utilisée à 6.65 m ; pour hauteurs d'eau > 20 cm : verticale à 6.65 m non utilisée.



Courbe de tarage de la station (réalisée entre le 16 mai 2013 et le 3 mars 2015)



Annexe 6 : Méthodes d'échantillonnage, de mesures *in situ* et d'analyses en laboratoire

1) Protocole d'échantillonnage en rivière

Lors de chaque campagne d'échantillonnage d'eau de rivière, une pompe immergée était positionnée au milieu des cours d'eau à quelque centimètres du fond pour éviter le plus possible l'impact de l'atmosphère sur la chimie des eaux de surface. L'eau était donc pompée en continu dans un béccher de débordement et les échantillons étaient prélevés dans ce béccher. A l'exception des échantillons pour les pesticides et le carbone organique total, toutes les eaux ont été filtrées à 0.45 μ . Les échantillons pour les anions ont été prélevés dans des bouteilles en nalgène de 60 mL. Les échantillons pour les isotopes stables ont été prélevés dans des bouteilles en verre de 10 mL, ceux pour les cations, dans des bouteilles de 30 à 60 mL en nalgène ou en verre avec quelques gouttes d'acide nitrique (HNO₃) concentré pour stabiliser la chimie des cations. Le TAC a été analysé sur le terrain ou en laboratoire dans les 24h qui ont suivi l'échantillonnage. Enfin l'isotopie du carbone inorganique dissous a été analysées sur des échantillons prélevés dans des bouteilles de 30 à 60 mL en verre, intoxicés au sulfate de cuivre.

2) Protocoles d'échantillonnage des zones humides

Pendant les campagnes de prélèvement des piézomètres, drains et bougies, instrumentés sur le Rhodon au niveau de certains milieux humides, plusieurs purges ont été réalisées sur les 3 jours précédents chaque campagne. L'ensemble des échantillons des drains et des piézomètres ont été prélevés à l'aide d'une pompe péristaltique selon le même protocole « d'embouteillage » que pour les rivières. Pour ne pas créer de dégazage au sein des bougies, ces dernières ont été prélevées par poussée d'air neutre (N₂) dans la bougie.

3) Mesures paramètres *in situ* (pH, CE, T et Débit)

Comme décrit dans la partie 3.1, les paramètres physico-chimiques ont été mesurés grâce à des sondes de type WTW 330i, dont les barres d'erreurs sont en moyenne de 10 μ S.cm⁻¹ pour la conductivité électrique, de 0.1°C sur la température et de 0.05 sur le pH. Les mesures de débit ont, quant à elles, été réalisées à l'aide d'un micromouliet dont la barre d'erreur sur les mesures est de l'ordre de 10 %.

4) Protocoles analytiques du ²²²Rn (*in situ* et en laboratoire)

Pour les mesures de ²²²Rn, les techniques en laboratoire avec un compteur à scintillation liquide (LSC), ainsi que les mesures in-situ avec le système transportable « Rad 7 », ont été

réalisées durant ce projet. Une inter-comparaison interne de ces deux méthodes en début de thèse a permis de juger que les différences entre les résultats rentraient dans les barres d'erreur des mesures, qui est de 5 % maximum. Toutes les eaux de rivières des campagnes de basses eaux ont été analysées avec le système portatif, tandis que toutes les eaux souterraines et les eaux de rivières prélevées en janvier 2013 ont été analysées sur le LSC au GEOTOP de Montréal.

5) Analyses des ions majeurs

Les teneurs en anions majeurs ont été mesurés avec une chromatographie ionique au laboratoire d'hydrologie d'Avignon en 2013 et au laboratoire GEOPS en 2014. La barre d'erreur moyenne sur ce type de mesures est de l'ordre de 10 % (Dionex ICS-1000). Pour les cations, les analyses ont été réalisées sur chromatographie ionique au laboratoire d'Avignon en 2013 et sur un spectromètre de masse couplé à une absorption atomique en 2014 au laboratoire GEOPS.

6) Analyses en isotopes stables de l'eau

Les teneurs en ^{18}O and ^2H ont été analysées avec un « Laser Water Isotope Analyzer » (OA-ICOS, LGR DLT100) au laboratoire GEOPS (UPSud, France). Les erreurs sont de l'ordre de 0.2 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et 1 ‰ pour $\delta^2\text{H}$.

Annexe 7 : Données climatologiques entre 2001 et 2014

Date	P mm/mois	ETP mm/mois	Tmoy °C	Date	P mm/mois	ETP mm/mois	Tmoy °C
01/01/2001	74	18.8	4.7	01/01/2005	60.8	16.6	5.02
01/02/2001	50.2	24.8	5.4	01/02/2005	25.6	22.1	2.93
01/03/2001	116.6	46.2	8.7	01/03/2005	51.8	45.6	7.51
01/04/2001	62.6	70.3	9.1	01/04/2005	66	72.6	10.96
01/05/2001	18.6	130.5	15.3	01/05/2005	35.2	112	14.12
01/06/2001	37.6	150.1	16.7	01/06/2005	58.2	139.4	18.91
01/07/2001	181.8	143.5	19.3	01/07/2005	68.2	131	19.52
01/08/2001	59.8	139.2	19.9	01/08/2005	30.8	119.4	18.16
01/09/2001	99.2	63.3	13.8	01/09/2005	27.2	85.7	17.58
01/10/2001	85.8	47.8	15.0	01/10/2005	39	54.6	15.46
01/11/2001	58.2	16.4	6.4	01/11/2005	41.4	21.2	6.17
01/12/2001	43.8	18.3	3.2	01/12/2005	30.2	16.7	3.45
01/01/2002	32.6	20	5.4	01/01/2006	29.8	18.4	2.87
01/02/2002	87.6	31.6	7.5	01/02/2006	55.4	18.9	2.94
01/03/2002	63.2	50.8	8.9	01/03/2006	81.8	44.9	5.76
01/04/2002	15.2	92	10.7	01/04/2006	25.8	79.3	10.22
01/05/2002	87.6	92.8	13.2	01/05/2006	66.2	96.1	14.40
01/06/2002	54.2	125.3	17.6	01/06/2006	37.6	139.8	18.44
01/07/2002	58.8	125.8	18.3	01/07/2006	41.4	175.3	23.27
01/08/2002	55.4	98.8	18.7	01/08/2006	82.6	94.5	17.02
01/09/2002	25	80.5	15.3	01/09/2006	25	86.6	19.04
01/10/2002	92.8	47	12.1	01/10/2006	40	45.2	14.73
01/11/2002	111.4	18	8.8	01/11/2006	61.6	22.2	8.89
01/12/2002	81	14.9	6.4	01/12/2006	74.4	16.7	5.27
01/01/2003	53.2	13.9	2.3	01/01/2007	36.4	22.9	7.2
01/02/2003	35	27	3.6	01/02/2007	88.2	30.9	8.0
01/03/2003	18.4	71.2	10.1	01/03/2007	40.4	44.2	7.6
01/04/2003	31	96.9	11.4	01/04/2007	36.8	104.7	14.8
01/05/2003	69.2	99	14.1	01/05/2007	87	98.8	14.9
01/06/2003	39.6	145.5	20.5	01/06/2007	81.6	107.1	17.6
01/07/2003	38.8	151.4	20.4	01/07/2007	86.6	123.2	17.9
01/08/2003	72.4	164.6	23.2	01/08/2007	159.8	91.8	17.3
01/09/2003	25.2	87	16.3	01/09/2007	23.4	69.3	14.9
01/10/2003	79	39.1	9.4	01/10/2007	53	34.3	11.2
01/11/2003	59.4	17.2	8.5	01/11/2007	31.8	19.1	6.7
01/12/2003	50	15	4.9	01/12/2007	60.8	18.5	4.3
01/01/2004	100.2	14.9	4.64	01/01/2008	66	21.6	6.2
01/02/2004	4.4	33.2	5.42	01/02/2008	43.8	28.5	6.6
01/03/2004	40.6	50	6.96	01/03/2008	76.4	46.2	6.9
01/04/2004	53.6	75.5	10.62	01/04/2008	58	71.5	9.6
01/05/2004	40.4	104.9	13.16	01/05/2008	71	123.6	16.4
01/06/2004	18.8	129.8	17.52	01/06/2008	32.2	119.1	17.1
01/07/2004	71.4	122	18.38	01/07/2008	49.4	139.7	18.9
01/08/2004	95.8	117.7	19.66	01/08/2008	61	106.8	18.3
01/09/2004	30.2	91.5	17.31	01/09/2008	23.6	75.6	14.4
01/10/2004	84.6	39.6	12.27	01/10/2008	68	40.4	11.2
01/11/2004	28.2	15.5	7.40	01/11/2008	58	19	7.4
01/12/2004	52.4	10.5	3.24	01/12/2008	34.4	14	2.9

Date	P mm/mois	ETP mm/mois	Tmoy °C	Date	P mm/mois	ETP mm/mois	Tmoy °C
01/01/2009	60	16.2	1.2	01/01/2012	41.5	22	5.9
01/02/2009	48.2	19	3.8	01/02/2012	11.8	21.2	1.2
01/03/2009	39	55.2	7.2	01/03/2012	17.4	60.1	9.7
01/04/2009	42	80.9	12.2	01/04/2012	70.6	62.7	8.4
01/05/2009	57.4	96.9	14.4	01/05/2012	61.1	103.5	14.7
01/06/2009	57.6	124.5	16.9	01/06/2012	126.9	94.4	15.8
01/07/2009	57.2	150	19.4	01/07/2012	61.3	120.7	17.7
01/08/2009	10.8	143.4	20.6	01/08/2012	13.1	135.3	19.7
01/09/2009	25.6	85.1	16.6	01/09/2012	49.1	70.2	14.7
01/10/2009	46.2	42.2	12.2	01/10/2012	109.6	30.9	11.8
01/11/2009	76.6	27	9.6	01/11/2012	50.2	15.7	6.8
01/12/2009	76	14.4	3.4	01/12/2012	105.9	16.6	5.7
01/01/2010	38.8	13.1	0.6	01/01/2013	40.1	8.4	3.1
01/02/2010	60.6	25	3.6	01/02/2013	40.2	18.5	2.1
01/03/2010	47.2	60.3	7.2	01/03/2013	54	41	4.3
01/04/2010	23.2	90.6	10.9	01/04/2013	39.3	75.6	9.5
01/05/2010	45.9	97.7	12.4	01/05/2013	97.2	79.7	11.3
01/06/2010	100.4	123.7	17.8	01/06/2013	75.9	104.4	15.9
01/07/2010	69.8	143.8	20.6	01/07/2013	48.9	152.7	21.1
01/08/2010	56.7	109	18.2	01/08/2013	31.3	122.1	18.9
01/09/2010	62.4	80.3	15.5	01/09/2013	84.2	63.4	15.8
01/10/2010	47.6	44.1	11.5	01/10/2013	39.1	35.8	13.1
01/11/2010	71.5	16.4	6.4	01/11/2013	94.5	14.9	6.5
01/12/2010	75.2	10.2	0.1	01/12/2013	55.4	16.3	5.5
01/01/2011	59.6	15.8	4.1	01/01/2014	58.3	13.6	6.2
01/02/2011	34.7	21.7	6.1	01/02/2014	64.1	30.1	6.6
01/03/2011	21.2	57.3	8.9	01/03/2014	18.6	59.7	8.8
01/04/2011	17.2	97.6	14.0	01/04/2014	37.6	75	11.6
01/05/2011	4.4	130.9	15.2	01/05/2014	84.7	88.7	13.0
01/06/2011	80.3	123.2	17.2	01/06/2014	68.6	123.5	17.0
01/07/2011	58.9	120.4	16.9	01/07/2014	92	116.8	19.4
01/08/2011	91.9	109.8	18.6	01/08/2014	75.1	94.8	16.6
01/09/2011	42.2	79	17.5	01/09/2014	11.8	76.8	16.9
01/10/2011	20.6	43.6	13.0	01/10/2014	52.7	40	13.4
01/11/2011	47.6	15.4	9.3	01/11/2014	54.9	19.8	9.3
01/12/2011	131.5	17.7	6.8	01/12/2014	67.3	13.1	4.8

Annexe 8 : Données complémentaires des ACP réalisées sur les données hydrodynamiques et géochimiques

Composition des axes (dimensions) de l'ACP réalisée sur les données d'IEB, d'occupation du sol, de répartition des zones humides et de géomorphologie des sous-bassins versant de l'Yvette amont :

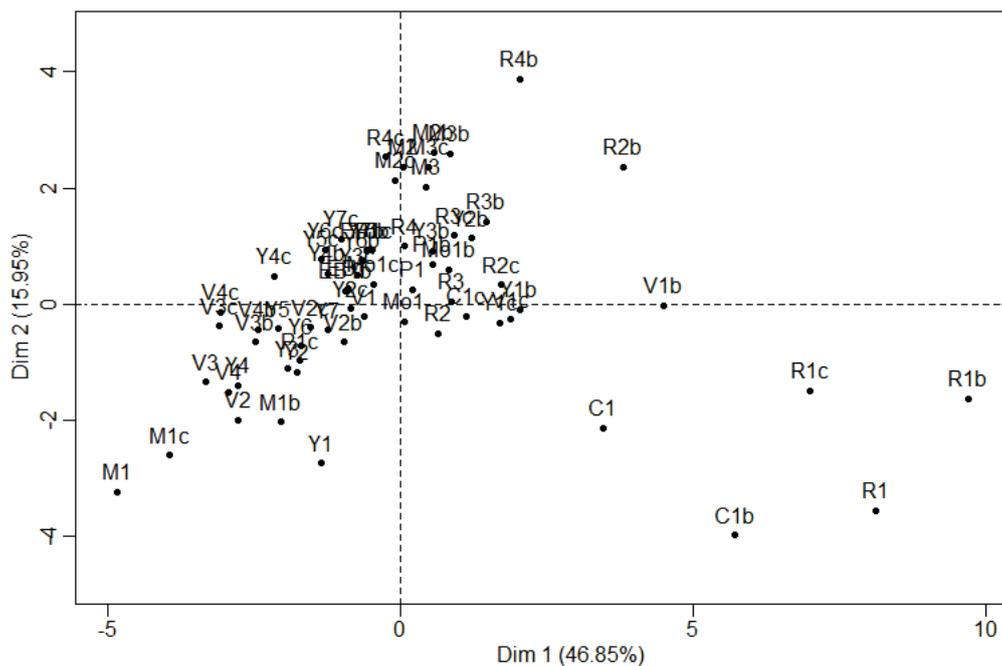
Variables	Dim.1	Dim.2	Individus	Dim.1	Dim.2
IEB	14.21	0.85	st1	4.94	3.04
ZU	1.11	10.44	st2	0.07	3.21
Culture	15.3	0.96	st4	13.13	0.04
Forêts	13.52	8.21	st5	10.8	48.49
Prairies	10.23	1.73	st6	51.92	4.29
ZHriveraine	7.14	13.77	st7	7.22	17.8
ZHvallée_versant	0.39	30.69	st8	0.01	19.21
ZHplateau	0.4	30.63	st9	4.26	0.01
plateaux	15.41	0.55	st10	0.35	2.81
versants	11.52	0.1	st11	2.9	0.69
vallée	10.78	2.08	st12	4.41	0.41

Composition des axes (dimensions) de l'ACP réalisée sur les différents flux issus des modélisations MOHYSE, de répartition des zones humides et de géomorphologie des sous-bassins versant de l'Yvette amont :

Variables	Dim.1	Dim.2	Individus	Dim.1	Dim.2
Recharge	3.71	13.8	st1	0.61	0.03
Ruissellement	7.71	16.81	st2	0.1	0.08
Ec_lent	10.07	10.03	st4	8.27	11.84
Ec_retardé	13.72	2.32	st5	67.1	5.01
ZH_riveraine	15.02	0.38	st6	5.56	50.22
ZHvallée_versant	8.87	17.97	st7	0.29	6.8
ZHplateau	8.86	18	st8	9.4	19.77
plateaux	11.41	7.77	st9	0.02	0.52
versants	6.4	4.71	st10	2.44	0.7
vallée	14.23	8.22	st11	0.96	1.01
			st12	5.24	4.01

Composition des axes (dimensions) de l'ACP réalisée sur la chimie des eaux de rivière issue des 3 campagnes de basses eaux (a : été 2013, b : hiver 2014 et c : été 2014) et l'occupation des sols :

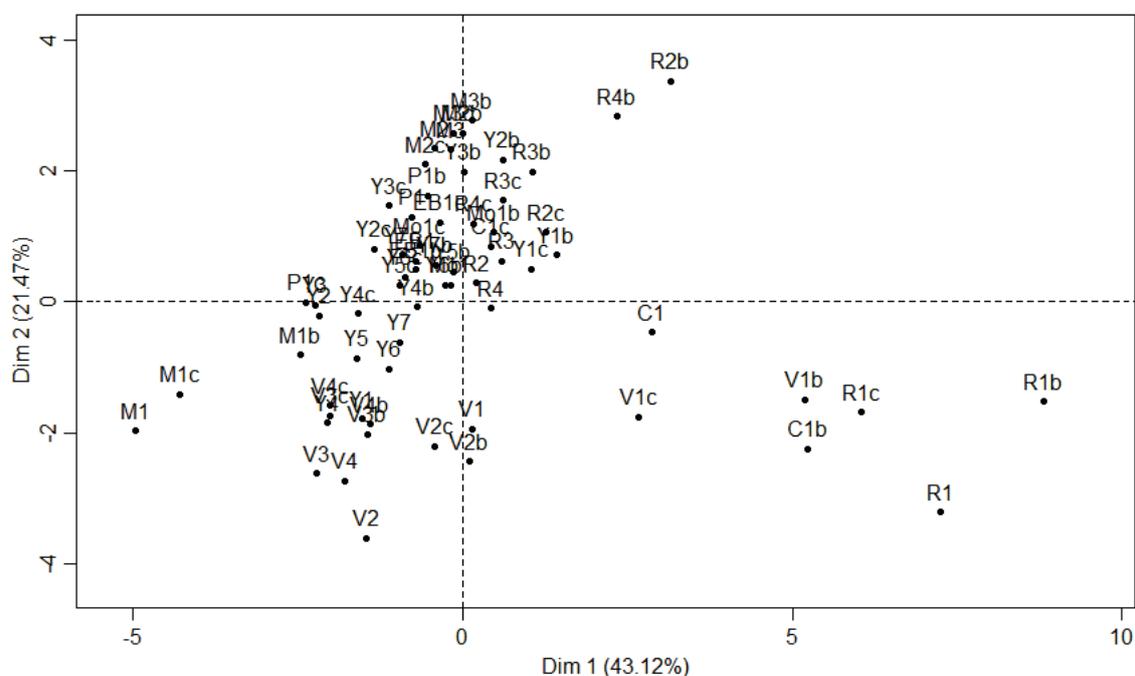
Variables	Dim.1	Dim.2	Individus	Dim.1	Dim.2	Individus	Dim.1	Dim.2	Individus	Dim.1	Dim.2
CE	13.6	0.52	M1	5.08	6.61	M1b	0.9	2.61	M1c	3.37	4.28
HCO3.	7.48	10.9	M2	0	3.55	M2b	0.07	4.31	M2c	0	2.9
Cl.	11.73	3.22	M3	0.04	2.59	M3b	0.16	4.24	M3c	0.05	3.52
NO2.	0.09	5.34	R1	14.21	7.99	R1b	20.22	1.67	R1c	10.5	1.4
NO3.	1.29	9.83	R2	0.09	0.16	R2b	3.12	3.54	R2c	0.64	0.07
PO43.	5.52	11.86	R3	0.16	0	R3b	0.46	1.27	R3c	0.18	0.88
SO42.	10.36	5.53	R4	0	0.63	R4b	0.89	9.53	R4c	0.01	4.05
K.	9.5	5.93	V1	0.08	0.03	V1b	4.36	0	V1c	0.75	0.05
Na.	11.65	3.59	V2	1.67	2.53	V2b	0.2	0.27	V2c	0.52	0.1
Ca2.	6.42	16.14	V3	2.38	1.13	V3b	1.33	0.27	V3c	2.07	0.09
Mg2.	9.53	4.06	V4	1.86	1.45	V4b	1.27	0.12	V4c	2.05	0.01
Ville	4.95	1.47	C1	2.56	2.87	C1b	7	10.03	C1c	0.27	0.03
Cult	0	1	P1	0.01	0.04	P1b	0.06	0.3	P1c	0.64	0.6
Forets	6.79	3.07	Mo1	0	0.06	Mo1b	0.14	0.22	Mo1c	0.05	0.08
Prairies	1.1	17.52	EB1	0.18	0.05	EB1b	0.19	0.03	EB1c	0.07	0.54
			Y1	0.4	4.76	Y1b	0.89	0.01	Y1c	0.61	0.07
			Y2	0.68	0.86	Y2b	0.31	0.81	Y2c	0.16	0
			Y3	0.8	0.78	Y3b	0.07	0.53	Y3c	0.12	0.15
			Y4	1.66	1.24	Y4b	0.33	0.17	Y4c	1	0.15
			Y5	0.95	0.11	Y5b	0.05	0.55	Y5c	0.39	0.38
			Y6	0.63	0.33	Y6b	0.09	0.37	Y6c	0.36	0.55
			Y7	0.34	0.12	Y7b	0.07	0.55	Y7c	0.22	0.81



Répartition des individus en fonction des dimensions 1 et 2 décrites ci-dessus

Composition des axes (dimensions) de l'ACP réalisée sur la chimie des eaux de rivière issue des 3 campagnes de basses eaux (a : été 2013, b : hiver 2014 et c : été 2014) et la répartition des zones humides :

Variables	Dim.1	Dim.2	Individus	Dim.1	Dim.2	Individus	Dim.1	Dim.2	Individus	Dim.1	Dim.2
HCO3.	8.14	10.76	M1	6.67	2.1	M1b	1.64	0.35	M1c	4.98	1.09
Cl.	15.71	1.26	M2	0.05	2.99	M2b	0	3.62	M2c	0.09	2.39
NO2.	0.1	3.52	M3	0.01	2.94	M3b	0	4.17	M3c	0	3.59
NO3.	1.03	14.28	R1	14.17	5.61	R1b	21.03	1.26	R1c	9.89	1.55
PO43.	7.62	6.12	R2	0.01	0.05	R2b	2.7	6.17	R2c	0.43	0.61
SO42.	12.14	5.95	R3	0.09	0.21	R3b	0.31	2.13	R3c	0.1	1.3
K.	13.65	3.73	R4	0.05	0.01	R4b	1.47	4.35	R4c	0.01	0.78
Na.	15.52	1.45	V1	0.01	2.04	V1b	7.29	1.21	V1c	1.91	1.68
Ca2.	6.35	18.45	V2	0.58	7.07	V2b	0	3.24	V2c	0.05	2.65
Mg2.	11.93	2.53	V3	1.34	3.74	V3b	0.57	2.22	V3c	1.1	1.64
ZR	4.68	12.71	V4	0.87	4.06	V4b	0.53	1.89	V4c	1.1	1.36
ZVV	0.68	6.04	C1	2.22	0.12	C1b	7.4	2.74	C1c	0.05	0.39
ZP	2.46	13.19	P1	0.16	0.9	P1b	0.08	1.42	P1c	1.53	0
			Mo1	0.01	0.04	Mo1b	0.06	0.61	Mo1c	0.12	0.4
			EB1	0.13	0.21	EB1b	0.14	0.13	EB1c	0.03	0.8
			Y1	0.64	1.74	Y1b	0.54	0.27	Y1c	0.29	0.14
			Y2	1.28	0.02	Y2b	0.1	2.54	Y2c	0.48	0.35
			Y3	1.35	0	Y3b	0	2.16	Y3c	0.34	1.17
			Y4	1.14	1.85	Y4b	0.13	0	Y4c	0.68	0.02
			Y5	0.7	0.41	Y5b	0.01	0.11	Y5c	0.25	0.03
			Y6	0.34	0.57	Y6b	0.02	0.04	Y6c	0.2	0.08
			Y7	0.25	0.21	Y7b	0.05	0.17	Y7c	0.23	0.28



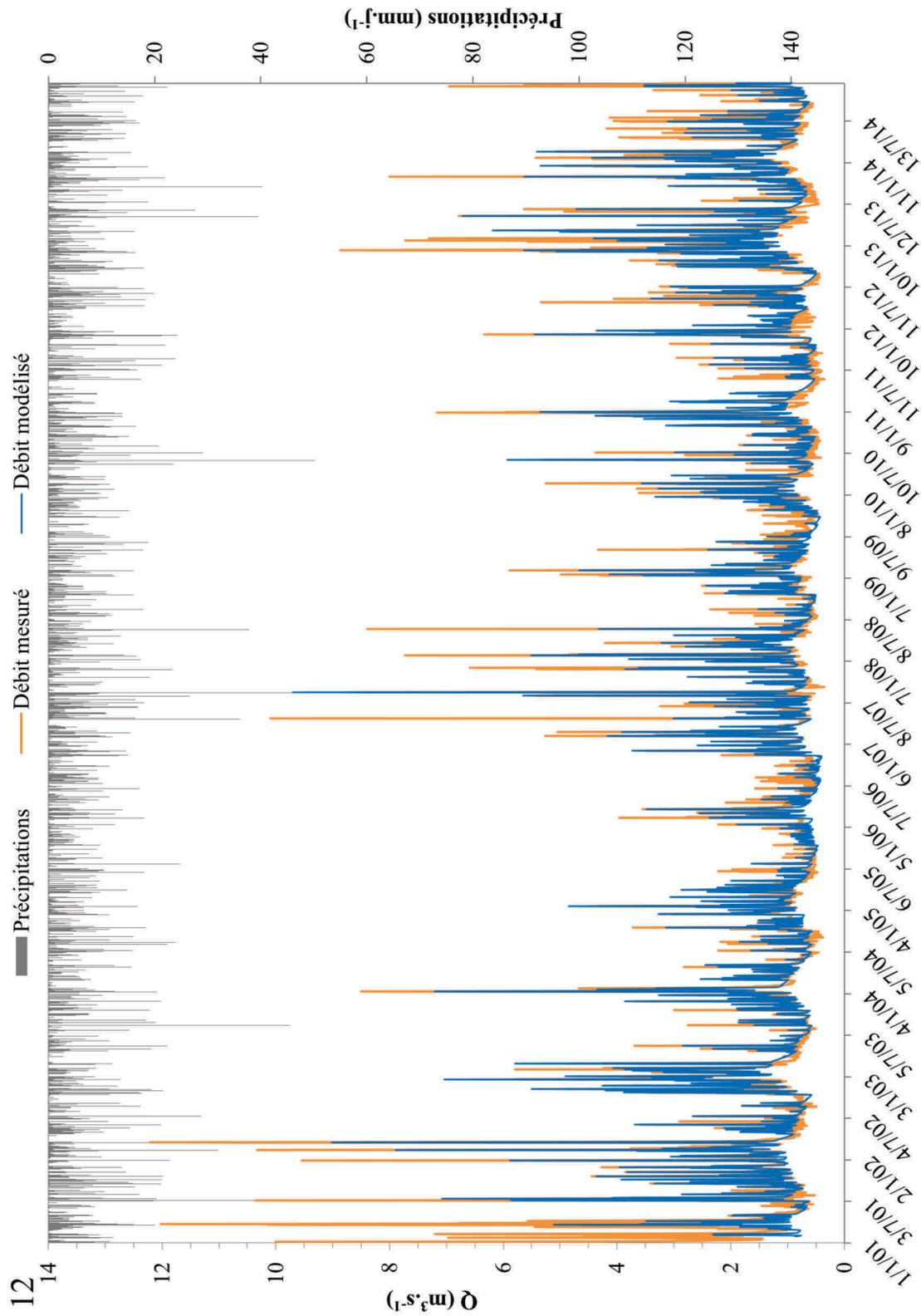
Répartition des individus en fonction des dimensions 1 et 2 décrites ci-dessus

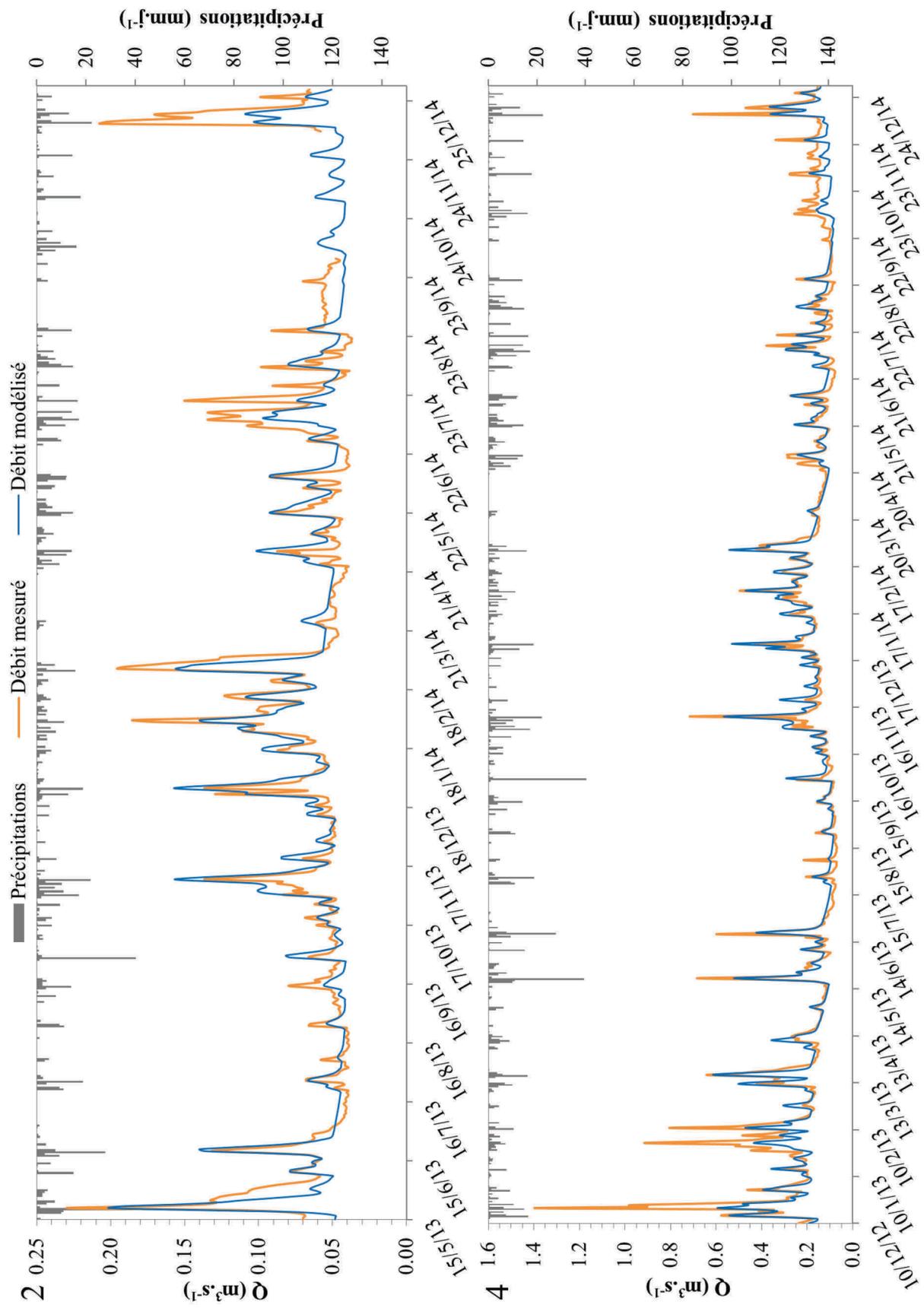
Annexe 9 : Modélisation MOHYSE

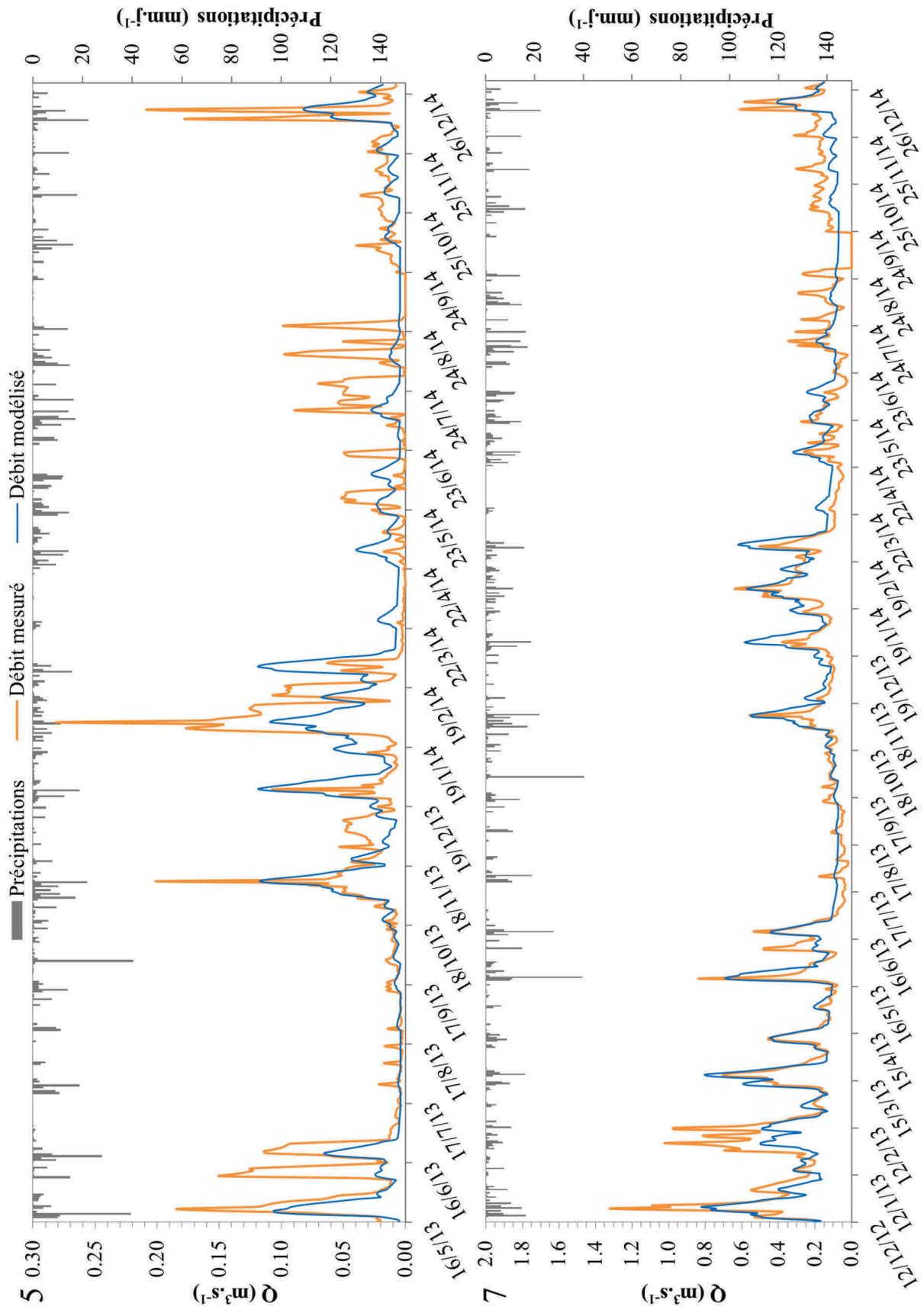
9.1 : Valeurs des paramètres optimisés dans les onze modèles en fonction des trois modes de calibration (Nash, Nash_{in} et ΣNash)

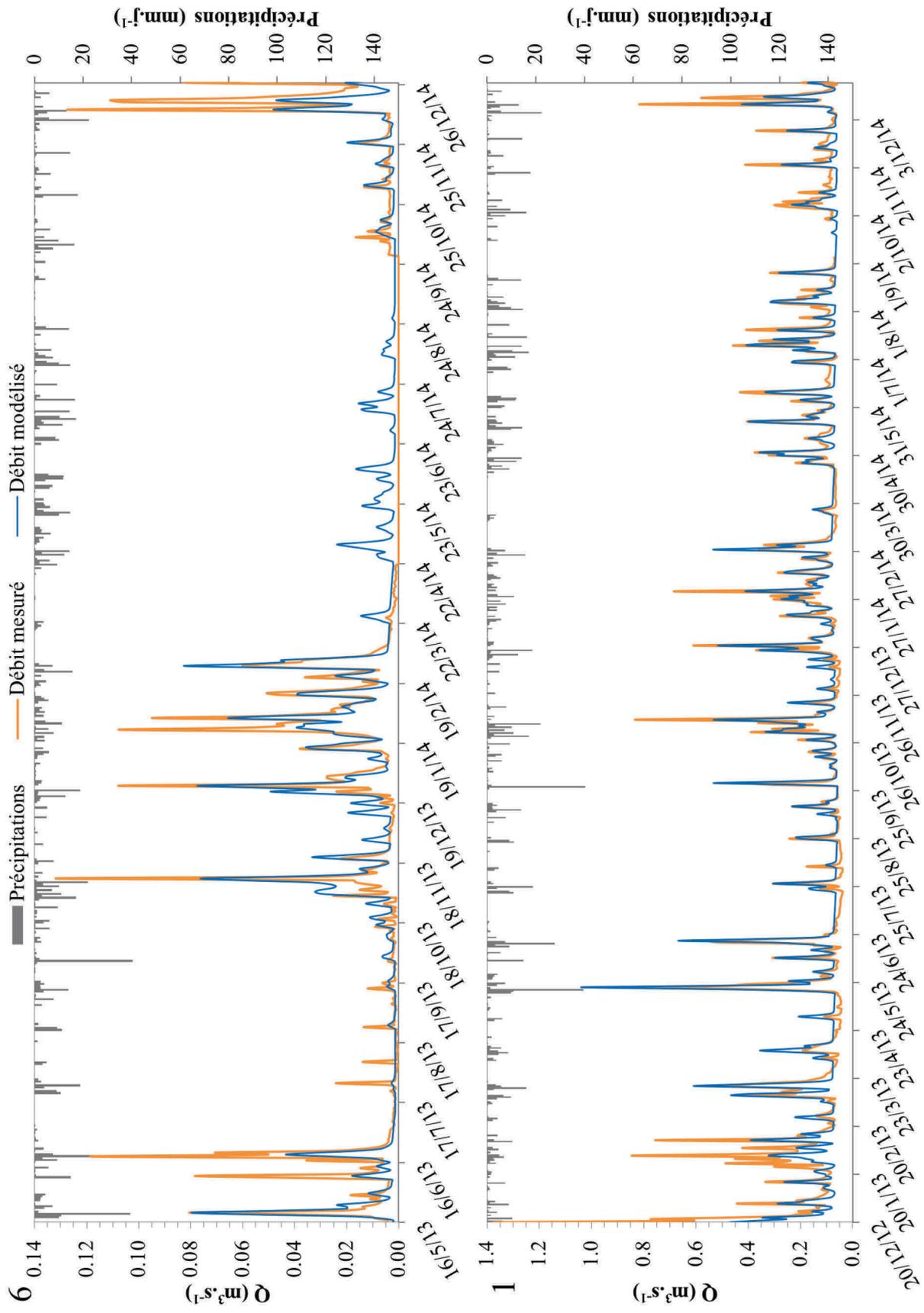
Stations		1: Méranthaise	2: Rhodon D91	4: Rhodon exu	5: RdV Auff	6: Rouillon	7: RdV Senlisse	8: Pommeret	9: Montabé	10: Maincourt	11: Yvette St Rémy	12: Yvette Villebon	
S _{BV}		19.45	13.92	25.95	24.47	2.86	48.98	9.86	17.36	24.54	156.82	233.35	
Calibration1: basée sur la somme des Nash													
Tests	Nash	0.71	0.58	0.713	0.38	0.57	0.66	0.63	0.58	0.73	0.72	0.72	
	Nash _{in}	0.75	0.67	0.768	0.45	0.71	0.64	0.75	0.74	0.76	0.82	0.77	
	Σnash	1.45	1.24	1.480	0.83	1.28	1.30	1.38	1.32	1.49	1.55	1.48	
Paramètres	c_TR	1.4E-02	3.9E-02	3.5E-02	9.9E-01	1.0E+00	2.0E-01	5.63E-02	9.95E-01	4.8E-02	1.1E-01	3.0E-02	
	c_RR	4.9E-04	8.2E-04	1.4E-03	8.0E-04	2.6E-03	1.6E-03	3.48E-03	2.38E-03	1.8E-03	2.2E-03	1.6E-03	
	c_VA	6.9E-04	2.8E-03	3.4E-03	5.0E-03	2.4E-03	1.9E-03	1.33E-03	2.68E-03	3.1E-03	3.3E-03	2.4E-03	
	c_V	2.8E-04	4.9E-04	2.6E-03	1.0E-04	6.2E-04	6.6E-04	1.72E-03	2.08E-03	1.8E-03	1.3E-03	1.5E-03	
	c_A	1.5E-03	1.5E-03	1.5E-03	1.2E-05	9.3E-05	1.5E-03	1.50E-03	1.50E-03	1.5E-03	1.5E-03	2.5E-03	
	α	7.65	3.73	5.311	2.42	5.10	2.00	4.75	5.83	7.32	4.81	5.63	
	β	0.28	0.91	0.432	1.90	0.45	2.47	0.46	0.37	0.29	0.58	0.44	
	Vi_RI	70	145	140	0	0	75	50	75	120	105	70	
	Calibration2: basée sur le Nash_{in}												
	Tests	Nash	0.69	0.56	0.70	0.30	0.47	0.65	0.59	0.55	0.70	0.69	0.70
Nash _{in}		0.75	0.67	0.77	0.48	0.75	0.64	0.76	0.75	0.77	0.83	0.78	
Σnash		1.44	1.23	1.47	0.77	1.22	1.29	1.35	1.30	1.47	1.52	1.48	
Paramètres	c_TR	1.4E-02	3.5E-02	4.0E-02	9.9E-01	1.0E+00	1.6E-01	4.8E-02	1.0E+00	4.1E-02	1.1E-01	3.0E-02	
	c_RR	4.6E-04	7.8E-04	1.4E-03	7.7E-04	2.0E-03	1.8E-03	3.1E-03	2.8E-03	1.5E-03	2.0E-03	1.4E-03	
	c_VA	7.0E-04	2.9E-03	3.9E-03	7.3E-03	1.8E-03	1.8E-03	1.3E-03	2.7E-03	2.6E-03	3.2E-03	2.4E-03	
	c_V	2.1E-04	3.5E-04	2.4E-03	1.0E-04	2.5E-04	5.0E-04	9.7E-04	1.5E-03	1.8E-03	1.0E-03	1.4E-03	
	c_A	1.5E-03	1.5E-03	1.5E-03	9.3E-06	1.2E-04	1.5E-03	1.5E-03	1.5E-03	1.5E-03	1.5E-03	1.6E-03	
	α	6.36	3.55	4.453	2.19	2.00	2.00	2.10	2.49	5.87	3.37	4.97	
	β	0.36	0.96	0.534	1.75	1.51	2.53	1.28	1.03	0.36	0.96	0.51	
	Vi_RI	75	150	155	0	0	70	55	75	110	105	110	
	Calibration3: basée sur le Nash												
	Tests	Nash	0.71	0.61	0.71	0.41	0.58	0.67	0.64	0.58	0.73	0.73	0.71
Nash _{in}		0.73	0.46	0.76	0.33	0.38	0.62	0.52	0.72	0.75	0.81	0.70	
Σnash		1.44	1.07	1.48	0.74	0.96	1.29	1.16	1.30	1.48	1.53	1.41	
Paramètres	c_TR	1.3E-02	3.3E-02	3.1E-02	1.0E+00	1.0E+00	4.2E-01	6.4E-02	9.9E-01	5.9E-02	1.1E-01	2.8E-02	
	c_RR	4.4E-04	7.3E-04	1.3E-03	6.8E-04	3.0E-03	1.3E-03	3.4E-03	2.2E-03	2.0E-03	2.2E-03	1.6E-03	
	c_VA	3.6E-04	1.6E-03	2.9E-03	3.7E-03	2.0E-03	2.0E-03	0.0E+00	3.2E-03	4.0E-03	2.8E-03	1.7E-03	
	c_V	5.3E-04	9.6E-04	2.9E-03	1.0E-04	1.2E-03	1.1E-03	2.8E-03	2.6E-03	1.5E-03	1.8E-03	1.7E-03	
	c_A	1.5E-03	6.5E-03	1.5E-03	3.4E-05	1.4E-05	1.5E-03	1.5E-03	1.5E-03	1.5E-03	1.5E-03	7.6E-03	
	α	7.9E+00	3.7E+00	5.8E+00	2.54	5.16	3.12	5.55	7.97	7.76	5.49	5.71	
	β	2.7E-01	9.2E-01	3.9E-01	2.00	0.45	1.23	0.38	0.25	0.28	0.49	0.44	
	Vi_RI	40	20	125	0	0	75	0	90	140	90	20	

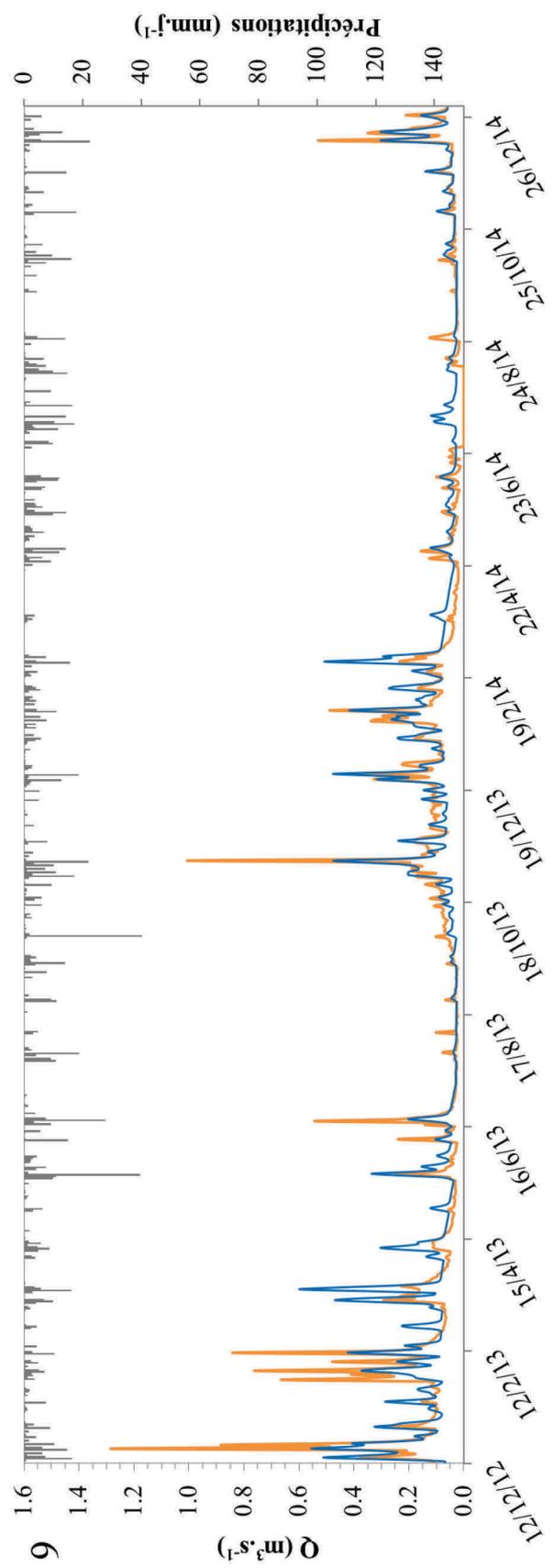
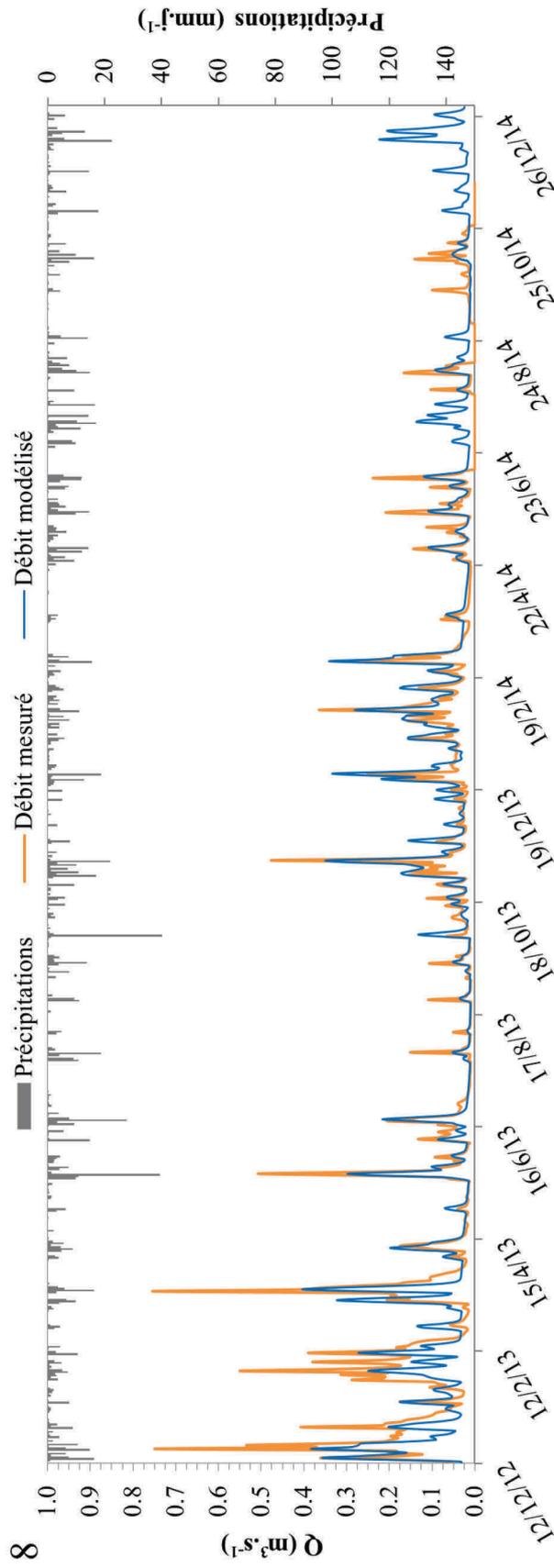
9.2 : Comparaisons entre les chroniques de débits modélisés et les chroniques de débits mesurés sur les 11 stations

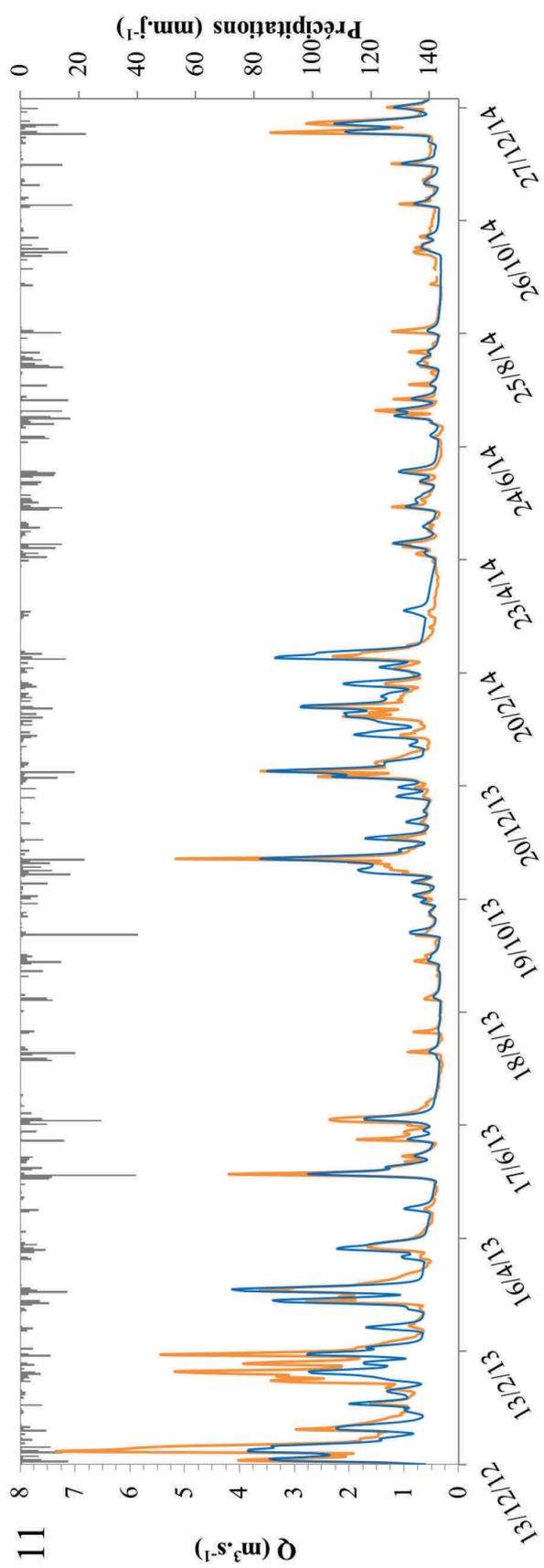
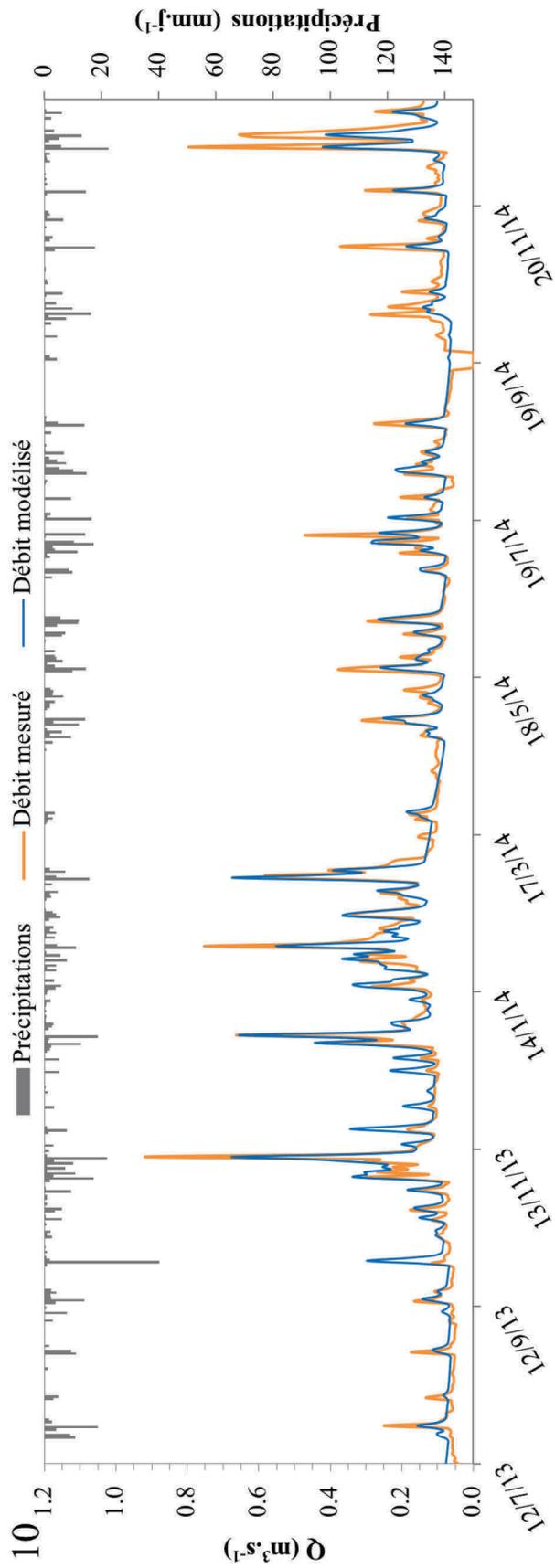












9.3 : Bilans hydrologiques en sortie des modélisations avec MOHYSE entre 2001 et 2014 (en mm.an⁻¹)

Station	Paramètre de sortie	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2001-2014
Station 1	Recharge réservoir inf.	35	49	43	39	34	26	43	43	33	37	37	43	54	48	40
	Écoulement lent	36	41	44	42	40	35	34	40	39	36	38	38	43	47	39
	Écoulement retardé	14	20	17	16	14	11	17	17	13	15	15	17	22	19	16
	Débit de base	50	61	61	58	54	45	52	57	52	51	53	55	65	66	56
	Ruissellement	43	55	33	32	25	21	45	38	28	36	31	42	54	45	38
	STEP	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	IEB	0.5	0.5	0.6	0.6	0.7	0.7	0.5	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6
Station 2	Recharge réservoir inf.	82	95	86	78	62	49	87	77	63	77	71	87	113	87	80
	Écoulement lent	78	86	91	86	79	66	68	76	73	71	73	74	89	93	79
	Écoulement retardé	14	16	15	14	11	8	15	13	11	13	12	15	20	15	14
	Débit de base	96	111	101	91	73	57	102	90	74	90	83	103	109	102	92
	Ruissellement	98	94	52	27	19	18	35	28	24	30	26	36	45	33	40
	STEP	50	50	50	50	50	50	50	47	43	52	51	54	51	50	
	IEB	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5
Station 4	Recharge réservoir inf.	87	91	82	76	61	52	87	73	64	79	70	89	105	83	78
	Écoulement lent	77	84	88	83	78	66	68	74	72	70	73	74	87	90	77
	Écoulement retardé	66	70	63	59	47	39	67	56	49	60	54	68	80	64	60
	Débit de base	153	161	144	135	107	91	154	129	112	139	125	157	167	147	137
	Ruissellement	90	88	50	37	25	25	49	36	33	42	37	51	57	43	47
	STEP	27	27	27	27	27	27	27	25	23	28	27	29	27	27	
	IEB	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	
Station 5	Recharge réservoir inf.	101	115	101	90	69	51	94	86	75	90	80	106	146	97	93
	Écoulement lent	0	1	1	2	2	2	3	3	3	4	4	4	5	5	3
	Écoulement retardé	2	2	2	2	1	1	2	2	1	2	2	2	3	2	2
	Débit de base	2	3	3	3	3	3	4	5	5	5	6	6	8	7	5
	Ruissellement	42	46	24	18	12	11	19	18	16	18	17	24	31	19	23
	STEP	13	13	13	14	12	12	13	12	12	14	13	13	13	14	
	IEB	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	

Station	Paramètre de sortie	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2001-2014
Station 6	Recharge réservoir inf.	46	51	45	41	33	24	43	39	35	42	37	49	65	44	43
	Écoulement lent	0	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	15	16	9
	Écoulement retardé	12	13	11	11	8	6	11	10	9	11	9	13	17	11	11
	Débit de base	12	16	16	16	15	13	19	19	19	22	21	25	31	27	19
	Ruissellement	122	131	71	56	40	37	60	57	52	60	55	76	96	61	70
	STEP	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32	30	34
IEB	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Station 7	Recharge réservoir inf.	41	48	43	38	30	22	40	37	32	38	34	45	62	42	39
	Écoulement lent	41	44	47	43	39	32	32	35	35	35	36	36	46	48	39
	Écoulement retardé	14	17	15	13	11	8	14	13	11	13	12	16	22	15	14
	Débit de base	55	61	62	56	50	39	46	48	46	48	48	51	68	63	53
	Ruissellement	72	86	46	40	29	26	44	42	37	43	39	55	74	47	49
	STEP	11	12	11	12	11	12	11	11	11	12	11	11	11	11	11
IEB	0.4	0.4	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.5	0.5
Station 8	Recharge réservoir inf.	29	30	27	26	21	17	29	25	22	27	24	30	36	28	26
	Écoulement lent	27	29	30	28	26	22	23	25	24	24	25	25	30	31	26
	Écoulement retardé	37	39	35	33	27	22	37	32	28	35	31	39	47	36	34
	Débit de base	64	68	65	62	53	45	60	57	53	59	55	64	76	66	61
	Ruissellement	129	140	81	83	58	58	103	83	75	94	83	114	129	94	95
	STEP	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IEB	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Station 9	Recharge réservoir inf.	48	52	45	42	32	25	44	40	35	43	38	50	64	43	43
	Écoulement lent	42	46	50	46	43	34	35	39	38	38	40	39	50	51	42
	Écoulement retardé	38	40	35	32	25	19	34	31	27	33	29	39	50	34	33
	Débit de base	80	87	85	79	68	54	70	69	66	71	69	78	100	85	76
	Ruissellement	77	89	47	47	32	31	51	47	43	50	47	63	76	49	53
	STEP	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
IEB	0.5	0.5	0.6	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6	0.6

Station	Paramètre de sortie	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2001-2014		
Station 10	Recharge réservoir inf.	73	78	71	65	52	43	73	63	55	67	60	76	92	71	67		
	Écoulement lent	66	72	76	72	67	56	58	63	61	60	63	63	63	75	78	66	
	Écoulement retardé	42	45	41	38	30	25	42	36	32	39	35	44	44	53	41	39	
	Débit de base	109	118	117	110	97	81	100	99	93	99	97	107	107	129	119	105	
	Ruissellement STEP IEB	93 16 0.5	94 14 0.5	54 13 0.6	45 18 0.6	31 17 0.7	31 15 0.6	57 15 0.6	45 13 0.6	40 17 0.6	40 17 0.6	51 19 0.6	45 16 0.6	63 20 0.6	71 19 0.6	52 18 0.6	16	0.6
Station 11	Recharge réservoir inf.	65	69	62	57	44	35	61	54	48	58	52	67	85	60	58		
	Écoulement lent	58	63	67	63	58	47	49	53	52	52	54	54	67	69	58		
	Écoulement retardé	26	28	25	23	18	14	25	22	19	24	21	27	35	24	24		
	Débit de base	85	92	92	86	76	62	74	75	72	76	75	81	101	93	81		
	Ruissellement STEP IEB	89 11 0.5	96 11 0.5	53 11 0.6	47 12 0.6	33 11 0.6	32 11 0.6	54 11 0.5	48 11 0.6	43 11 0.6	52 12 0.5	48 11 0.6	48 11 0.6	66 12 0.5	77 12 0.5	52 11 0.6	11	0.6
Station 12	Recharge réservoir inf.	68	75	67	63	51	42	71	61	52	64	58	72	86	69	64		
	Écoulement lent	63	72	74	67	62	49	55	63	59	57	61	61	76	76	64		
	Écoulement retardé	42	46	41	39	31	26	44	38	32	39	36	44	53	43	40		
	Débit de base	105	118	115	106	93	75	99	101	91	96	96	105	129	119	103		
	Ruissellement STEP IEB	86 8 0.5	91 7 0.5	54 7 0.7	50 8 0.6	35 8 0.7	34 8 0.6	67 7 0.6	51 7 0.6	44 7 0.6	44 7 0.6	57 8 0.6	49 7 0.6	68 8 0.6	78 8 0.6	60 8 0.6	59	8

Annexe 10 : Données des mesures en sortie de STEP sur les campagnes 2013 – 2014

Nom station	Date	Q m ³ .s ⁻¹	T °C	pH	CE µS.cm ⁻¹	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	TOC	Ntot	δ ² H ‰	δ ¹⁸ O ‰	δ ¹³ C
Rouillon	janv-13		4.8	8.2	493	166	0.2	30	0.1	0.0	32.9	0.0	23	17.1	0.1	2.8	3.8	66.0		7.5	-54.7	-8.19	-15.3
Rouillon	juil-13	0.003	19	8.2	1001	203	0.1	122	0.0	0.0	5.7	10.9	94	91	0.0	22.2	6.4	92.7	3.7	1.7	-45.7	-6.49	-13.3
Mesnil		0.010	22.6	7.7	1236	350	0.3	173	0.0	0.1	14.6	6.1	96	112	0.0	24.0	21.9	92.9	4.1	4.3	-45.6	-6.49	-15.6
Mesnil 2		0.013	23	7.8	1532	324	0.3	185	0.1	0.1	11.9	3.4	95	121	13.7	22.3	21.5	110.7	6.0	18.9	-45.7	-6.56	-15.9
Rouillon		0.011	11	8.4	724	290	0.1	45	0.8	0.0	29.5	0.4	48.5	29.2	0.2	7.2	6.6	103.7	3.2	9.0	-47.0	-6.90	-12.2
Mesnil		0.026	15.3	7.8	1140	323	0.3	129	0.2	0.1	0.6	4.0	80.6	97.8	1.4	15.5	16.6	101.9	4.4	1.3	-47.1	-6.73	-13.6
Mesnil 8:30		0.029	13.5	7.8	1254	430	0.3	157	0.6	0.1	0.9	6.5	95.0	102.2	2.1	20.7	21.5	109.7	4.3	2.1	-46.5	-6.61	-13.9
Mesnil 10:30		0.039	13.6	7.7	1247	396	0.3	157	1.5	0.2	1.1	5.3	94.7	101.7	1.7	20.6	21.3	110.3	4.6	2.1	-46.6	-6.66	-13.8
Mesnil 13:00		0.037	13.8	7.8	1251	423	0.3	159	0.8	0.1	0.6	4.7	95.0	102.4	1.9	20.5	20.7	110.9	4.2	1.9	-46.7	-6.62	-13.5
Mesnil 15:00		0.022	14.1	7.7	1255	415	0.3	159	5.8	0.2	1.6	4.3	94.6	102.3	0.9	19.7	20.8	111.1	4.7	2.8	-46.7	-6.61	-13.6
Mesnil 17:00		0.028	14	7.8	1258	410	0.3	161	3.1	0.1	14.2	4.8	95.3	103.4	0.0	19.6	21.1	112.5	4.7	4.1	-46.5	-6.59	-13.6
Lévis 9:30		0.023	12.4	7.5	1336	440	0.3	159	9.5	0.1	11.8	9.3	104.8	103.8	2.5	23.5	23.3	110.1	5.0	7.5	-46.8	-6.72	-15.0
Lévis 11:30		0.025	12.5	7.5	1339	430	0.2	161	0.2	0.1	0.9	8.6	105.6	104.7	5.4	23.4	23.4	111.5	5.0	4.5	-46.9	-6.78	-15.0
Lévis 14:00		0.015	12.7	7.6	1344	442	0.3	163	4.1	0.1	1.0	8.3	105.6	105.1	4.6	23.4	23.5	111.4	4.6	5.1	-46.7	-6.72	-14.8
Lévis 16:00		0.014	12.9	7.6	1347	431	0.2	163	0.2	0.1	0.7	8.6	105.4	105.4	5.4	23.7	23.4	111.5	5.4	4.5	-46.6	-6.69	-14.8
Lévis 18:00		0.012	12.6	7.6	1360	447	0.3	166	1.0	0.1	0.6	8.1	106.2	106.6	5.7	23.5	23.7	112.3	5.1	4.9	-46.8	-6.68	
Rouillon	juil-14	0.004	17.9	8.1	880	155	0.7	110	0.0	0.0	47.2	5.9	69	64		15.5	5.0	82.5			-42.8	-6.02	-13.3
Mesnil		0.019	22.1	7.8	1162	356	1.0	140	2.6	1.9	6.6	12.3	79	101		17.6	16.9	94.7			-44.4	-6.39	-14.86
Mesnil	sept-14	0.006	20.3	7.8	1249	377	1.2	157	5.7	0.0	12.2	13.0	90	106	2.7	20.7	16.9	100.3		6.6	-45.2	-6.27	-14.8

Annexe 11 : Données des campagnes de mesures dans le fond de vallée du Rhodon en mai et septembre 2014

Nom	$\alpha(\text{eau})$ m		pH		CE $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$		T °C		HCO ₃ ⁻		F		Cl		NO ₃ ⁻		PO ₄ ³⁻ mg.L ⁻¹		SO ₄ ²⁻		K ⁺		Na ⁺		Ca ²⁺		Mg ²⁺		$\delta^2\text{H}$		$\delta^{18}\text{O}$ ‰		$\delta^{13}\text{C}$	
	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.	mai	sept.
P1	0.39	0.39	6.9	7.2	601	759	13.5	12.5	240	372	0.0	0.6	34	38	13	8	0	0	52	48	0.4	0.5	38	43	62	89	14	14	-47.4	-47.7	-7.0	-6.9	-14.8	-14.8
P2	0.28	0.28	7.0	6.9	633	692	13.2	14.3	211	238	0.0	0.0	67	72	0	0	0	0	42	49	0.8	0.9	29	33	79	87	9	9	-48.7	-49.0	-7.2	-7.2	-17.0	-17.0
P3	0.71	0.72	7.1	6.6	824	406	13.4	15	72	41	0.0	0.4	37	34	5	3	0	0	64	48	1.6	2.1	28	30	27	27	9	9	-48.5	-48.1	-7.1	-7.1	-20.6	-20.6
P5 (amont)	0.29	0.34	6.4	6.5	723	543	13.0	13.7	72	110	0.0	0.0	126	47	7	42	0	0	85	75	6.4	2.7	62	39	50	51	7	8	-47.2	-46.5	-6.9	-6.9	-15.5	-15.5
P6	0.36	n.d	7.0	6.8	1426	1332	11.6	14.5	339	277	0.0	0.0	257	273	8	7	0	0	69	67	1.1	1.3	199	153	76	93	11	11	-47.0	-47.6	-6.9	-7.0	-16.1	-16.1
P7	0.72	0.73	7.2	7.0	886	788	11.4	14.4	354	284	0.0	0.7	46	46	12	28	0	0	108	89	0.2	0.4	26	24	142	128	10	7	-48.2	-48.8	-7.2	-7.3	-17.2	-17.2
P8	0.15	0.28	7.2	7.1	790	744	11.3	13.9	331	328	0.0	0.6	36	34	25	6	0	0	74	71	0.7	0.8	19	19	126	128	9	9	-49.7	-48.2	-7.3	-7.1	-16.1	-16.1
P9 (amont)	0.27	0.39	7.0	7.1	815	809	11.7	13.7	307	313	0.0	0.7	49	52	26	39	0	5	68	65	0.8	0.8	34	20	112	125	11	12	-48.7	-49.1	-7.2	-7.2	-14.1	-14.1
P5 (aval)	1.2	1.34	7.0	6.9	616	525	13.9	15.6	305	303	0.0	0.8	34	12	3	4	0	0	23	7	2.4	1.8	21	6	81	79	10	8	-48.1	-48.7	-7.0	-7.3	-17.5	-17.5
P9 (aval)	0.52	0.55	7.2	7.0	780	784	11.2	14.8	410	414	0.6	0.7	33	35	0	5	0	0	40	29	0.6	0.9	25	26	118	114	13	12	-47.4	-47.9	-7.0	-7.1	-14.7	-14.7
D3			7.1	6.9	717	633	13.4	15.8	393	280	0.0	0.7	15	28	0	0	0	0	6	12	1.0	0.6	10	14	106	81	8	7	-44.3	-44.5	-6.6	-6.4	-16.7	-16.7
D5			7.3	7.3	645	650	12.0	13.6	294	287	0.0	0.7	25	30	13	15	0	0	50	56	0.9	1.3	14	15	99	95	10	10	-45.4	-45.6	-6.6	-6.6	-16.7	-16.7
D6			7.4		958		13.2		440		0.0		95		0		0	0	7		0.4		73		110		10		-44.4		-6.5		-17.0	-17.0
D7			7.2	7.1	681	712	11.0	13.5	356	338	0.0	0.6	27	30	0	5	0	0	39	63	0.6	0.7	24	25	103	100	10	9	-47.7	-48.4	-7.0	-7.1	-16.6	-16.6
D8			7.1	7.1	789	861	11.9	15	481	462	0.0	0.8	15	23	0	0	0	0	18	28	0.2	1.9	12	14	134	137	12	12	-47.3	-46.4	-7.0	-6.8	-17.7	-17.7
D9			7.4		805		12.0		427		0.0		34		0		0	0	38		1.2		23		124		14		-47.1		-6.9		-15.0	-15.0
B1			9.1	7.8	506	535	15.5	12.1	289	252	0.6	0.7	18	19	19	23	0	0	8	23	2.8	1.2	8	7	48	80	27	8	-42.5	-43.1	-5.9	-5.9	-13.4	-13.4
B1bis			9.3	7.7	486	699	17.5	14	238	330	0.7	0.7	22	31	24	19	0	0	17	28	1.1	1.1	19	18	26	87	38	18	-48.7	-48.6	-7.0	-7.0	-15.8	-15.8
B2			7.5	7.9	636	602	16.1	13.5	241	230	0.0	0.7	20	20	28	28	0	0	88	72	1.1	1.6	17	15	82	78	17	13	-45.7	-46.3	-6.6	-6.5	-14.3	-14.3
B3			8.1	7.1	540	511	15.6	15.5	305	233	0.0	0.7	12	15	0	0	0	0	25	44	0.9	1.5	8	7	76	76	16	9	-42.9	-42.1	-5.9	-5.8	-16.2	-16.2
B5			8.0	7.4	766	859	15.6	14.8	397	414	0.7	0.8	37	39	0	5	0	5	11	65	2.4	2.7	12	11	76	132	29	15	-49.2	-49.1	-7.3	-7.3	-13.9	-13.9
B6			8.8	7.6	615	560	13.4	15.8	404	317	0.6	0.8	10	13	0	4	0	4	0	17	1.4	2.1	7	8	86	85	20	11	-50.5	-49.8	-7.4	-7.2	-15.1	-15.1
B7			7.5	7.2	613	542	11.9	13.5	287	208	0.0	0.7	19	21	4	5	0	0	72	90	1.0	2.1	28	25	78	68	11	7	-47.5	-46.6	-6.9	-7.0	-16.0	-16.0
B8			8.2	7.3	676	650	13.8	14.1	384	337	0.6	0.7	18	22	0	4	0	0	32	41	1.5	2.9	14	13	95	90	16	11	-48.0	-47.8	-7.0	-6.9	-16.3	-16.3
B9			8.4	7.8	756	634	12.2	15.2	473	388	0.6	0.8	16	17	0	4	0	0	38	12	2.1	2.7	13	11	107	73	30	24	-50.3	-50.2	-7.4	-7.3	-15.2	-15.2
P5A			7.2		606		13.5		283		0.8		25		4		0	0	48		1.4		13		96		10		-45.4		-6.3		-16.3	-16.3
P5B			7.1		668		13.1		265		0.6		30		5		0	0	70		1.1		18		106		10		-45.7		-6.5		-13.8	-13.8
P5C			7.6		532		14.3		312		0.7		13		0		0	0	16		2.0		6		87		9		-47.7		-6.9		-15.2	-15.2
P5D			7.2		493		13.7		245		0.5		12		0		0	0	26		1.0		7		76		9		-44.8		-6.3		-16.4	-16.4
B5A			8.4		618		16.9		343		0.8		24		0		0	0	15		0.8		12		67		25		-45.0		-6.4		-16.1	-16.1
B5B			8.1		655		16.8		348		0.7		31		4		0	0	22		0.8		15		76		24		-45.4		-6.6		-14.9	-14.9
B5C			7.6		595		16.8		264		0.9		11		0		0	0	17		1.0		6		79		14		-47.7		-6.8		-15.7	-15.7
B5D			9.1		614		16.1		423		0.9		13		4		0	0	11		1.1		8		80		23		-45.9		-6.4		-15.7	-15.7

Annexe 12 : Données géochimiques et isotopiques des quatre campagnes de cartographie réalisées

Hiver 2013 (26 - 27 janvier 2013)

ID station	Q	T	pH	CE	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	²²² Rn	δ ² H	δ ¹⁸ O	δ ¹³ C
	m ³ .s ⁻¹	°C		μS.cm ⁻¹					mg.L ⁻¹							Bq.L ⁻¹	‰	‰	‰
M2	4.3	7.8		313	88	0.3	25.0	0.2	13.7	18.3	15.5	0.4	3.6	3.2	36.7	1.48	-59.4	-8.75	-15.4
R	4.8	8.2		594	183	0.2	47.0	0.1	22.3	55.3	25.7	0.7	3.0	6.4	76.2	0.61	-52.5	-7.85	-14.0
R3	6	7.8		669	216	0.1	56.2	0.4	15.2	56.6	34.7	0.4	4.5	9.5	77.2	1.95	-48.8	-7.30	-16.2
R4	5.1	8.0		731	223	0.1	74.6	0.3	13.1	63.2	43.6	0.2	3.9	9.0	83.4	0.95	-50.1	-7.45	-16.3
V1	4.8	7.8		458	122	0.2	62.6	0.1	9.1	25.0	42.3	0.1	5.9	5.5	40.2	1.42	-55.3	-8.18	-15.8
V3	4.5	7.9		490	156	0.2	38.2	0.2	16.5	38.8	23.0	0.8	3.3	5.8	58.7	0.92	-50.3	-7.58	-16.2
C1	4.8	8.2		493	166	0.2	30.4	0.1	32.9	22.7	17.2	0.1	2.8	3.8	66.0	0.35	-54.7	-8.19	-15.3
P1	3.6	7.7		445	95	0.2	70.0	0.3	9.1	19.5	38.6	1.8	3.9	3.1	36.4	1.22	-58.1	-8.63	-14.9
Mo1	4.8	8.1		673	232	0.1	44.9	0.1	26.2	53.7	26.3	0.1	1.8	8.0	90.0	1.04	-47.3	-7.10	-16.0
Y2	4.2	7.6		394	107	0.2	41.1	0.2	13.7	22.6	25.3	0.1	4.9	3.7	40.4	0.94	-56.0	-8.29	-16.2
Y5	3.7	8.0		496	163	0.2	32.7	0.2	20.5	44.2	19.5	0.7	3.5	6.7	64.8	1.07	-51.3	-7.71	-16.7
Y 6	3.2	7.9		433	134	0.2	33.3	0.2	16.1	31.2	20.2	0.5	3.3	4.9	52.0	0.76	-52.7	-7.93	-17.8

Eté 2013 (15 - 17juillet 2013)

ID station	Q m ³ .s ⁻¹	T °C	pH	µS.cm ⁻¹				mg.L ⁻¹											Bq.L ⁻¹		‰		‰	
				CE	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	TOC	DOC	²²² Rn	δ ² H	δ ¹⁸ O	δ ¹³ C	
M1		21.8	8.0	478	137	0.3	46.3	0.0	0.1	2.6	0.0	30.4	31.0	0.0	3.9	8.1	45.6	3.2	3.9	0.15	-37.1	-4.49	-9.5	
M2	0.020	17.8	8.1	697	266	0.2	28.1	0.0	0.1	20.7	0.0	74.6	15.4	0.0	2.5	11.6	100.9	1.3	1.6	0.82	-48.1	-7.00	-13.7	
M3		19.5	8.3	709	278	0.2	29.4	0.0	0.1	19.4	0.0	79.7	17.3	0.0	2.8	12.3	103.9	1.5	2.5	0.12	-48.0	-7.00	-13.1	
R1	0.010	22.6	7.7	1236	350	0.3	172.8	0.0	0.1	14.6	6.1	96.0	112.5	0.0	24.0	21.9	92.9	4.1	4.7	0.00	-45.6	-6.49	-15.6	
R2	0.044	17.6	7.7	911	324	0.2	82.4	0.2	0.1	56.5	1.5	70.7	55.4	0.1	8.9	14.5	107.0	4.3	3.5	1.42	-45.8	-6.21	-12.5	
R3	0.060	18	7.6	770	222	0.2	58.1	0.0	0.1	40.0	1.3	64.9	47.6	0.0	7.4	12.1	85.4	3.7	3.7	0.69	-46.5	-6.46	-12.0	
R4	0.083	19.6	8.0	795	320	0.2	66.2	0.0	0.1	37.7	0.9	66.4	45.4	0.0	7.0	12.7	123.0	2.3	2.5	0.39	-46.1	-6.69	-11.8	
V1	0.006	17.9	8.3	980	296	0.2	122.3	0.0	0.1	10.2	0.9	76.7	78.0	0.0	19.0	17.8	80.8		4.3	1.60	-44.6	-6.32	-12.7	
V2	0.033	17.2	7.4	587	139	0.1	47.9	0.0	0.1	12.6	0.1	58.6	34.2	0.0	7.4	9.7	57.2	2.0	3.4	2.31	-47.2	-7.03	-13.7	
V3	0.055	21.1	7.8	518	142	0.1	35.1	0.0	0.1	5.8	0.4	42.6	26.0	0.0	4.8	7.6	58.2	2.4	3.4	0.15	-44.2	-6.17	-11.4	
V4	0.067	21	7.9	519	155	0.1	35.6	0.0	0.1	5.0	0.4	42.7	26.4	0.0	4.8	7.8	57.3	2.6	2.7	0.29	-44.2	-6.11	-11.9	
C1	0.003	19	8.2	1001	203	0.1	122.4	0.0	0.0	5.7	10.9	94.0	90.6	0.0	22.2	6.4	92.7	3.7	4.9	0.38	-45.7	-6.49	-13.3	
P1	0.014	15.5	7.7	708	211	0.2	33.5	0.0	0.1	20.5	0.0	70.4	30.8	0.0	1.2	11.1	89.5	1.4	1.4	1.58	-47.3	-7.05	-12.4	
Mo1	0.028	22	8.0	699	257	0.2	49.0	0.0	0.2	15.3	0.0	63.2	34.1	0.0	2.5	11.1	104.0	3.0	4.0	0.30	-46.1	-6.65	-10.2	
Eb1	0.004	18.5	7.6	644	219	0.2	54.3	0.0	0.1	13.1	0.0	49.8	33.0	0.0	6.2	9.0	71.5	3.3	3.2	3.82	-46.1	-6.71	-13.1	
Y1	0.043	19.4	7.7	810	244	0.2	65.1	0.1	0.1	16.2	0.2	71.1	42.8	2.4	7.4	12.2	83.3	3.8	3.2	0.83	-46.2	-6.79	-14.1	
Y2	0.057	18.1	7.6	746	267	0.2	51.3	0.0	0.1	29.8	0.4	64.8	36.4	0.0	5.8	11.2	84.4	2.8	2.9	1.24	-46.6	-6.68	-13.6	
Y3	0.068	18.3	7.8	720	239	0.2	47.2	0.0	0.1	28.2	0.3	60.8	33.3	0.0	5.4	11.0	83.2	2.5	3.2	0.40	-46.4	-6.85	-13.1	
Y4	0.238	24.1	7.7	602	213	0.2	40.8	0.0	0.1	13.2	0.3	47.7	29.5	0.0	5.9	9.3	67.7	3.0	3.7	0.13	-43.9	-5.95	-11.4	
Y5	0.349	24.4	8.0	651	225	0.2	46.4	0.0	0.1	16.1	0.4	53.6	32.8	0.0	5.2	10.2	75.3	2.5	2.8	0.23	-44.2	-6.26	-11.0	
Y6	0.418	23	8.0	657	233	0.2	46.7	0.0	0.1	15.9	0.3	54.7	32.8	0.0	5.1	10.5	74.3	2.7	3.1	0.25	-44.7	-6.30	-11.4	
Y7		23	8.0	656	209	0.2	41.7	0.0	0.1	14.5	0.3	58.5	29.2	0.0	4.8	10.6	79.3	2.5	3.1	0.05	-44.5	-6.38	-11.4	

Hiver 2014 (10-12 mars 2014)

ID station	Q m ³ .s ⁻¹	T °C	pH	CE µS.cm ⁻¹	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	TOC	²²² Rn Bq.L ⁻¹	δ ² H ‰	δ ¹⁸ O ‰	δ ¹³ C ‰
M1	0.013	9.1	8.2	313	112	0.1	19.8	0.0	0.0	3.6	0.0	22.8	13.9	0.0	2.6	4.0	34.3	2.9	0.16	-55.0	-7.86	-10.8
M2	0.097	9.9	8.0	634	279	0.2	25.3	0.0	0.0	15.0	0.0	63.2	14.1	0.1	2.9	8.9	99.7	2.1	0.88	-49.6	-7.23	-12.9
M3	0.140	10.3	8.4	682	276	0.2	27.3	0.0	0.0	15.2	0.0	75.6	15.4	0.0	2.8	9.9	109.6	2.0	0.12	-49.1	-7.15	-12.6
R1	0.026	15.3	7.8	1140	323	0.3	128.8	0.2	0.1	0.6	4.0	80.6	97.8	1.4	15.5	16.6	101.9	4.4	0	-47.1	-6.73	-13.6
R2	0.079	12	8.0	798	283	0.2	63.3	0.1	0.1	15.2	1.7	63.2	46.7	0.1	7.5	11.6	92.3	2.9	0.96	-46.9	-6.73	-12.7
R3	0.094	12.1	8.1	736	316	0.2	52.8	0.2	0.1	15.1	1.1	59.3	37.9	0.1	6.1	10.7	90.1	2.4	0.62	-47.4	-6.89	-12.7
R4	0.161	11.9	8.2	678	288	0.2	38.8	0.1	0.1	14.0	0.5	61.0	26.1	0.2	4.2	9.9	93.9	2.5	0.3	-47.3	-6.87	-12.2
V1	7.6	7.7	7.7	775	257	0.2	82.0	0.0	0.1	10.2	3.1	66.1	51.6	0.1	9.7	12.4	82.3	4.1	0.83	-47.4	-6.92	-13.8
V2	0.049	8.3	7.7	540	176	0.1	36.7	0.1	0.1	13.2	0.4	50.9	26.1	0.0	5.8	8.2	58.7	2.5	1.23	-47.9	-7.00	-13.4
V3	0.172	9.7	8.2	438	164	0.1	25.7	0.1	0.0	10.2	0.0	37.2	17.2	0.1	3.9	5.9	52.2	3.2	0.3	-47.2	-6.93	-12.0
V4	0.187	9.7	8.2	446	164	0.1	26.0	0.1	0.1	10.3	0.0	37.3	17.1	0.1	3.7	6.1	54.7	3.1	0.2	-47.2	-6.97	-11.9
C1	0.011	11	8.4	724	290	0.1	44.6	0.8	0.0	29.5	0.4	48.5	29.2	0.2	7.2	6.6	103.7	3.2	0.14	-47.0	-6.90	-12.2
P1	0.036	11.4	7.8	488	185	0.2	27.1	0.0	0.1	11.6	0.0	38.2	19.5	0.0	2.3	6.3	62.8	3.1	0.65	-49.3	-7.08	-12.7
M01	0.061	10.3	8.3	623	254	0.2	32.0	0.1	0.1	20.9	0.0	47.6	19.7	0.0	2.5	8.0	90.8	2.7	0.3	-47.1	-6.91	-11.2
EBI	0.009	12.3	7.6	681	246	0.1	51.7	0.1	0.1	15.8	0.0	53.9	33.7	0.1	5.3	8.0	88.7	2.5	1.16	-47.2	-6.94	-13.2
Y1	0.056	9.6	7.6	775	255	0.2	56.9	0.1	0.1	16.7	1.2	63.8	40.1	0.5	6.8	10.7	89.0	3.6	1.21	-47.0	-6.77	-13.9
Y2	0.103	9	8.0	585	212	0.2	33.2	0.1	0.0	14.3	0.1	47.5	23.7	0.1	3.7	8.0	78.1	3.0	0.79	-47.6	-6.87	-12.6
Y3	0.144	9.3	8.2	621	257	0.1	32.8	0.1	0.0	14.6	0.0	47.9	23.0	0.1	3.3	8.3	83.3	2.4	0.39	-47.5	-6.89	-12.6
Y4	0.388	10.8	8.4	538	201	0.2	29.3	0.1	0.0	11.3	0.0	42.6	19.6	0.0	3.7	7.2	69.6	3.0	0.27	-46.8	-6.87	-11.8
Y5	0.555	11.9	8.5	605	221	0.2	35.0	0.1	0.1	12.7	0.1	51.3	23.5	0.1	4.0	8.4	80.1	2.8	0.17	-46.7	-6.85	-11.7
Y6	0.609	11.4	8.4	616	228	0.2	34.8	0.1	0.1	12.5	0.0	52.3	23.3	0.1	4.0	8.3	81.1	2.8	0.09	-46.9	-6.92	-12.1
Y7	0.749	10.4	8.4	639	217	0.2	33.1	0.1	0.1	13.1	0.0	58.0	21.5	0.0	3.7	8.8	87.5	2.8	0.2	-47.4	-6.94	-12.2

Été 2014 (31-juillet, 1^{er} août)

ID station	Q	T	pH	CE	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	NO ₂ ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	²²² Rn	δ ² H	δ ¹⁸ O	δ ¹³ C
	m ³ .s ⁻¹	°C		µS.cm ⁻¹							mg.L ⁻¹							Bq.L ⁻¹	‰	‰	‰
M1	0.007	17	7.6	212	80	0.6	19.3	0.0	0.0	7.0	0.0	7.2	13.9		3.1	2.7	23.7	0.10	-31.6	-4.41	-12.1
M2	0.057	15.5	8.0	660	298	0.5	25.8	0.0	0.0	18.0	0.0	66.0	14.0		2.7	9.6	102.3	0.62	-46.8	-6.72	-14.6
M3	0.063	18.2	8.4	686	290	0.5	28.1	1.4	0.0	16.6	0.0	72.5	16.2		2.8	10.3	107.1	0.06	-46.2	-6.97	-14.2
R1	0.019	22.1	7.8	1162	356	1.0	140.0	2.6	1.9	6.6	12.3	78.8	101.5		17.6	16.9	94.7	0.00	-44.4	-6.39	-14.9
R2	0.048	15.9	8.0	722	251	0.5	48.7	1.3	0.0	15.8	3.7	57.4	32.3		4.4	10.0	84.9	0.37	-45.2	-6.47	-13.6
R3	0.044	17.3	7.0	692	273	0.5	56.7	1.3	0.5	15.9	4.0	61.5	36.7		5.1	10.5	85.9	0.66	-45.3	-6.61	-13.8
R4	0.089	18.4	8.2	728	266	0.6	52.2	1.3	1.0	14.1	3.6	61.2	32.1		4.7	9.7	82.3	0.23	-45.1	-6.71	-14.3
V1	0.008	16.1	7.7	628	216	0.5	48.3	0.0	0.0	11.2	0.0	45.2	33.4		6.7	9.2	67.5	1.24	-40.8	-5.79	-14.3
V2	0.028	15.9	7.5	419	142	0.6	28.7	1.6	0.5	10.4	3.1	38.8	18.3		4.2	5.9	47.1	1.15	-39.5	-5.44	-14.3
V3	0.127	20	7.9	430	172	0.6	30.2	1.6	0.0	6.3	0.0	32.0	20.0		4.2	5.7	49.2	0.20	-38.2	-5.15	-12.6
V4	0.137	20.1	8.0	432	174	0.6	30.1	1.6	0.0	6.3	3.2	31.9	19.8		4.1	5.8	49.7	0.07	-37.8	-5.18	-12.8
C1	0.004	17.9	8.1	880	155	0.7	110.3	0.0	0.0	47.2	5.9	69.0	63.6		15.5	5.0	82.5	0.00	-42.8	-6.02	-13.3
P1	0.008	13.5	7.7	654	266	0.7	33.8	1.6	0.0	18.3	0.0	62.7	27.7		1.4	8.9	89.3	1.10	-44.8	-6.57	-15.2
M01	0.026	20.5	6.4	661	271	0.5	44.6	1.3	1.1	14.5	0.0	56.4	29.1		3.2	9.1	85.7	0.29	-45.4	-6.69	-11.8
EB1	0.004	17.5	7.5	659	220	0.5	53.9	1.3	1.1	13.9	0.0	46.8	32.5		4.4	8.1	83.1	1.15	-46.0	-6.62	-14.9
Y1	0.051	17.2	7.6	479	179	0.7	36.3	1.6	0.0	10.7	3.1	34.0	22.5		4.7	6.2	56.9	0.35	-31.5	-4.11	-13.6
Y2	0.091	17.1	7.9	496	217	0.7	31.1	1.6	1.1	11.5	0.0	36.7	20.6		3.5	6.3	62.7	0.00	-35.7	-4.67	-13.7
Y3	0.100	17	8.0	523	205	0.6	32.4	1.6	0.5	12.8	0.0	38.9	20.7		3.3	6.8	66.3	0.22	-37.8	-5.10	-13.3
Y4	0.259	20.4	7.9	467	163	0.6	30.7	1.6	0.0	7.1	3.0	33.5	19.9		3.8	6.2	56.7	0.13	-38.3	-5.29	-13.3
Y5	0.427	21.4	8.2	537	217	0.7	36.3	1.7	1.1	9.1	0.0	41.7	22.7		4.0	7.1	65.0	0.12	-39.5	-5.60	-12.5
Y6	0.460	21.6	8.1	536	217	0.6	36.2	1.6	1.1	9.1	3.4	42.5	23.4		4.1	7.3	68.2	0.10	-40.7	-5.46	-13.2
Y7	0.523	20.3	8.1	572	224	0.6	36.3	1.6	1.1	10.9	3.1	48.7	23.0		4.0	7.8	72.3	0.09	-41.2	-5.78	-13.5

Annexe 13 : Données pesticides issues des analyses réalisées sur les prélèvements de la campagne d'été 2014

Molécules ($\mu\text{g.L}^{-1}$) \\ Echantillons	M1 - Mérantaise amont	M2 - Mérantaise Châteaufort	M3 - Mérantaise Gif	R1 - Rhodon STEP	R2 - Rhodon D91	R3 - Rhodon Moulin Fauveau	R4 - Rhodon St Rémy	V1 - Ru des Vaux auffargis	V2 - Ru des Vaux Grandval	V3 - Ru des Vaux Senlisse	V4 - Ru des Vaux Dampierre
Atrazine déisopropyl											
Imazalile											
2,6-Dichlorobenzamide		0.006									
Tebutame											
Flufenacet				0.032	0.007		0.009				
Triadiménole								0.012			
Thiabendazole				0.006							
Carbétamide		0.041	0.041								
Ethidimuron	0.009										
Hydroxysimazine	0.05	0.015	0.009								
2-Hydroxy-terbutylazine	0.016			0.011	0.007						
Atrazine-Deséthyl		0.015	0.014		0.011	0.01	0.008		0.012		
1-(3,4-Dichlorophenyl) urée											
1-(3,4-Dichlorophenyl)-3- methyl urée											
Imazaméthabenz											
Atrazine-2-hydroxy	0.053	0.018	0.013					0.015	0.017	0.015	0.14
Boscalide									0.011		
Atrazine		0.015	0.013		0.008			0.013	0.013	0.01	
Cyproconazole											
Diuron	0.01	0.008		0.033	0.01	0.01	0.014	0.013	0.008	0.007	
Métolachlore	0.009							0.016	0.021	0.072	0.044
Oxadiazon				0.048				0.019	0.059	0.021	0.018
Simazine											
Propiconazole				0.009				0.009			
Tébuconazole				0.009							
Terbutryne				0.03	0.011	0.007	0.01				
Chlortoluron											
Propyzamide											
Imidaclopride				0.017	0.008	0.006	0.006	0.018	0.011		
Glyphosate	0.8	0.08	0.1	0.79	0.32	0.25	0.27	0.16	0.08		0.08
Acide aminométhylphosphonique (AMPA)	3.5	0.59	0.46	7.7	3	2.5	2.7	1.6	0.5	0.32	1.1
Propoxur				0.011							
Total	4.4	0.8	0.7	8.7	3.4	2.8	3.0	1.9	0.7	0.4	1.4

Molécules ($\mu\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$) \ Echantillons	Y1 - Yvette amont	Y2 - Yvette Maincourt	Y3 - Yvette D91	Y4 - Yvette Chevreuse	Y5 - Yvette St Rémy	Y6 - Yvette Gif amont	Y7 - Yvette exutoire	C1 - Rouillon de Cernay	P1 - Pommeret	Mo1 - Montabé St Rémy	EB1- Ecosse Bouton
Atrazine déisopropyl											0.008
Imazalile	0.014										
2,6-Dichlorobenzamide								0.013		0.015	0.027
Tebutame										0.007	
Flufenacet											
Triadiménole											
Thiabendazole											
Carbétamide							0.006				
Ethidimuron											
Hydroxysimazine											0.006
2-Hydroxy-terbuthylazine	0.012	0.011	0.01	0.006			0.006	0.015			
Atrazine-Deséthyl							0.006			0.012	0.015
1-(3,4-Dichlorophenyl) urée								0.014			
1-(3,4-Dichlorophenyl)-3-méthyl urée											0.018
Imazaméthabenz										0.072	
Atrazine-2-hydroxy	0.022	0.018	0.016	0.013	0.01	0.011	0.012	0.006		0.011	0.009
Boscalide	0.011										
Atrazine		0.007			0.007		0.01			0.016	0.019
Cyproconazole	0.008										
Diuron	0.018	0.013	0.011	0.013	0.015	0.016	0.016	0.023	0.011	0.013	0.23
Métolachlore		0.013	0.009	0.037	0.028	0.03	0.032			0.012	
Oxadiazon	0.12	0.032	0.013	0.025	0.012	0.016	0.019				
Simazine											0.052
Propiconazole											
Tébuconazole	0.008										
Terbutryne	0.016	0.007						0.013			
Chlortoluron	0.008										0.007
Propyzamide	0.009										
Imidaclopride	0.006							0.021			
Glyphosate	0.5	0.47	0.14	0.27	0.26	0.29	0.24	0.16	0.09	0.2	1.8
Acide aminométhylphosphonique (AMPA)	0.65	0.86	0.23	1.1	1.4	1.4	1.1	0.77	0.25	0.43	0.19
Propoxur											
Total	1.4	1.4	0.4	1.5	1.7	1.8	1.4	1.0	0.4	0.8	2.4

Publications

Publication 1 : Lefebvre, K., F. Barbecot, B. Ghaleb, M. Larocque et S. Gagne. 2013. «Full range determination of ^{222}Rn at the watershed scale by liquid scintillation counting». *Appl Radiat Isot*, vol. 75, p. 71-76. En ligne. <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/23466700>>.

Publication 2 : Lefebvre, Karine, Florent Barbecot, Marie Larocque et Marina Gillon. 2015. «Combining isotopic tracers (^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}$) for improved modelling of groundwater discharge to small rivers». *Hydrological Processes*, vol. 29, no 12, p. 2814-2822.



Full range determination of ^{222}Rn at the watershed scale by liquid scintillation counting



K. Lefebvre^{a,b,*}, F. Barbecot^b, B. Ghaleb^b, M. Larocque^{b,c}, S. Gagné^c

^a Laboratoire IDES—Université Paris Sud, 91405 ORSAY Cedex, France

^b GEOTOP, Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère—Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, Succursale Centre-Ville, Montréal, QC, Canada

^c Centre de recherche pour l'étude et la simulation du climat à l'échelle régionale, Département des Sciences de la Terre et de l'atmosphère—Université du Québec à Montréal, C.P. 8888, Succursale Centre-Ville, Montréal, QC, Canada

HIGHLIGHTS

- ▶ Several analytical tests were developed to optimize protocols for ^{222}Rn measurements in water.
- ▶ Two analytical procedures, direct and extraction methods were found in order to guarantee a 0.5–35 Bq/L range of measurement.
- ▶ A specific test has been conducted to evidence that both methods are well calibrated.
- ▶ Those protocols have been tested on water from a small Canadian watershed.

ARTICLE INFO

Article history:

Received 30 March 2012

Received in revised form

14 December 2012

Accepted 14 January 2013

Available online 20 January 2013

Keywords:

Radon

Liquid scintillation counter

Calibration

Surface water

Groundwater

ABSTRACT

^{222}Rn has been increasingly used to identify groundwater contribution to surface water. Particular attention has been paid to analytical protocols and counting parameters used for liquid alpha scintillation measurements over a range of activities covering river and groundwater domains. Direct measurements and Rn-extraction protocols are optimized, and scintillometer efficiency is calibrated using international standards over the 0.5–35 Bq/L range. The interval of activities was performed in surface water and groundwater from a small Canadian watershed.

© 2013 Published by Elsevier Ltd.

1. Introduction

Radon is a rare gas with three natural radioactive isotopes, ^{219}Rn , ^{220}Rn and ^{222}Rn . Among these isotopes, ^{222}Rn has the longest half-life (3.82 days; Cassette et al., 2006). It is produced by the radioactive decay of ^{226}Ra and is part of the ^{238}U decay chain. Because uranium is naturally present in all types of rocks, radon is ubiquitous in groundwater. Radon is particularly abundant in granitic and metamorphic environments (Tanner, 1986).

In many geo-climatic contexts, groundwater and surface water are closely related. Because of its short half-life and volatility, ^{222}Rn is an excellent tracer of groundwater emergence to surface water reservoirs (Stellato et al., 2008). Characterization of this

emergence now holds an important place in environmental studies for the prevention of sanitary risks and for the protection of natural resources (Burnett et al., 2001; Hayashi and Rosenberry, 2002; Sophocleous, 2002). Recently, ^{222}Rn has been increasingly used to identify groundwater contribution to surface water (Genereux et al., 1993; Cook et al., 2006; Burnett et al., 2008; Gleason et al., 2009; Santos et al., 2011).

During its disintegration to ^{218}Po , ^{222}Rn emits alpha particles (5590.2 keV). For this reason, ^{222}Rn activities are often measured by liquid scintillation counting (Cassette et al., 2006). A second well-known approach is the electrostatic collection of alpha-emitters developed for continuous monitoring (Burnett et al., 2001). When this latter method is suitable for field measurements, liquid scintillation counting is generally permitted for larger series of measurements.

The analytical protocol and the counting parameters considered for liquid scintillation counting measurements of ^{222}Rn have been

* Corresponding author. Tel.: +1 514 987 3000 Ext.7786.

E-mail address: karine.lefebvre@u-psud.fr (K. Lefebvre).

partly published by [Leaney and Herczeg, 2006](#). At present, there is no certified protocol available for the determination of ^{222}Rn activity concentration for both surface and groundwater activities (i.e., from 0.5 to 35 Bq/L) by liquid scintillation counting. Therefore, this paper presents an experimental protocol for measuring ^{222}Rn in continental surface water and groundwater using a Hidex liquid alpha scintillometer. Scintillometer efficiency is first calibrated using international standards. Sampling and analysis protocols are optimized and analytical tests are performed to optimize the measurement of ^{222}Rn activity in a continuous interval from 0.5 to 35 Bq/L.

This study aims to propose a plan to adjust protocols for low and high activities and to describe a methodology that could be applied in laboratories outfitted with liquid scintillation counters.

2. Methodology

2.1. Principles

All methods of measuring ^{222}Rn in water with a scintillometer use an emulsion created by mixing a water sample with an organic scintillant to concentrate ^{222}Rn in the organic photo-transmitter phase (hereafter called the cocktail). During the alpha decay of ^{222}Rn and its descendants (^{218}Po and ^{214}Po), the cocktail absorbs the disintegration energy and emits this energy in the form of light, which is captured using a photo-multiplier. These light pulses describe quantitatively the alpha activity of the aqueous phase. The raw measurement is provided in counts per minute (CPM).

Depending on the instrument and on ^{222}Rn activity, error varies from 1 to 10% ([Leaney and Herczeg, 2006](#)). This paper is aimed at reporting how we proceeded to optimize the different parameters implied in the measurement of CPM and the standardization into activity per unit mass or volume (Bq/g or Bq/L).

Sample preparation before analysis can be performed following two distinct methods ([HidexOy, 2010, Doc 413-009](#)): the direct method (DM) that is used for high radon activity water (typically groundwater) and the extraction method (EM) that is used for low radon activity water (typically surface water). For both methods, the cocktail was prepared from MaxiLight scintillant. MaxiLight is a di-isopropyl naphthalene (DIN)-based scintillant that is known to have excellent Alpha/Beta separation (pulse shape) properties ([HidexOy, 2010; Doc 413-009](#)). With the DM, 8 mL glass vials are filled with 4 mL of MaxiLight and 3 mL of water ([HidexOy, 2010; Doc 413-009](#)). Counting is performed directly on this mixture after homogenization. According to [Leaney and Herczeg \(2006\)](#), the error on DM measures is between 3% and 10%, for example, 0.2–0.5 Bq/L for ^{222}Rn activity ranging from 2 to 20 Bq/L. This method is typically used for water expected to exceed 2.5 Bq/L in ^{222}Rn activity.

The EM requires more preparation. The volume of water samples reported in literature varies from 500 to 1250 mL ([Leaney and Herczeg, 2006; Stellato et al., 2008; Gleason et al., 2009](#)). When the bottles are brought to the laboratory, 20–50 mL of scintillant is mixed with the entire volume of sampled water. Approximately 10 mL of air is introduced into the bottle to facilitate emulsion between water and the scintillant. The cocktail is mixed for 4–5 min and left to stand until the phases separate. A volume 8 mL of scintillant is then extracted and added to the counting glass vials for the DM. Because the EM combines a larger volume of water with scintillant than the DM, the activity measurements are improved. According to [Leaney and Herczeg \(2006\)](#), the detection level is lowered to 0.003 Bq/L with an average error of 3% for the EM.

For both the DM and the EM, a number of factors affect the raw activity determined by the scintillometer. Corrections are therefore required to transform the results into the sample activity. The following factors attenuate activity measurement:

- The scintillometer counts photons emitted during ^{222}Rn , ^{218}Po and ^{214}Po decay. Counting does not allow for the measurement of all photons emitted during alpha emission. It is necessary to take into account the detection efficiency of the alpha emissions in the radon energy window. Although each manufacturer provides an optimal efficiency factor (2.8 for the Hidex scintillometer), it is necessary to determine the specific efficiency of each scintillometer.
- The radioactive decay affects radon activity of the water sample between sampling in the field and measurement in the laboratory.
- Efficiency of extraction stages used to concentrate ^{222}Rn in the cocktail varies according to the protocol (DM, EM).

Transforming the raw activity provided by the scintillometer into a sample activity for both the DM and EM can be performed with the following equation:

$$A^{222}\text{Rn} = \frac{A^{222}\text{Rn}_{\text{raw}}}{R_{\text{sc}}V_{\text{w}}E_{\text{E}}E_{\text{s}}e^{-\lambda\Delta t}} \quad (1)$$

- $A^{222}\text{Rn}$ = true ^{222}Rn activity of the water sample (Bq/L)
- $A^{222}\text{Rn}_{\text{raw}}$ = raw ^{222}Rn activity provided by the scintillometer (Bq), i.e., the sum of ($^{222}\text{Rn} + ^{218}\text{Po} + ^{214}\text{Po}$) activities
- E_{s} = scintillometer efficiency
- V_{w} = volume of water in contact with the scintillant (L)
- E_{E} = extraction efficiency, equal to 1 for the DM
- R_{sc} = fraction of the cocktail used for the counting, equal to 1 for the DM
- λ = radioactive decay constant for ^{222}Rn (0.181/day)
- Δt = time elapsed between sampling and analysis (days)

2.2. Calibration tests

2.2.1. Preparing standard solutions

Solutions of known radon activity were prepared based on a ^{226}Ra NIST standard (National Institute of Standards and Technology, SRM 4973; NIST, 2005). The initial ^{226}Ra standard activity used to prepare the master solution is 2484 Bq/g. Dilutions were performed to obtain solutions with activities ranging from 0.1 to 35 Bq/L, a range representative of continental waters. The solutions were isolated from atmospheric contact until ^{226}Ra and ^{222}Rn equilibrium was obtained (~ 20 days; [Bateman, 1910](#)). In order to verify the exact ^{226}Ra activity value of the standard solution used to calibrate our protocol, 2 samples were taken from the same solution for ^{222}Rn measurements and analyzed by thermal ionization mass spectrometry (TIMS) using the isotope dilution technique of the method described by [Chabaux et al. 1994](#). The results yielded a value of 15.70 ± 0.11 and 15.52 ± 0.18 Bq/L.

2.2.2. Optimizing the direct method (DM)

Optimization of the DM consists of determining the relative proportions of the water sample to the scintillant to maximize ^{222}Rn activity counting. Particular attention was given to the relationship between counting efficiency and the volume of scintillant used in order to ensure that this volume will not affect the measurements. As DM vials always contain less scintillant than EM vials, it was crucial to ensure that this variation did not

affect the scintillometer efficiency. Thereafter the scintillometer efficiency determined with the DM could be extended to the EM. Tests were performed on 16 aliquots of the standard solution of 15.6 Bq/L using increasing volumes of scintillant with a V_{sc}/V_w ranging from 0.6 to 2.9.

2.2.3. Scintillometer efficiency

As the DM is the simplest protocol to measure ^{222}Rn activities, it is the most robust approach to determine the scintillometer efficiency (Leaney and Herczeg, 2006). The standard solution and scintillant are combined and placed in the scintillometer, and the scintillometer efficiency is determined as followed:

$$E_s = \frac{A^{222}\text{Rn}_{\text{raw}}}{A^{222}\text{Rn} \times V_w e^{-\lambda \Delta t}} \quad (2)$$

E_s = scintillometer efficiency

$A^{222}\text{Rn}$ = true ^{222}Rn activity of the water sample (Bq/L)

$A^{222}\text{Rn}_{\text{raw}}$ = raw ^{222}Rn activity provided by the scintillometer (Bq), i.e., the sum of ($^{222}\text{Rn} + ^{218}\text{Po} + ^{214}\text{Po}$) activities

To calibrate the scintillometer efficiency, 9 solutions of radon activities ranging from 0.5 to 35 Bq/L were measured with the DM protocol. In the case of ^{222}Rn standards prepared from ^{226}Ra solutions, the activity of ^{222}Rn within a vial is supported by the radium; the decay of ^{222}Rn does not need to be considered.

2.2.4. Optimizing the extraction method (EM)

2.2.4.1. Optimizing $V_{\text{scintillant}}/V_{\text{water}}$ volumes. Optimization of the water–scintillant ratio was performed while considering that for high ^{222}Rn activities, scintillant saturation with radon could introduce a non-linear bias in radon activity measurements and that for low ^{222}Rn activities, partial extraction of radon into the scintillant could increase measurement errors. Larger volumes of water result in more radon available for counting and a lower measurement error. Tests were performed to determine the optimal water–scintillant ratio that maintains the maximum extraction efficiency while keeping errors to a minimum. Water volumes of 125, 250, 300, 500 and 1000 mL were used in equilibrium with a constant scintillant volume of 25 mL.

2.2.4.2. Water–scintillant partitioning. When mixing water and scintillant, the quantity of radon transferred to the scintillant is determined by the radon partitioning coefficient (K).

$$K = \frac{A^{222}\text{Rn}_{\text{sc}}}{A^{222}\text{Rn}_w} \quad (3)$$

$A^{222}\text{Rn}_{\text{sc}}$ = radon activity of the scintillant (Bq/L)

$A^{222}\text{Rn}_w$ = radon activity of the water (Bq/L)

K = partitioning coefficient

To determine K , tests were performed using increasing volumes of scintillant in invariable volumes of specific radon activity water. For each equilibrium bottle (250 mL), a volume of water was extracted, and different volumes of scintillant (16–28 mL) were added. At equilibrium, the initial radon activity of the sample is distributed in the scintillant and in the water (Eq. (4)). Combining Eq. (4) with Eq. (3) provides the radon activity within the scintillant (Eq. (5)). This equation contains two unknowns, $A^{222}\text{Rn}_0$ and K , which can be determined by

iterative adjustments.

$$A^{222}\text{Rn}_0 V_0 = A^{222}\text{Rn}_{\text{sc}} V_{\text{sc}} + A^{222}\text{Rn}_w V_w \quad (4)$$

$$A^{222}\text{Rn}_{\text{sc}} = \frac{A^{222}\text{Rn}_0 V_0}{V_{\text{sc}} + (1/K)V_w} \quad (5)$$

$A^{222}\text{Rn}_0$ = initial radon activity of the water sample (Bq/L)

$A^{222}\text{Rn}_{\text{sc}}$ = radon activity of the scintillant (Bq/L)

$A^{222}\text{Rn}_w$ = radon activity of the water (Bq/L)

V_0 = initial volume of the sample (L)

V_{sc} = volume of scintillant (L)

V_w = volume of water after removal of a certain volume (L)

2.2.5. Comparing DM and EM protocols results

Both protocols will be used on different water sources (surface water or groundwater), depending on their radon activity. Leaney and Herczeg (2006) have shown that results from the EM could be significantly different from those from the DM primarily owing to distinctive V_{sc}/V_w ratios. It is necessary to verify that radon activities determined independently with both the DM and EM will provide similar results for the entire range of expected activities. Tests were performed separately using the optimized DM and EM protocols on standard solutions with radon activities ranging from 0.5 to 35 Bq/L, and the results were compared.

3. Results

3.1. Optimizing the direct method (DM)

Fig. 1 illustrates that the radon activity of a standard solution, of 15.6 Bq/L as ^{222}Rn activity, is properly measured for V_{sc}/V_w ratios higher than 1.1. For more convenience with the protocol, we considered a ratio of 1.5 i.e., for a volume of water 3 mL, the corresponding volume of scintillant is 4.5 mL. Note that when EM volume of scintillant in the counting vials is higher than 4.5 mL, the efficiency remains constant. It implies that from 4.5 to the maximum volume of scintillant the counting chain is fully operational, consequently the scintillometer efficiency determined later in this paper for the DM was unchanged for the EM.

3.2. Scintillometer efficiency

The counting efficiency for varying radon activities is illustrated in Fig. 2. Two groups of points can be identified: (1) directly above

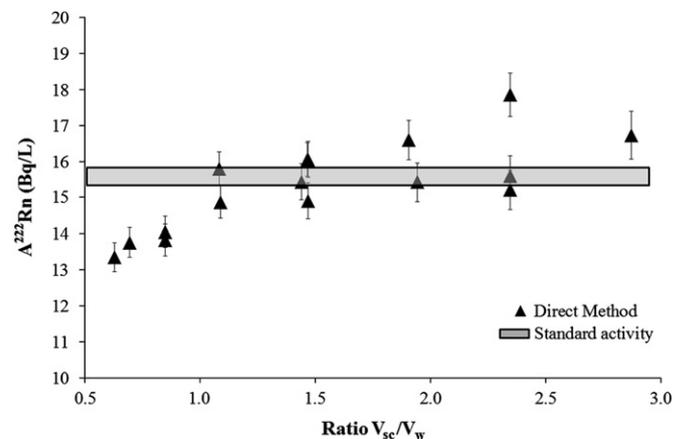


Fig. 1. Measured ^{222}Rn activity as a function of the $V_{\text{scintillant}}/V_{\text{water}}$ ratio. Error bars correspond to 1-sigma error from the counting statistic.

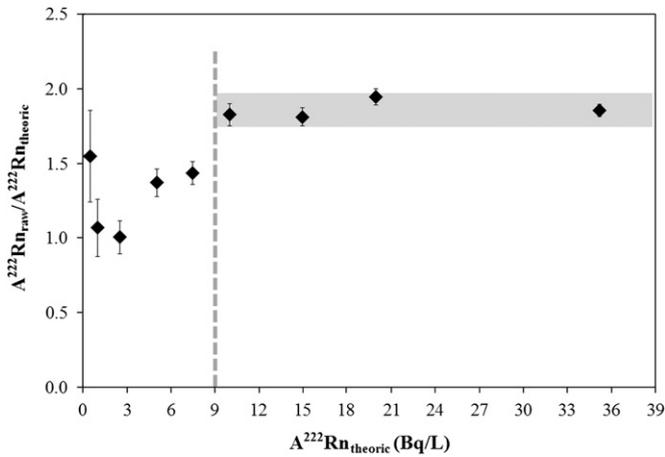


Fig. 2. Scintillometer efficiency as a function of radon activity using the direct method. Error bars correspond to 1-sigma error from the counting statistic.

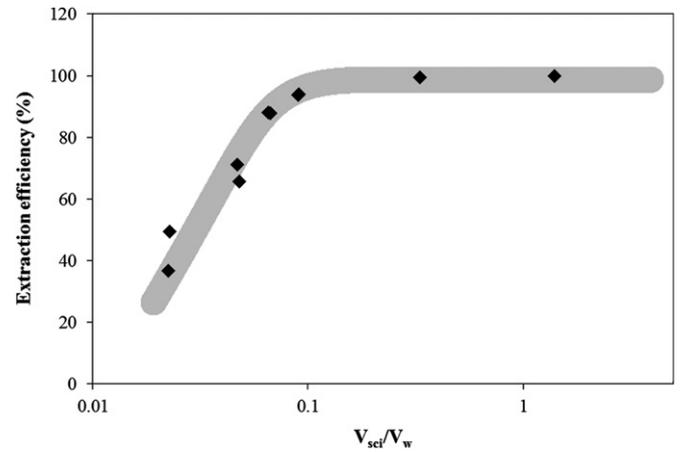


Fig. 4. Extraction efficiency as a function of the $V_{\text{scintillant}}/V_{\text{water}}$ ratio for the extraction method.

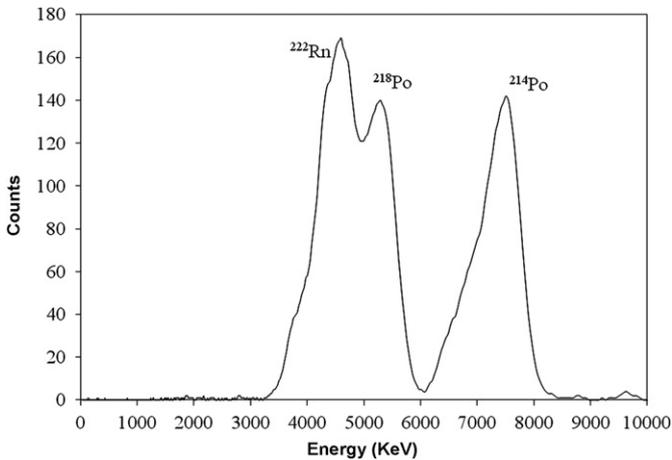


Fig. 3. Energy spectrum used to count ^{222}Rn , ^{218}Po and ^{214}Po activities.

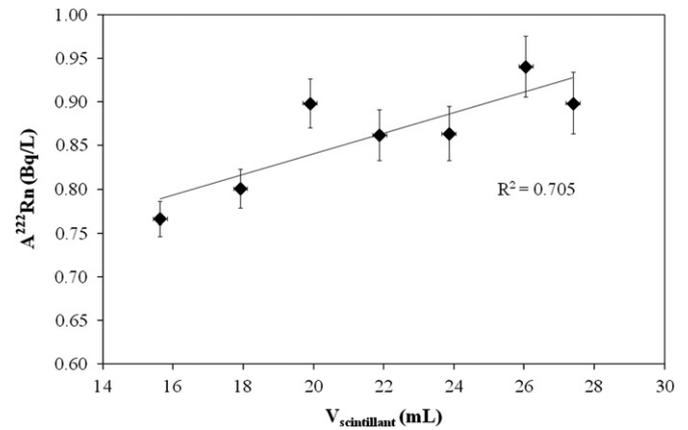


Fig. 5. ^{222}Rn activity as a function of the volume of scintillant. Error bars correspond to 1-sigma error from counting statistic.

9 Bq/L, the scintillometer efficiency is homogeneous and equal to 1.9 and (2) below 9 Bq/L, the scintillometer efficiency decreases significantly. This result shows that the DM is not efficient below a certain radon activity, at which the EM would be more appropriate.

The scintillometer efficiency factor (1.86) obtained here over the range 0–10,000 keV energy window, chosen for refined α/β separation capability and lower background, is lower than the value of (2.8) given by the manufacturer (HidexOy, 2010; Fig. 3). Such a significant difference supports calibrating the counting efficiency.

3.3. Extraction method

3.3.1. $V_{\text{sc}}/V_{\text{w}}$ ratio

The $V_{\text{sc}}/V_{\text{w}}$ ratio will also influence the EM. In this case, the higher the ratio is, the larger the measured activity. Fig. 4 shows that as the $V_{\text{sc}}/V_{\text{w}}$ ratio increases between 0.01 and 0.1, the extraction efficiency of ^{222}Rn increases. The value at 100% efficiency corresponds to the result with the DM. Extraction efficiency with a $V_{\text{sc}}/V_{\text{w}}$ ratio of 0.1 is above 90%, which is satisfactory. This value corresponds to a water volume of 250 mL, which is easy to sample in the field. This water volume provides mean background noise values smaller than 0.12 Bq/L and an average error of 4% for our analysis.

3.3.2. Water-scintillant partitioning

Radon activities measured with increasing volumes of scintillant and a constant water volume are expected to be distributed linearly as defined by Eq. (5). Fig. 5 shows that most points correspond to the expected linear relationship. This line provides a K equal to 36. Therefore, the ratio between $A^{222}\text{Rn}_0$ in the initial water and $A^{222}\text{Rn}_{\text{sc}}$ recovered in 25 mL of scintillant is 0.74. This ratio is the extraction efficiency, noted E_E , used in Eq. (2).

3.4. Comparing the DM and EM protocol results

Fig. 6 illustrates the comparison between the activities measured from 9 standard solutions (theoretical activities) with both the DM and EM. For these two tests, the measured activities were corrected according to Eq. (1) and should be representatives of the theoretical activities within the analytical errors. This test confirms that both methods provide similar results for a range of radon activities from 0.5 to 35 Bq/L (Fig. 7). Both methods can therefore be used within one study. However, because it is easier to sample and it requires less analytical steps, the DM should be used for radon activities larger than 9 Bq/L. The counting errors established from the ^{226}Ra standards vary between 2% and 41% (mean of 8%) for the DM, while it is generally below 5% for the extraction method.

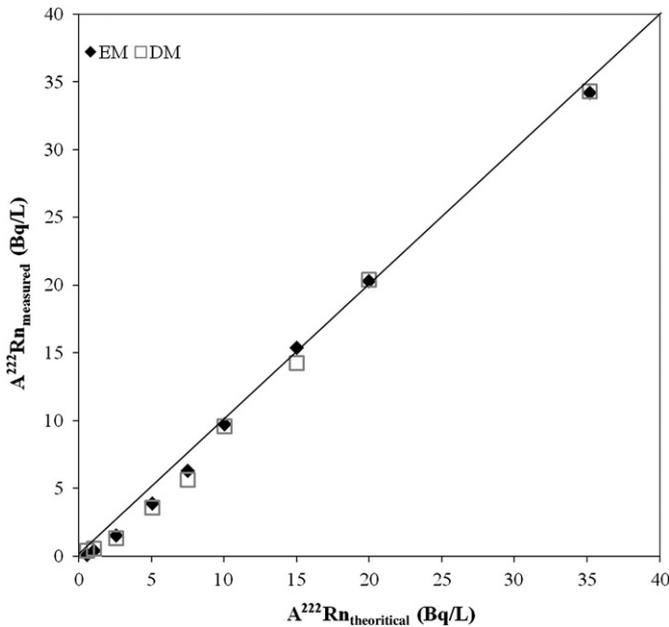


Fig. 6. Measurement linearity of both methods for a range of activity from 0.5 to 35 Bq/L.

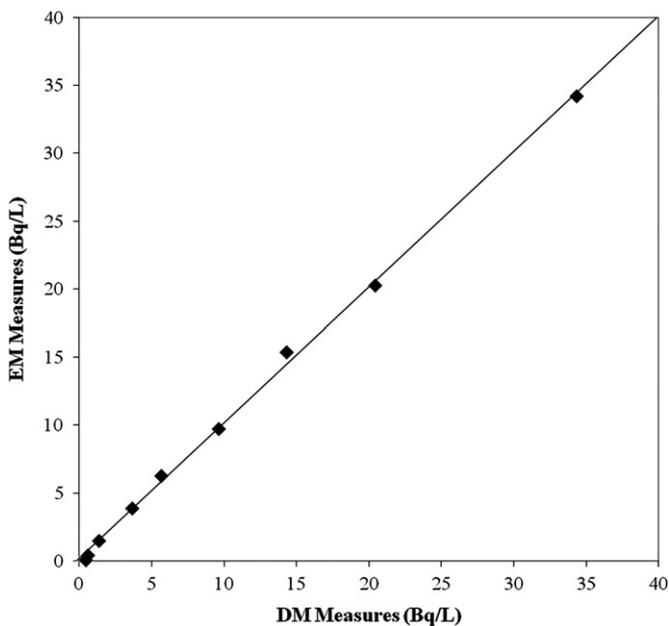


Fig. 7. Comparison of results from the direct method and the extraction method.

4. Measuring radon for hydrogeological study

The radon activity of water can vary significantly as a function of the geological context in which water flows. The difference in activity between groundwater and surface water is almost always important (Stellato et al., 2008). As an example, Fig. 8 illustrates radon activities in the Becancour River and in the fractured bedrock aquifer of the Becancour watershed (southern Quebec, Canada). The radon activity in the Becancour River is on average 0.1 Bq/L while the average radon activity in groundwater is 10 Bq/L. There the values for the two types of water can differ by a factor of 100. The radon activity in groundwater can fluctuate during the year, but it is relatively less than the radon activity of surface water, which is subjected to flow rate variations that can dilute the radon input from the aquifer.

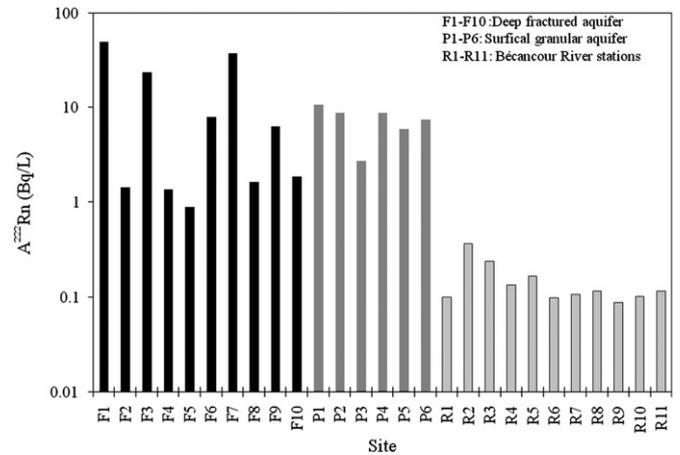


Fig. 8. ^{222}Rn activity in surface water and groundwater from the Becancour watershed (southern Quebec, Canada).

5. Conclusion

This paper describes the analytical protocols for the analysis of ^{222}Rn in water samples using a liquid phase Hidex scintillometer. Tests with an international standard have allowed the calibration of the scintillometer with the direct and extraction methods. Using the two methods, the protocols were calibrated with solutions prepared from a ^{226}Ra standard with a range of ^{222}Rn activity from 0.5 to 35 Bq/L. The scintillometer efficiency determined using the direct method was 1.9. Sampling choices, such as the sample water volume, directly affect the extraction protocol. It was determined that for a 250 mL water sample, the scintillant concentrates 90% of the radon activity. Data from the direct extraction methods provide very similar results and can therefore be used jointly within a single study. However, the direct method should be used primarily for water samples with radon activities above 9 Bq/L. The mean error with the direct method is 8%, and with the extraction method, it is 4%.

Acknowledgments

The authors acknowledge the financial contribution of the NSERC Research Tools and Instruments Grant Program. The authors would like to thank Sini Vuorinen and Michel Dumont for their help. The authors would like to thank the reviewers for their useful and helpful amendments and suggestions associated to their expertise.

References

- Bateman, H., 1910. Procedure Cambridge philosophic society. *Math. Phys. Sci.* 15, 423.
- Burnett, W.C., Peterson, R., Moore, W.S., De Oliveira, J., 2008. Radon and radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge—results from the Ubatuba, Brazil SGD assessment intercomparison. *Estuarine Coastal Shelf Sci.* 76, 501–511.
- Burnett, W.C., Kim, G., Lane-Smith, D., 2001. A continuous radon monitor for assessment of radon in coastal ocean waters. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 249, 167–172.
- Cassette, P., Sahagia, M., Grigorescu, L., Lépy, M.C., Picolo, J.L., 2006. Standardization of ^{222}Rn by LSC and comparison with α - and γ -spectrometry. *Appl. Radiat. Isot.* 64, 1465–1470.
- Chabaux F., Othman D.Ben, Birck J.L., A new Ra/Ba chromatographic separation and its application to Ra mass-spectrometric measurement in volcanic rocks, *Chemical Geology*, 114, 3–4, 1994, 191–197.
- Cook, P.G., Lamontagne, S., Berhane, D., Clark, J.F., 2006. Quantifying groundwater discharge to Cockburn River, Southeastern Australia, using dissolved gas tracers ^{222}Rn and SF_6 . *Water Resour. Res.* 42, W10411, <http://dx.doi.org/10.1029/2006WR004921>.

- Genereux, D.P., Hemond, H.F., Mulholland, P.J., 1993. Use of radon-222 and calcium as tracers in a three-end-member mixing model for streamflow generation on the west fork of the Walker Branch Watershed. *J. Hydrol.* 142, 167–211.
- Gleason, T., Novakowski, K., Cook, P.G., Kyser, K., 2009. Constraining groundwater discharge in a large scale watershed: integrated isotopic, hydraulic, and thermal data from the Canadian shield. *Water Resour. Res.* 45, W08402, <http://dx.doi.org/10.1029/2008WR007622>.
- Hayashi, M., Rosenberry, D.O., 2002. Effects of ground water exchange on the hydrology and ecology of surface water. *Ground Water* 40, 309–316.
- HidexOy, 2010. Doc 413-009 Rn-222 in water with Hidex 300 SL and triathler, 4p.
- Leaney, F.W., Herczeg, A.L., 2006. A rapid field extraction method for determination of radon-222 in natural waters by liquid scintillation counting. *Limnol. Oceanogr. Methods* 4, 254–259.
- Santos, I.R., Lechuga-Deveze, C., Peterson, R.N., Burnett, W.C., 2011. Tracing submarine hydrothermal inputs into a coastal bay in Baja California using radon. *Chem. Geol.* 282, 1–10.
- Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeol. J.* 10, 52–67.
- Stellato, L., Petrella, E., Terrasi, F., Belloni, P., Belli, M., Sansone, U., Celico, F., 2008. Some limitations in using ^{222}Rn to assess river-groundwater interactions: the case of Castel di Sangro alluvial plain (central Italy). *Hydrogeol. J.* 16, 701–712.
- Tanner, A.B., 1986. Geological Factors that Influence Radon Availability. Publication SP-54, Air Pollution Control Association, Indoor Radon, Lewis, Pittsburg, PA pp.1–12.

Combining isotopic tracers (^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}$) for improved modelling of groundwater discharge to small rivers

K. Lefebvre,^{1,2,3*} F. Barbecot,³ M. Larocque³ and M. Gillon⁴

¹ Université Paris Sud, Laboratoire GEOPS 'Géosciences Paris Sud', bâtiments 504 & 509, F-91405 Orsay cedex, France

² CNRS, UMR 8148, Université Paris Sud, F-91405 Orsay cedex, France

³ GÉOTOP-UQAM, Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère, Montréal (Québec), Canada

⁴ UMR UAPV-INRA EMMAH, Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse, France

Abstract:

In regions where aquifers sustain rivers, the location and quantification of groundwater discharge to surface water are important to prevent pollution hazards, to quantify and predict low flows and to manage water supplies. ^{222}Rn is commonly used to determine groundwater discharge to rivers. However, using this isotopic tracer is challenging because of the high diffusion capacity of ^{222}Rn in open water. This study illustrates how a combination of isotopic tracers can contribute to an enhanced understanding of groundwater discharge patterns in small rivers. The aim of this paper is to combine ^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ to better constrain the physical parameters related to the degassing process of these tracers in rivers. The Hallue River (northern France) was targeted for this study because it is sustained almost exclusively by a fractured chalk aquifer. The isotopes ^{222}Rn , $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ were analysed along with other natural geochemical tracers. A mass balance model was used to simulate ^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. The results of $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ analyses prove that evaporation did not occur in the river. The calibration of a numerical model to reproduce ^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ provides a best-fit diffusive layer thickness of 3.21×10^{-5} m. This approach is particularly useful for small rivers flowing over carbonate aquifers with high groundwater DIC where the evolution of river DIC reflects the competing processes of groundwater inflow and CO_2 degassing. This approach provides a means to evaluate groundwater discharge in small ungauged rivers. Copyright © 2014 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS radon-222; groundwater–surface water interactions; mass balance; modelling; carbon-13; small river

Received 10 January 2014; Accepted 15 November 2014

INTRODUCTION

Surface water and groundwater were increasingly considered as a single resource (Cook, 2013). However, water exchanges between groundwater and surface water are still difficult to quantify with field methods and difficult to model (Kalbus *et al.*, 2006; Brunner *et al.*, 2011). In regions where aquifers sustain rivers, the location and quantification of groundwater discharge to surface water are important to prevent pollution hazards, to quantify and predict low flows and to manage water supplies. In the past decades, many studies have focused on groundwater discharge in river systems (Corbett *et al.*, 1997; Kimball *et al.*, 2001; Cook *et al.*, 2003; Becker *et al.*, 2004; Holtzman *et al.*, 2005; Mencio and Mas-Pla, 2008; Gleason *et al.*, 2009; Meredith *et al.*, 2009; Meredith and Kuzara, 2012; Atkinson *et al.*, 2013; Unland *et al.*, 2013; Battle-Aguilar *et al.*, 2014). A wide

range of methods have been reported in the literature for the study of groundwater–surface water interactions (see Cook, 2013 for review), such as heat tracer methods (Becker *et al.*, 2004; Constantz, 2008), methods based on Darcy's law (Freeze and Cherry, 1979; Landon *et al.*, 2001) or approaches using tracer mass balance (Zellweger, 1994; Harvey and Wagner, 2000). The most common tools used to determine groundwater discharge with a mass balance approach are geochemical and isotopic tracers, such as ^{222}Rn (Gleason *et al.*, 2009; Cartwright *et al.*, 2011; McCallum *et al.*, 2012; Battle-Aguilar *et al.*, 2014), CFCs (Cook *et al.*, 2003), SF_6 (Cook *et al.*, 2006), $\delta^{13}\text{C}$ (Meredith and Kuzara, 2012), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Katz *et al.*, 1997), $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ (Sklash and Farvolden, 1979; Meredith *et al.*, 2009) and major ions (Mencio and Mas-Pla, 2008). Among these tracers, ^{222}Rn is commonly used to locate groundwater inflow in surface water because it is produced by the radioactive decay of the ^{226}Ra in almost all aquifers, it is a non-reactive tracer and its activity in groundwater is usually significantly higher than in river water (Genereux and Hemond, 1990; Cable *et al.*, 1996; Cook, 2013). ^{222}Rn analysis can be measured by liquid scintillation counting in the laboratory

*Correspondence to: K. Lefebvre, CNRS, UMR 8148, Université Paris Sud, F-91405 Orsay cedex, France.
E-mail: karine.lefebvre@u-psud.fr

or by gas equilibrated with water for direct counting in the field (Dulaiova *et al.*, 2005). However, the main uncertainties in estimating groundwater–surface water exchange using ^{222}Rn are related to the uniformity of ^{226}Ra content in the groundwater and to the estimation of ^{222}Rn degassing from the river to the atmosphere. The degassing process is usually parameterized by performing parallel tracer tests with the injection of SF_6 directly into the river (Cook *et al.*, 2006). Although sampling for ^{222}Rn is relatively simple, the sampling and analyses for CFCs and SF_6 can be far more difficult and time consuming (Cook and Solomon, 1997; Vollmer and Weiss, 2002; Labasque *et al.*, 2014). Stable isotopes of water can also provide important information on groundwater contribution to a river (Klaus & McDonnell, 2013; Chiogna *et al.*, 2014), such as determining the altitude at which recharge occurs (Etcheverry, 2002) and whether or not evapotranspiration is an important process in the river water budget.

The isotopic content of dissolved inorganic carbon, $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, is another parameter that can show significant contrast between groundwater and surface water and has the potential to contribute tracing river degassing (Meredith and Kuzara 2012). In groundwater, the signature of DIC corresponds to a mixture between soil CO_2 and the geological formation (Gillon *et al.*, 2012), while the signature of DIC in rivers is controlled by the equilibration with the atmosphere. Here, the contrast between groundwater and surface water helps to trace the river water equilibration with atmosphere and provides a means to calibrate the ^{222}Rn distribution models. ^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ have not yet been paired to model groundwater discharge to river systems. Moreover, only a few studies have attempted to quantify groundwater discharge to rivers using $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ as a tracer (Corbett *et al.*, 1997; Meredith and Kuzara, 2012) or using the CO_2 pressure coupled with ^{222}Rn (Santos *et al.*, 2012). Thus there is a lack of knowledge regarding how they could be used together to more effectively trace groundwater inflow to small rivers.

The main objective of this study is to combine ^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ to calibrate the diffusion process of the gaseous tracers in small rivers so as to better constrain groundwater discharge therein. To achieve this objective, water was sampled for isotope analysis (^{222}Rn , $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) in the Hallue River, a small river located in northern France. This small river, which is fed almost exclusively by groundwater, is of interest for the calibration of diffusion-related parameters in a modelling approach which could then be applied in other, more hydrologically complex sites. Numerical simulations are used to calibrate tracer activities and concentrations within the river and to identify degassing parameters.

STUDY SITE

The Hallue River is a tributary of the Somme River in northern France (Figure 1). The river begins its course near the town of Vadencourt and joins the Somme River 15 km downstream in the town of Daours. Flowing north to south, the river drains a catchment area of 219 km². The topography varies between 156 and 27 m. Northern France is subject to an oceanic climate with relatively limited ranges of monthly temperature and precipitation. The mean annual air temperature is 10.6 °C in the catchment of the Somme River. The mean annual precipitation on the Hallue catchment is 768 mm yr⁻¹. The meteorological data correspond to the 1985–2010 mean provided by Météo France (2012).

The aquifer in this watershed corresponds to the Cretaceous Chalk (Machard de Gramont, 2007). The Chalk is overlain by loess sediments on the plateau, discontinuous alluvial deposits in the valley and Quaternary eolian deposits (Dupuis and Kuntz, 1972). Densely fractured, the Chalk is an excellent aquifer with a transmissivity of between 10^{-4} and $10^{-2}\text{m}^2\text{s}^{-1}$ (La Quèrière, 1974). Moreover, the ^{226}Ra content of this unconfined chalk aquifer has been shown to be relatively homogeneous (Joffroy, 1997). The ^{222}Rn production is therefore considered to be uniform. The Hallue River is supported by the fractured chalk aquifer, as illustrated by piezometric mapping (Figure 1). The aquifer drainage basin was drawn using the potentiometric map of La Quèrière (1974) and corresponds approximately to the surface drainage basin. The Hallue River is known for its

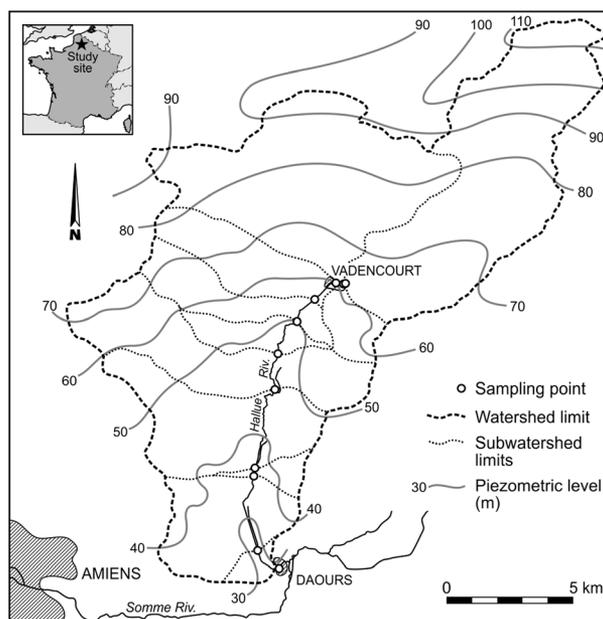


Figure 1. Piezometric map of the study site. Lines represent groundwater levels during the April 2011 sampling

high recharge rates and its flood events due to increases in piezometric levels (Caudron, 2001).

The surface hydrosystem is poorly developed: the channelization is limited with a limited main channel width and only a few small tributaries (four tributaries less than 1 m in width and 30 cm in depth; Figure 1). Direct runoff is limited due to the high permeability of the fractured chalk (Caudron, 2001). Using a small river fed almost exclusively by groundwater is particularly interesting for this type of study because it provides relatively constant hydrodynamic and geochemical conditions without the complexity of surface runoff, drainage and large tributary inflows. The mean recharge of the aquifer is estimated to be 200 mm yr^{-1} (La Qu erie, 1974).

METHODS

Field and laboratory measurements

Fieldwork was performed in April 2011 during base flow conditions following one month without any significant rainfall events. Eleven measurement stations were positioned along the principal channel (Figure 1). Channel width and depth, stream flow, water temperature, electric conductivity (EC) and pH were measured at these stations. The stream flow was estimated using the velocity-area method at each station using a mechanical micro-velocimeter (Seba hydrometrie; mean error <10%). At each station, four vertical profiles of four velocity measurements were made perpendicular to streamflow and evenly spaced across the width of the channel. Following the depth of the river at each profile, the measurements were made evenly spaced across the depth. The pH (error=0.1) and the specific EC (normalized at 25 °C, mean error=10 $\mu\text{S/cm}$) were measured with portable electrodes (WTW 330i) in the middle of the stream to obtain the most representative measurement.

River water was sampled with a sample-rinsed peristaltic pump calibrated to avoid degassing in the middle of the stream for subsequent measurements of alkalinity (in 60-ml clear glass bottles), $\delta^{13}\text{C}$ (in 60-ml clear glass bottles with three drops of saturated CuSO_4 solution), ^{222}Rn activity (250-ml clear glass bottles) and $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ (10-ml clear glass bottles). All samples were taken without leaving headspace. The alkalinity was measured at the end of each sampling day, using the Gran's method (mean error about 0.1 mmol/l; Buffle *et al.*, 1972; Gran, 1950). For ^{13}C , the samples were stored at 4 °C in the dark for two weeks. The ^{13}C contents were then measured using a mass spectrometer (Micromass, Isoprime model with triple universal collectors) at the GEOTOP laboratory at the Université du Québec   Montreal (Canada). ^{13}C contents are reported using conventional δ (‰) notation as a deviation from

V-PDB, and the error of $\delta^{13}\text{C}$ is 0.05‰ (mean error obtained from replicate analyses). For ^{222}Rn , the samples were stored in the dark and analysed four days after the sampling campaign. The ^{222}Rn activity was also measured with a liquid scintillation counter (Hydex, LS 300) at the Université du Québec   Montreal (Canada), and the mean error of radon activity was 5% (Lefebvre *et al.* 2013). The ^{222}Rn activity of the fractured chalk aquifer is considered equal to that of the main spring located at the upstream limit of the Hallue River. The CO_2 partial pressure above the stream water was measured using a Li-840A gas analyser (error = 1 ppm), and the gas was sampled in Exetainer tubes for $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ measurements. The contents of ^{18}O and ^2H were measured with a mass spectrometer (Finnigan, delta +) at the GEOPS laboratory at the Université Paris Sud (France). The ^{18}O and ^2H contents are reported using conventional δ (‰) notation as a derivation from the V-SMOW. The errors of the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ measurements are 0.2 and 1‰, respectively.

Modelling approach

Flow equation. Quantification of the groundwater contribution to river flow requires the characterization of the following processes occurring in the river: (i) degassing, (ii) evaporation, (iii) dilution or concentration by groundwater inflow, (iv) hyporheic exchange and (v) radioactive decay (Cook *et al.*, 2006; Cook, 2013). The governing processes were described by Cook *et al.* (2003) with the following equation:

$$Q \frac{dC}{dx} = I(c_i - c) + wEc + kw(Sc_a - c) + k'wpc_a - dw \lambda c \quad (1)$$

where Q is the stream flow rate ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$), c is the concentration of the tracer within the stream (content m^{-3}), x is the distance in the direction of flow (m), I is the groundwater inflow rate per unit of stream length ($\text{m}^3 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), c_i is the tracer concentration in the groundwater inflow (content m^{-3}), w is the width of the river surface (m), E is the evaporation rate (m s^{-1}), k is the gas transfer velocity across the water surface (m s^{-1}) (zero for tracers that do not exchange with the gas phase), S is the relative solubility of the tracer (unitless), c_a is the atmospheric mixing concentration of the tracer, in the case of gaseous tracers (content m^{-3}), k' is the air entrapment coefficient (m s^{-1}), ρ is the gas density (unitless), d is the mean stream depth (m) and λ is the radioactive decay constant (s^{-1}).

Air entrapment ($k'wpc_a$) is important for turbulent flows. In rivers with laminar flow, air entrapment can be neglected. Radioactive decay ($dw\lambda c$) is used only for ^{222}Rn (half-life 3.8 days = $3.3 \cdot 10^6$ s). The radioactive decay is expressed as follows:

$$A^{222}Rn_o = A^{222}Rn_s * e^{-\lambda t} \tag{2}$$

where $A^{222}Rn_o$ is the activity of radon at the outlet of the stream ($Bq l^{-1}$), $A^{222}Rn_s$ is the activity of radon at the spring of the stream ($Bq l^{-1}$) and t is time (s).

To be considered, the loss of ^{222}Rn by radioactive decay must be equal or higher than 5% of the stream water activity at the spring (Lefebvre *et al.*, 2013). Here, the spring located at the head of the main river channel is considered as the source of the river. The few tributaries also have a headwater spring, but their flow paths are much shorter. A loss of 5% of ^{222}Rn in the water can be expressed by the following:

$$A^{222}Rn_o = 0.95 * A^{222}Rn_s \tag{3}$$

The combination of equations (2) and (3) leads to the following:

$$t = \frac{\ln(0.95)}{-\lambda} \tag{4}$$

To lose this amount of ^{222}Rn , the transit time of water from the spring to the outlet must be at least 6.8h. Because the mean velocity deduced from stream flow measurements in the Hallue River varies between 0.2 and 1 m/s with a mean of approximately 0.6 m/s, the transit time is 6.7h. Consequently, the radioactive decay of ^{222}Rn has been neglected at this site.

River water sampled along the streamline displays a stable isotope composition in the domain defined by the Global Meteoric Water Line (GMWL; Craig, 1957; Figure 2) and the French Meteoric Water Line (Millot *et al.*, 2010). Therefore the Hallue River does not show evidence of evaporation and Equation (1) can be simplified as follows:

$$\frac{dQc}{dx} = q_{GW} * C_{GW} + \frac{D(c_a - c) * w}{d} + C_{trib} * \frac{Q_{trib}}{x} \tag{5}$$

where Q is the stream flow ($m^3 s^{-1}$), c_{GW} is the tracer concentration in groundwater (content m^{-3}), x is the length

of the section (m), q_{GW} is the groundwater inflow per unit of river length ($m^2 s^{-1}$), c is the tracer concentration within the stream (content m^{-3}), D is the diffusion coefficient of the tracer ($m^2 s^{-1}$), C_a is the tracer concentration if the river is in equilibrium with the atmosphere (content m^{-3}), w is the width of the section (m), d is the thickness of the diffusive layer (m), C_{trib} is the tracer concentration in the tributaries (content m^{-3}) and Q_{trib} is the inflow of the tributaries ($m^3 s^{-1}$).

Considering a discrete approach at steady-state conditions, the solution of Equation (5) can be expressed as follows:

$$C_o = \frac{q_{GW} * (C_{GW} - C_i) * x}{Q_o} + \frac{D(C_a - C_i) * w * x}{d * Q_o} + \frac{(C_{trib} - C_i) * Q_{trib}}{Q_o} + C_i \tag{6a}$$

with

$$Q_o = Q_i + Q_{trib} + q_{GW} * x \tag{6b}$$

where C_o is the tracer concentration at section outlet (content m^{-3}), Q_o is the stream flow at the section outlet ($m^3 s^{-1}$) and C_i is the tracer concentration at the section inlet (content m^{-3}), Q_i is the stream flow at the section inlet ($m^3 s^{-1}$).

Equation (5) is developed for both ^{222}Rn and $\delta^{13}C$. For these tracers, the contribution of the tributaries is assumed known, and the groundwater inflow is assumed to evolve linearly between two points of measurements. Calcite precipitation is another process that could affect $\delta^{13}C$. However, the stream does not show evidence of calcite formation; the water residence time seems to be too short to allow significant calcite precipitation. Moreover, calcium concentrations analysed during the study (results not shown here) do not show any evidence of calcium depletion along the river length. This confirms that if carbonation formation does occur, it is only of minor significance in the river geochemistry. Therefore, only the diffusion process requires calibration for ^{222}Rn and $\delta^{13}C$.

Calibration of the diffusion process. The diffusion efficiency varies from the spring to the outlet according to the evolution of the tracer content gradient between the water and atmosphere. For ^{222}Rn and $\delta^{13}C_{DIC}$, diffusion modelling assumes that the water column is divided into two parts (Schwarzenbach *et al.*, 2005). This modelling approach considers that the tracer content is constant in the water column from the river bed to the surface. The tracer content gradient should be localized to the uppermost micrometers of the water column where the diffusion process between the river and the atmosphere occurs (Schwarzenbach *et al.*, 2005). This transition zone is called the diffusive layer in a stagnant boundary layer

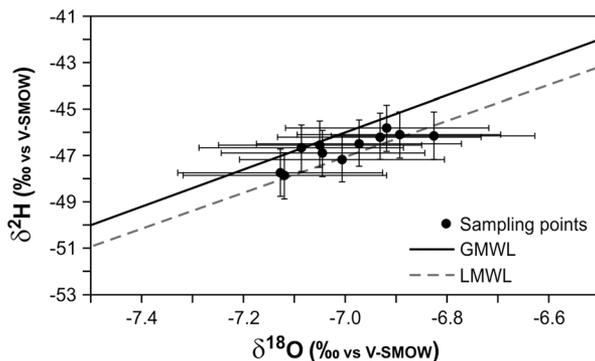


Figure 2. $\delta^{18}O$ and δ^2H composition of the Hallue river water in comparison with the Global Meteoric Water Line (GMWL) and the Local Meteoric Water Line (LMWL) which corresponds to the French Meteoric Water Line (Millot *et al.*, 2010)

model of gas exchange (Broecker and Peng, 1974). The diffusion process occurs until the water equilibrates with the atmosphere. For inert tracers such as ^{222}Rn , steadiness is reached when the equilibrium—Henry's Law—between the river water and the atmosphere is reached. Because ^{222}Rn fluxes due to water degassing are very low, the ^{222}Rn content in the atmosphere above the river surface is assumed equal to 0 Bq/m^3 (Cook *et al.*, 2006). For reactive tracers such as $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$, steadiness might correspond to a balance involving the sum of chemical processes known to occur in rivers (e.g. diffusion/degassing, groundwater inflow, calcite precipitation and biological activity). Moreover, the carbon content and the isotopic signature of the atmosphere near the river surface might not be 360 ppm and -8‰ for the CO_2 partial pressure in the atmosphere and the mean $\delta^{13}\text{C}$ content, respectively (Clark and Fritz, 1997). These values change with the environment and the seasons (Haszpra *et al.*, 2008; Biraud *et al.*, 2013). Therefore, because degassing is the only process described in the present modelling equations and inorganic carbon evolution in the stream is not achieved with a pure atmospheric end member, the asymptotic value of $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ obtained at the stream outlet is considered to be representative of water in equilibrium with the local atmosphere.

The diffusion process depends on (1) the agitation of the water surface (Broecker and Peng, 1974) and water viscosity, (2) the wind speed (Schwarzenbach *et al.*, 2005), (3) the diffusion coefficient of the gas and (4) the diffusive layer thickness. Water viscosity is well known to depend on temperature which is taken into account in the variation of the diffusion coefficient of radon and inorganic carbon with temperature (Unver and Himmelblau, 1964; Broecker and Peng, 1974; Zeebe, 2011). The effect of wind speed has been largely studied above seawater, lakes (Kanwisher, 1963; Wanninkhof *et al.*, 1987; Livingstone and Imboden, 1993) and streams (Wanninkhof *et al.*, 1990; Genereux and Hemond, 1992). Many empirical relationships between wind velocity and gas transfer velocity have been developed and are often site-dependent (Wanninkhof *et al.*, 1990). This effect can be neglected for wind speeds below 13 km/h (Crusius and Wanninkhof, 2003). During the sampling campaign, the wind velocity was lower than 9 km/h at the nearest Meteo France weather station (Amiens-Glisy) and negligible close to the river. For this reason, the wind velocity was not considered in the model. For each tracer, the diffusion coefficients were obtained from the literature (e.g. Broecker et Peng, 1974; Zeebe, 2011). The thickness of the diffusive layer was calibrated by fitting the simulated ^{222}Rn activity or $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ concentration to field-measured values.

Modelling the diffusion process of $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ requires a combined approach. The ^{13}C content of total dissolved

carbon in water depends on the distribution of each inorganic carbonate species (HCO_3^- , CO_3^{2-} and dissolved CO_2), which depends on the water pH. Each species is characterized by different diffusion coefficients which are taken into account in the model (Zeebe, 2011). Moreover, the diffusion coefficient of ^{13}C is lower than the diffusion coefficient of ^{12}C due to differences in mass (Equation (7); Cerling *et al.*, 1991):

$$D(^{12}\text{C}) = 1.0044 * D(^{13}\text{C}) \quad (7)$$

where $D(^{12}\text{C})$ is the diffusion coefficient of ^{12}C and $D(^{13}\text{C})$ is the diffusion coefficient of ^{13}C . At each sampling point, the total DIC and the related speciation (HCO_3^- , CO_3^{2-} and dissolved CO_2) were calculated using Phreeqc software (Parkhurst and Appelo, 1999), and the pH and alkalinity values measured in the field. The amounts of ^{12}C and ^{13}C of each species were quantified using the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ and the DIC speciation with the following equations:

$$^{13}C_S = \frac{[S]}{1 + \left[\frac{1}{(\delta^{13}C_S/1000+1)*R} \right]} \quad (8)$$

$$^{12}C_S = \frac{[S]}{1 + (\delta^{13}C_S/1000+1)*R} \quad (9)$$

where $^{12}C_S$, $^{13}C_S$ and $\delta^{13}C$ are the ^{12}C -concentration, ^{13}C -concentration and the δ value of each species respectively (mmol/l; ‰ V-PDB), $[S]$ is the concentration of the species (mmol/l) and R is the ratio of the international standard (V-PDB), which was equal to 0.0111949 (Gonfiantini *et al.*, 1995). Equation (6a) was then applied to each heavy and light carbonate isotope, and the $\delta^{13}\text{C}$ was calculated with the final $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio for each carbon species.

Sensitivity analysis. A sensitivity analysis was performed to test the model robustness. The unknown parameter in the modelling approach is the thickness of the diffusive layer, which should range from 3.6×10^{-6} to 1.4×10^{-4} m (Wanninkhof *et al.*, 1990). To test the sensitivity of the model to this parameter, the thickness of the diffusive layer was systematically modified from 5×10^{-6} to 9×10^{-5} m. The normalized root mean square error was used to assess the optimal value of this parameter for both ^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ (Equation (10)).

$$\chi^2 = \sum \frac{(V_m - V_s)^2}{e} \quad (10)$$

where V_m is the measured value (Bq/l or ‰), V_s is the simulated value (Bq/l or ‰) and e is the measurement error (Bq/l or ‰; Table I).

Table I. Stream water dataset (from field measurements and samples)

Distance from the spring km	Q m ³ /s	pH	EC μS/cm (25 °C)	T° °C	δ ¹⁸ O ‰ (vs V-SMOW)	δ ² H ‰ (vs V-SMOW)	A ²²² Rn Bq/l	TDIC mmol/l	δ ¹³ C ‰ (vs V-PDB)
0	0.01	7.2	642	12	-7.12	-47.9	7.88	7.14	-15.0
0.1	0.03	7.0	635	10.6	-7.13	-47.7	7.77	8.21	-15.0
0.8	0.12	7.3	619	11	-7.09	-46.7	5.40	6.71	-13.7
1.9	0.34	7.4	614	11	-7.04	-46.9	5.44	6.45	-13.6
3.1	0.33	7.9	609	11.4	-7.05	-46.5	4.41	5.60	-13.3
4.8	0.39	7.7	610	10.9	-7.01	-47.2	2.60	5.85	-13.1
6.5	0.40	8.3	583	11.8	-6.97	-46.5	1.36	5.42	-12.4
9.8	0.64	7.6	601	10.5	-6.89	-46.1	0.82	5.93	-12.9
10.1	0.63	7.9	581	12.1	-6.92	-45.8	0.67	5.63	-13.0
13.2	0.64	7.9	585	11.3	-6.93	-46.2	0.43	5.62	-12.3
14.5	0.84	7.7	580	10.4	-6.83	-46.2	0.42	5.84	-12.3

RESULTS AND DISCUSSION

Field measurements of flow rates, radon and carbon

From the spring to the outlet, the DIC decreases from 7.1 to 5.4 mmol l⁻¹ and the pH and δ¹³C increase from 7 to 8.3 and from -15 to -12.3‰, respectively (Figures 3 and 4). These changes are related to the equilibration between the river and atmosphere via the CO₂ degassing process. At the stream outlet the pH, DIC and δ¹³C profiles seem to reach a steady state. These values do not

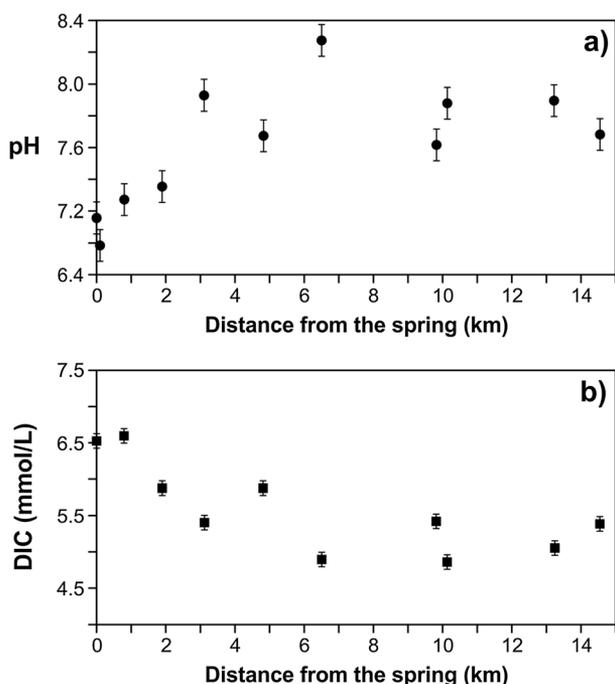


Figure 3. Hallue River profiles for a) measured pH and b) measured DIC

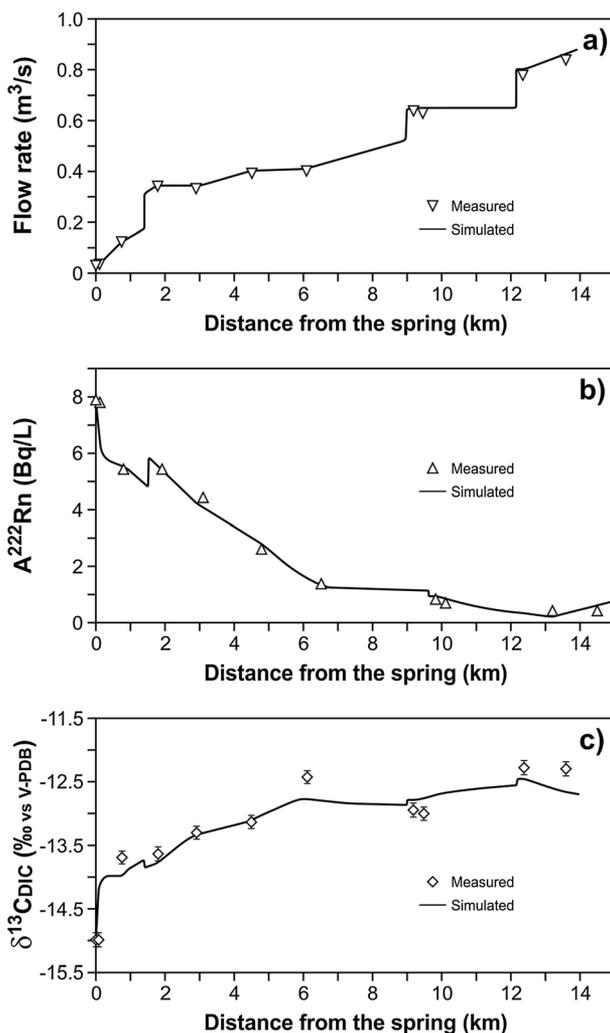


Figure 4. Hallue River profiles for measured and simulated a) flow rates, b) ²²²Rn and c) δ¹³C

correspond to the theoretical values of water equilibrium in an ideal atmosphere: a simulation of this equilibrium using the Phreeqc software yields a pH of 8.7, a DIC equal to 5.0 mmol l^{-1} and a $\delta^{13}\text{C}$ of 0 ‰. The continuous degassing of CO_2 from the river locally affects the signature of the atmosphere, as evidenced by the CO_2 partial pressure and $\delta^{13}\text{C}$ measurements of the atmospheric CO_2 within the first meter above the water (Figure 5). Here, the composition of the air in contact with the river water was intermediate between the common atmosphere content and an air in equilibrium with the river chemistry. Even if only degassing is considered in the model, the steady state achieved by the stream is due to the complex relationships between groundwater inflow, degassing and biological activity. Therefore values (DIC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$) at the outlet were used to characterize DIC and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ in equilibrium with the atmosphere in order to consider the CO_2 composition measured above the river (pCO_2 of 1000 ppm and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ of -12.5 ‰), in the modelling approach. From the spring to the outlet, ^{222}Rn activity decreased from 7.8 to 0.4 Bq l^{-1} (Table I; Figure 4). This change is due to a balance between the groundwater inflow, which sustains the radon activity, and the degassing of the ^{222}Rn to the atmosphere.

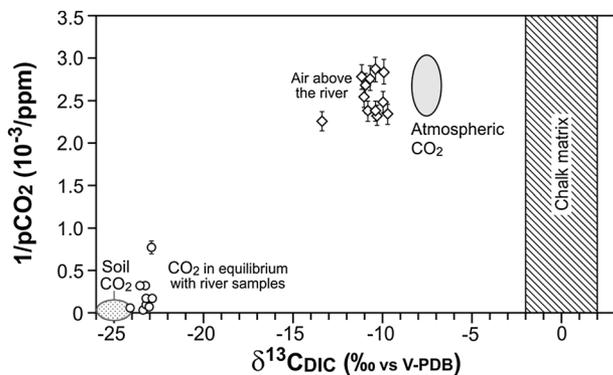


Figure 5. Relationship between CO_2 pressure and $\delta^{13}\text{C}$ of the atmosphere above the Hallue River

The increase in stream flow from the spring to the outlet is only due to the groundwater inflow from the three tributaries or direct inflow through the river bed (Figure 4). The flow rates at these tributaries are 0.14 , 0.12 and $0.15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ for tributaries 1, 2 and 3, respectively. At the outlet, the stream flow reaches $0.9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. The discharge per meter of river is highest in the upper reaches of the river (up to 2 km). Between 6.3 and 10 km, the stream flow also increases, but at a lesser rate than near the source of the river. The flow rate increase in the last 2.3 km is mainly due to the third tributary.

Simulation results

In the modelling approach, the stream was discretized every 20 m to avoid calculation issues that would arise from an excessively long spatial step. The flow, which was assumed to only be the result of groundwater inflow, was linearly distributed on each cell of the model and assumed to be constant during the transit time of the water in the river (approximately 7 h). Most model parameters were determined from field measurements. Moreover, the chemical compositions of groundwater and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ were assumed constant during calculations. The four diffusion coefficients were estimated from the literature, and the thickness of the diffusive layer was calibrated to obtain the best fit between the measured and the simulated ^{222}Rn activities and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ signatures (see Table II). The model reproduces the ^{222}Rn activities and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ signatures well with a diffusive layer of $3.21 \times 10^{-5} \text{ m}$ (Figure 4). Therefore, the coupling approach seems to be accurate for model calibration. The diffusive layer thickness is in the mid-range of those reported from other studies (Broecker and Peng, 1974; Cook *et al.*, 2003; Cook *et al.*, 2006).

The variation of this parameter mainly depends on the salinity of the water and the turbulence of the flow (Broecker and Peng, 1974). Although turbulence and salinity changes are significant in lacustrine to marine environments (Broecker and Peng, 1974), they have a lesser impact in small rivers, where these two factors

Table II. Model parameters. The diffusion coefficients are from the literature (Broecker and Peng, 1974 for the ^{222}Rn and Zeebe, 2011 for the carbon species). The thickness of the diffusive layer is optimized by the modelling approach. The chemistry of the groundwater and river are derived from water measurements

	^{222}Rn (Bq/l)	TDIC (mmol/l)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ vs V-PDB)	CO_2 (mmol/l)	HCO_3^- (mmol/l)	CO_3^{2-} (mmol/l)
Groundwater content	7.8	7.14	-15	1.79	5.35	0.0015
River in equilibrium with the atmosphere	0	5.24	-12.3	0.0795	5.11	0.0374
Diffusion coefficient (m^2/s) (from literature)	1.05×10^{-9}			1.40×10^{-9}	7.48×10^{-10}	5.50×10^{-10}
Thickness of diffusive layer (m)	3.6×10^{-5}	3.6×10^{-5}	3.6×10^{-5}	3.6×10^{-5}	3.6×10^{-5}	3.6×10^{-5}

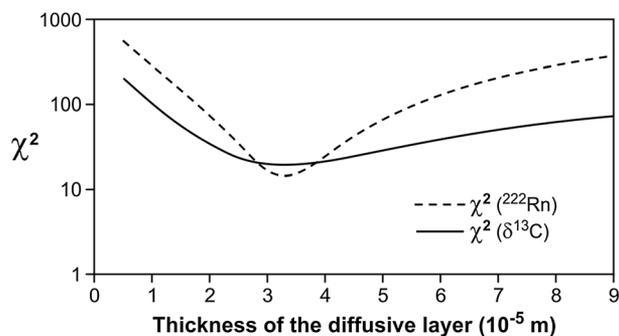


Figure 6. Sensitivity of the model to the diffusive layer thickness

might be considered as negligible sources of changes in the boundary layer thickness.

The sensitivity analysis performed on the thickness of the diffusive layer highlights the sensitivity of the model to this parameter (Figure 6). Although the two models converge towards the same minimum, the ^{222}Rn model is clearly more sensitive to the diffusion layer thickness than the $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ model. This difference is most likely observed because the ^{222}Rn gradient from the river to the atmosphere is much larger than the carbon species gradient. Nevertheless, achieving a common diffusion layer thickness that provides a good simulation of both isotopes indicates that the mass balance model used here adequately represents both ^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$. The ratio between the diffusion coefficient of the ^{222}Rn and the best thickness of the diffusive layer obtained in this work is approximately two times higher than the degassing constants determined by Cook ($2.83 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ in this work vs. $1.14 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ in Cook *et al.*, 2003 and $1.85 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-1}$ in Cook *et al.*, 2006). This difference is certainly due to river shape parameters, such as the difference between the rivers' depths and widths, which were significantly lower in our study.

CONCLUSION

Among the various processes that can affect ^{222}Rn dynamics in small rivers in an oceanic climate, degassing can be considered to be the most important. This research aimed to illustrate how a combination of isotopic tracers can contribute to a better understanding of groundwater discharged flows in a small river. Geochemical variables and isotopes were measured and used in a numerical model to discretize groundwater inflow to the river as well as determine the thickness of the diffusive layer. A best-fit diffusive layer thickness of $3.21 \times 10^{-5} \text{ m}$ was identified and ^{222}Rn and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ were satisfactorily simulated via a sensitivity analysis of the model. This use of two natural isotopic tracers prevents the use of artificial tracers, which can be costly. The approach suggested in this work is expected to be particularly useful for small rivers, where

the diffusion coefficient can be considered constant along the river length. This method is also expected to be particularly applicable in carbonate aquifers, where river flow primarily originates from groundwater.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank Prof. Marlin and the students from the Master 'H2S' (Département des Sciences de la Terre, Université Paris XI) for their contribution during the sampling campaign and their support for field measurements.

REFERENCES

- Atkinson AP, Cartwright I, Gilfedder BS, Hofmann H, Unland NP, Cendón DI, Chisari R. 2013. A multi-tracer approach to quantifying groundwater inflows to an upland river; assessing the influence of variable groundwater chemistry. *Hydrological Processes* DOI: 10.1002/hyp.10122
- Battle-Aguilar J, Harrington GA, Leblanc M, Welch C, Cook PG. 2014. Chemistry of groundwater discharge inferred from longitudinal river sampling. *Water Resources Research* **50**(2): 1550–1568.
- Becker MW, Georgian T, Ambrose H, Siniscalchi J, Fredrick K. 2004. Estimating flow and flux of ground water discharge using water temperature and velocity. *Journal of Hydrology* **296**(1–4): 221–233. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2004.03.025.
- Biraud SC, Torn MS, Smith JR, Sweeney C, Riley WJ, Tans PP. 2013. A multi-year record of airborne CO_2 observations in the US Southern Great Plains. *Atmospheric Measurement Technique* **6**(3): 751763. DOI: 10.5194/amt-6-751-2013.
- Broecker WS, Peng TH. 1974. Gas exchange rates between air and sea. *Tellus* **26**(1–2): 21–35.
- Brunner P, Cook PG, Simmons CT. 2011. Disconnected surface water and groundwater: from theory to practice. *Groundwater* **49**(4): 460467.
- Buffle J, Parthasarathy N, Monnier D. 1972. Errors in the gran addition method: Part I. Theoretical calculation of statistical errors. *Analytica Chimica Acta* **59**(3): 427–438.
- Cable JE, Burnett WC, Chanton JP, Weatherly GL. 1996. Estimating groundwater discharge into the northeastern Gulf of Mexico using radon-222. *Earth and Planetary Science Letters* **144**: 591–604.
- Cartwright I, Hofman H, Sirianos MA, Weaver TR, Simmons CT. 2011. Geochemical and ^{222}Rn constraints on baseflow to the Murray River, Australia, and timescales for the decay of low-salinity groundwater lenses. *Journal of Hydrology* **405**: 333–343.
- Caudron M. avec la collaboration de Nail C. 2001 – Département de la Somme – Inondations 2001 – Constat des remontées exceptionnelles du niveau des nappes phréatiques. BRGM/RP-50885-FR.
- Cerling TE, Solomon DK, Quade J, Bowman JR. 1991. On the isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**: 3403–3405.
- Chiogna G, Santoni E, Camin F, Tonon A, Majone B, Trenti A, Bellin A. 2014. Stable isotope characterization of the Vermigliana catchment. *Journal of Hydrology* **509**(0): 295–305. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.11.052
- Clark I, Fritz P. 1997. *Environmental isotopes in hydrology*. Lewis Publishers: New York.
- Constantz J. 2008. Heat as a tracer to determine streambed water exchanges. *Water Resources Research* **44**(4): DOI: 10.1029/2008wr006996.
- Cook PG. 2013. Estimating groundwater discharge to rivers from river chemistry surveys. *Hydrological Processes* **27**(25): 3694–3707.
- Cook PG, Solomon DK. 1997. Recent advances in dating young groundwater: chlorofluorocarbons, ^3H and ^85Kr . *Journal of Hydrology* **191**(1): 245–265.
- Cook PG, Favreau G, Dighton JC, Tickell S. 2003. Determining natural groundwater inflow to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers. *Journal of Hydrology* **277**(1–2): 74–88.

- Cook PG, Lamontagne S, Berhane D, Clark JF. 2006. Quantifying groundwater discharge to Cockburn River, southeastern Australia, using dissolved gas tracers ^{222}Rn and SF_6 . *Water Resources Research* **42**(10): 10.1029/2006WR004921.
- Corbett DR, Burnett WC, Cable PH, Clark SB. 1997. Radon tracing of groundwater input into Par Pond, Savannah River Site. *Journal of Hydrology* **203**(1): 209–227.
- Craig H. 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **12**(1–2): 133–149. DOI: 10.1016/0016-7037(57)90024-8
- Crusius J, Wanninkhof R. 2003. Gas transfer velocities measured at low wind speed over a lake. *Limnology and Oceanography* **48**(3): 1010–1017.
- Dulaiova H, Peterson R, Burnett WC, Lane-Smith D. 2005. A multi-detector continuous monitor for assessment of ^{222}Rn in the coastal ocean. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* **263**(2): 361–365.
- Dupuis C, Kuntz G. 1972. — Carte géologique Fr. 1/50.000, Feuille Amiens
- Etcheverry D. 2002. Valorisation des méthodes isotopiques pour les questions pratiques liées aux eaux souterraines: isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène. *Office fédéral des eaux et de la géologie. Berne, Switzerland, FOWG reports, Geological series 2.*
- Météo France. 2012. Données climatologiques de la station d'Amiens-Glisly entre 1985 et 2011, Publiothèque météo France.
- Freeze RA, Cherry J. 1979. *Groundwater*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs: NJ.
- Genereux DP, Hemond HF. 1990. Naturally occurring radon-222 as a tracer for streamflow generation: steady state methodology and field example. *Water Resources Research* **26**(12): 3065–3075.
- Genereux DP, Hemond HF. 1992. Determination of gas exchange rate constants for a small stream on walker branch watershed, Tennessee. *Water Resources Research* **28**(9): 2365–2374.
- Gillon M, Barbecot F, Gibert E, Plain C, Corcho-Alvarado JA, Massault M. 2012. Controls on ^{13}C and ^{14}C variability in soil CO_2 . *Geoderma* **189**: 431–441.
- Gleason T, Novakowski K, Cook PG, Kyser K. 2009. Constraining groundwater discharge in a large scale watershed: Integrated isotopic, hydraulic, and thermal data from the Canadian shield. *Water Resources Research* **45**(8). DOI: 10.1029/2008WR007622.
- Gonfiantini R, Stichler W, Rozanski K. 1995. Standards and intercomparison materials distributed by the International Atomic Energy Agency for stable isotope measurements.
- Machard de Gramont H. 2007. Projet INTERREG III A FLOOD1. Rôle des eaux souterraines dans le déclenchement des crues : choix du site expérimental et campagne de forages. *BRGM/IRP-55377-FR.*
- Gran, G. (1950). Determination of the equivalent point in potentiometric titrations. *Acta Chemica Scandinavica* **4**(4): 559–577.
- Harvey JW, Wagner BJ. 2000. Quantifying hydrologic interactions between streams and their subsurface hyporheic zones. *Streams and ground waters*, Jones JA, Mulholland PJ (eds). Academic Press: San Diego, USA. **344**: 3 – 44.
- Haszpra L, Barcza Z, Hidy D, Szilágyi I, Dlugokencky E, Tans P. 2008. Trends and temporal variations of major greenhouse gases at a rural site in Central Europe. *Atmospheric Environment* **42**(38): 8707–8716. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2008.09.012.
- 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* **34**(3): 897–906.
- Joffroy ME. 1997. Analyses par spectrométrie de masse du ^{226}Ra et des déséquilibres $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ dans les eaux naturelles : un nouvel outil de datation en hydrogéologie. *Thèse de doctorat de l'Université Paris Sud.*
- Kalbus E, Reinstorf F, Schirmer M. 2006. Measuring methods for groundwater–surface water interactions: a review. *Hydrology and Earth System Sciences* **10**(6): 873–887
- Kanwisher J. 1963. Effect of wind on CO_2 exchange across the sea surface. *Journal of Geophysical Research* **68**(13): 3921–3927. DOI: 10.1029/JZ068i013p03921.
- Katz BG, Coplen TB, Bullen TD, Davis JH. 1997. Use of chemical and isotopic tracers to characterize the interactions between ground water and surface water in mantled karst. *Groundwater* **35**(6): 1014–1028.
- Kimball B, Runkel R, Gerner L. 2001. Quantification of mine-drainage inflows to Little Cottonwood Creek, Utah, using a tracer-injection and synoptic-sampling study. *Environmental Geology* **40**(11–12): 1390–1404.
- Klaus J, McDonnell JJ. 2013. Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. *Journal of Hydrology* **505**(0): 47–64. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2013.09.006
- La Quérière Ph. 1974. Résumé des résultats de recherche sur le bassin versant de l'Hallue. *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie* **11**(2).
- Labasque T, Aquilina L, Vergnaud V, Barbecot F. 2014. Inter-laboratory comparison of sulfur hexafluoride (SF_6) and three chlorofluorocarbons (CFC-11 , $^{-12}$ and $^{-113}$) in groundwater and air standard. *Applied Geochemistry* **40**: 119–125.
- Landon MK, Rus DL, Harvey FE. 2001. Comparison of Instream Methods for Measuring Hydraulic Conductivity in Sandy Streambeds. *Ground Water* **39**(6): 870–885.
- Lefebvre K, Barbecot F, Ghaleb B, Larocque M, Gagné, S. 2013. Full range determination of ^{222}Rn at the watershed scale by liquid scintillation counting. *Applied Radiation and Isotopes* **75**(0): 71–76.
- Livingstone DM, Imboden DM. 1993. The non-linear influence of wind-speed variability on gas transfer in lakes. *Tellus B* **45**(3): 275–295.
- McCallum JL, Cook PG, Berhane D, Rumpf C, McMahon G. 2012. Quantifying groundwater flows to streams using differential flow gaugings and water chemistry. *Journal of Hydrology* **416–417**: 118–132.
- Mencio A, Mas-Pla J. 2008. Assessment by multivariate analysis of groundwater–surface water interactions in urbanized Mediterranean streams. *Journal of Hydrology* **352**(3–4): 355–366. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.01.014
- Meredith EL, Kuzara SL. 2012. Identification and Quantification of Base Flow Using Carbon Isotopes. *Ground Water* **50**(6): 959–965. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2012.00952.x
- Meredith KT, Hollins SE, Hughes CE, Cendón DI, Hankin S, Stone DJM. 2009. Temporal variation in stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) and major ion concentrations within the Darling River between Bourke and Wilcannia due to variable flows, saline groundwater influx and evaporation. *Journal of Hydrology* **378**(3): 313–324.
- Millot R, Giraud EP, Guerrot C, Négrel P. 2010. Multi-isotopic composition ($\delta^{17}\text{O}$ - $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{11}\text{B}$ - $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{15}\text{N}$) of rainwaters in France: Origin and spatio-temporal characterization. *Applied Geochemistry* **25**(10): 1510–1524.
- Parkhurst DL, Appelo CAJ. 1999. User's guide to PHREEQC (Version 2): A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *U.S. Geological Survey. Water Resource Investigations Report.* 99–4259.
- Santos IR, Maher DT, Eyre BD. 2012. Coupling automated radon and carbon dioxide measurements in coastal waters. *Environmental Science & Technology* **46**(14): 7685–7691.
- Schwarzenbach, RP, Gschwend, PM, Imboden, DM 2005. Transport Through Boundaries, in Environmental Organic Chemistry. *John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, NJ, USA.* **19**:833–885. DOI: 10.1002/0471649643.
- Sklash MG, Farnold RN. 1979. The role of groundwater in stormrunoff. *Journal of Hydrology* **43**: 45–65.
- Unland NP, Cartwright I, Andersen MS, Rau GC, Reed J, Gilfedder BS, Atkinson AP, Hofmann H. 2013. Investigating the spatio-temporal variability in groundwater and surface water interactions: a multi-technique approach. *Hydrology and Earth System Sciences* **17**: 3437–3453.
- Unver AA, Himmelblau, DM 1964. Diffusion Coefficients of CO_2 , C_2H_4 , C_3H_6 , and C_4H_8 in Water from 6° to 65°C . *Journal of Chemical and Engineering Data* **9**(3): 428–431
- Vollmer MK, Weiss RF. 2002. Simultaneous determination of sulfur hexafluoride and three chlorofluorocarbons in water and air. *Marine Chemistry* **78**(2): 137–148.
- Wanninkhof R, Ledwell JR, Broecker WS, Hamilton M. 1987. Gas exchange on Mono lake and Crowley lake, California. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)* **92**(C13): 14567–14580.
- Wanninkhof R, Mulholland PJ, Elwood JW. 1990. Gas exchange rates for a first-order stream determined with deliberate and natural tracers. *Water Resources Research* **26**(7): 1621–1630.
- Zeebe RE. 2011. On the molecular diffusion coefficients of dissolved, and their dependence on isotopic mass. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **75**(9): 2483–2498.
- Zellweger GW. 1994. Testing and Comparison of 4 Ionic Tracers to Measure Stream-Flow Loss by Multiple Tracer Injection. *Hydrological Processes* **8**(2): 155–165.